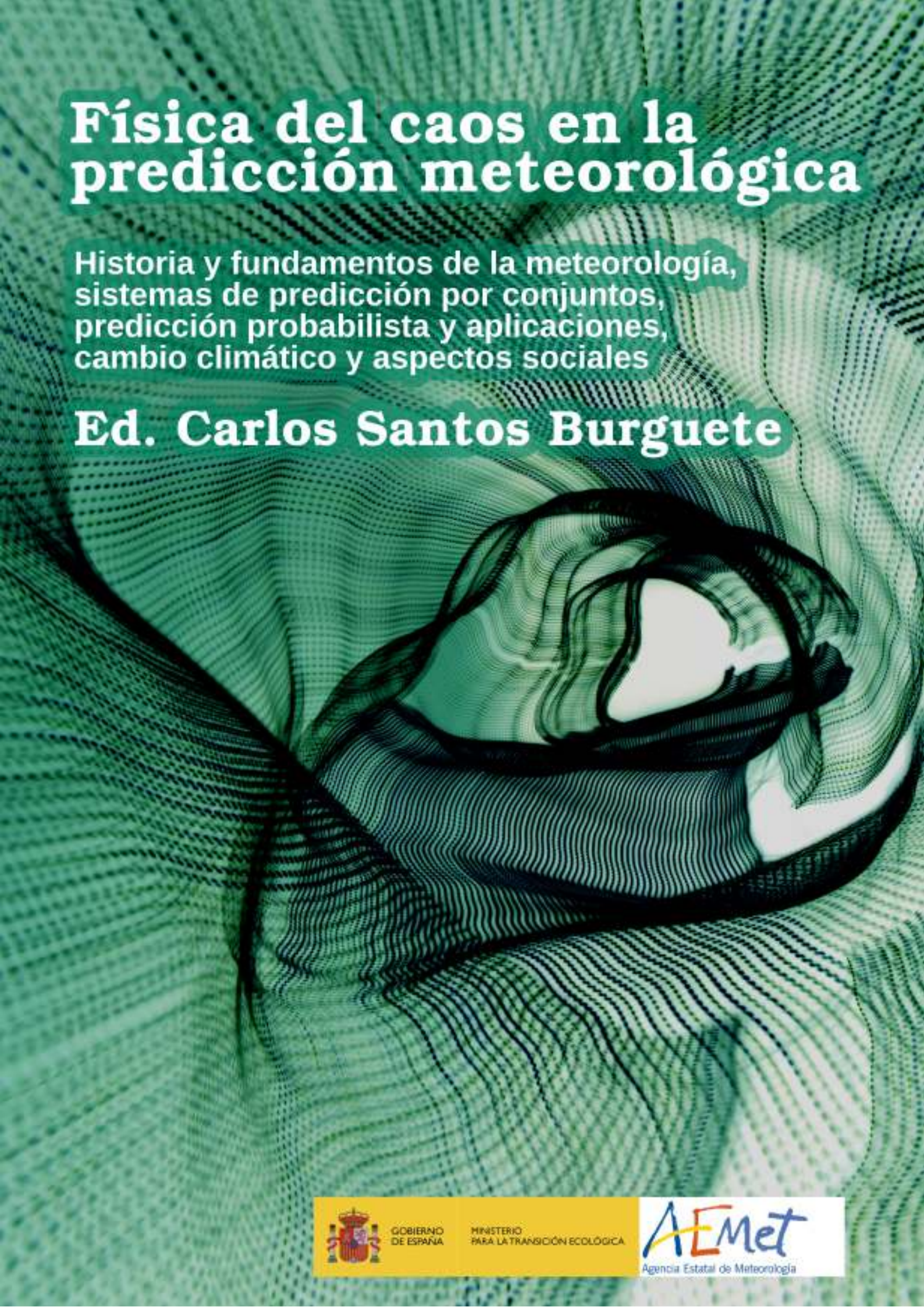
Física del caos en la predicción meteorológica

Historia y fundamentos de la meteorología, sistemas de predicción por conjuntos, predicción probabilista y aplicaciones, cambio climático y aspectos sociales

Ed. Carlos Santos Burguete



GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO PARA LA TRANSICIÓN ECOLÓGICA
AEMet
Agencia Estatal de Meteorología

La física del caos en la predicción meteorológica

La predicción del tiempo y del clima despiertan un interés creciente en la sociedad, especialmente los fenómenos adversos y el calentamiento global. ¿Hasta cuántos días son fiables las predicciones del tiempo? ¿En qué se basa la predicción por localidades? ¿Pueden hacerse predicciones con seis meses de antelación? ¿Cómo puede predecirse el cambio climático? ¿Se harán predicciones cada vez más exactas? ¿Qué es el efecto mariposa? Intentando dar respuesta a estas preguntas, este libro aproxima al lector al mundo de la meteorología y, en particular de la predicción del tiempo, que se apoya enormemente en los modelos atmosféricos, en los que se ha introducido en las últimas décadas la física del caos para conseguir resultados más realistas. Manteniendo una visión general divulgativa se ofrece una visión ecléctica de la meteorología y la predicción, intentando abordar equilibradamente diferentes aspectos, empezando por una breve historia de la predicción y de la física del caos. Manteniendo también rigor científico y técnico, se introducen e ilustran tanto el problema de la predecibilidad, como los fundamentos de los sistemas de predicción por conjuntos. Entre sus numerosas aplicaciones mostramos algunas, como la predicción aeronáutica, del oleaje o de rayos, los medicanes, la meteorología en el Mediterráneo y, con especial énfasis, las predicciones mensual y estacional, así como las proyecciones climáticas, tocando de lleno el problema del calentamiento global y el cambio climático. La aplicación a la predicción basada en probabilidades se ejemplifica con una serie de casos de estudio, tanto de fenómenos meteorológicos adversos como predicciones cotidianas. A los aspectos sociales, de capital importancia, se dedica una parte específica que incluye, entre otros, la percepción de la meteorología y la probabilidad, así como el reto de la comunicación en los medios de la predicción probabilista.

La física del caos en la predicción meteorológica

Ed. Carlos Santos Burguete

Agencia Estatal de Meteorología

2018

Ilustraciones de portada y contraportada: Gonzalo Mayoral.

Aviso legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización.

Edita:

© Ministerio para la Transición Ecológica
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2018

Publicación incluida en el programa editorial del suprimido Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente y editada por el Ministerio para la Transición Ecológica (de acuerdo con la reestructuración ministerial establecida por Real Decreto 355/2018, de 6 de junio).

Catálogo de publicaciones de la Administración General del Estado:
http://publicacionesoficiales.boe.es

NIPO: 014-18-009-X

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro , 8
28040 Madrid
http://www.aemet.es

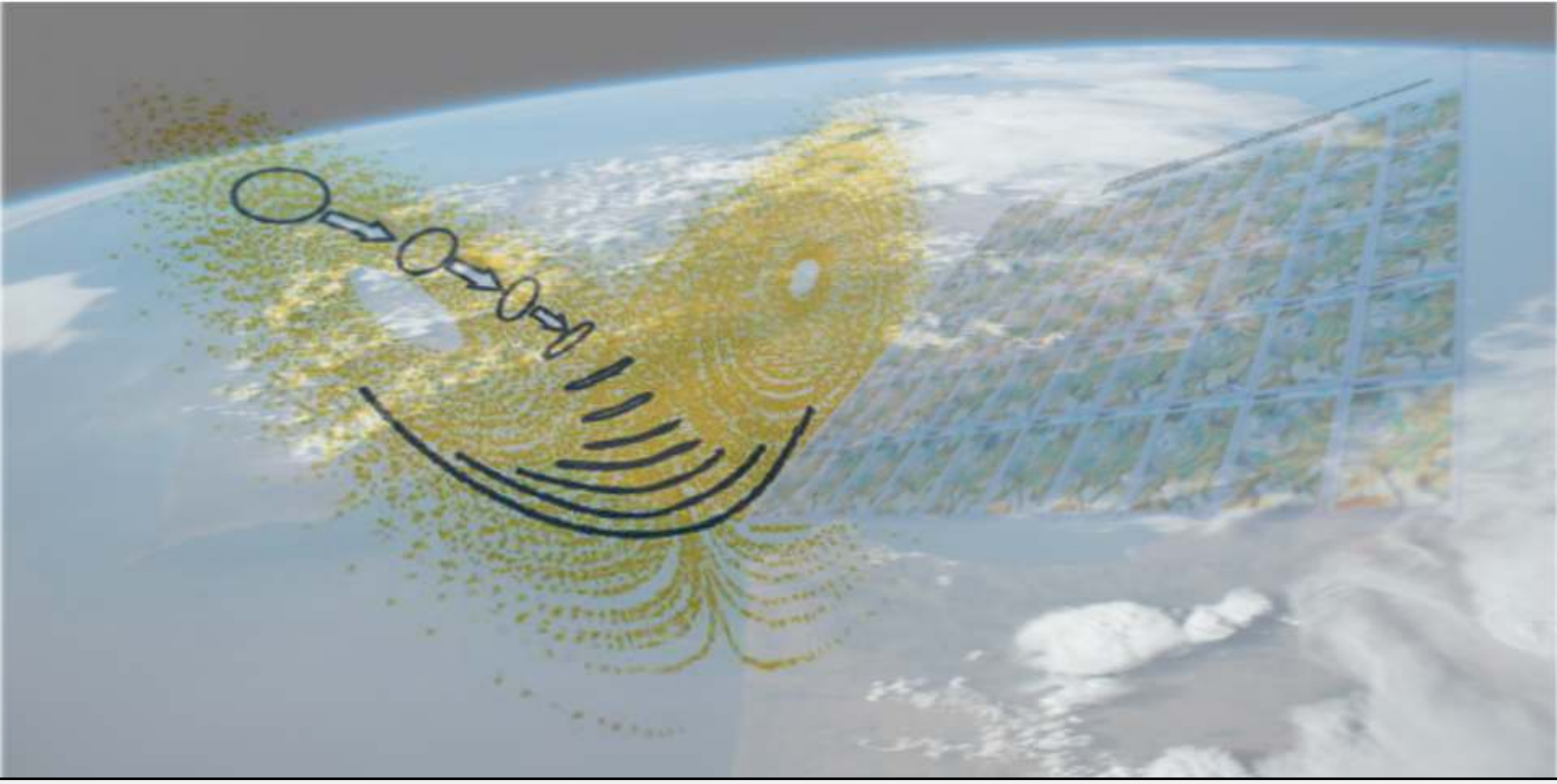
@Aemet_Esp

https:/www.facebook.com/AgenciaEstatalMeteorologia

En memoria de Óscar García Colombo, «Cuco»

En memoria de Rafael Ancell Trueba

En memoria de Antonio Mestre Barceló



Contenido

Portada i
Contenido xxix
Agradecimientos xxxi
Prólogo de Eugenia Kalnay xxxv
Prólogo de Ángel Rivera xxxix
Prefacio xliii

Lista de autores 1

I Introducción 7

1 Introducción 9
C. Santos

1.1 La predicción mensual 10
1.2 Meteorología y predicción 12
1.3 Modelos atmosféricos y sus limitaciones 12
1.4 Limitaciones de los modelos y nuevo paradigma 14
1.5 Predicción probabilista 15
1.6 Estructura del libro 18

2 Introducción histórica a la física del caos 19
C. Santos y D. Fuertes

2.1 Paradigmas científicos 20
2.2 El determinismo 22
2.3 Cambios de paradigma 22
2.4 Física del caos 23
2.5 Personalidades en caos 25

3 Perspectiva histórica de la predicción meteorológica antes del siglo XX 27
R. García

3.1 Introducción 28
3.2 Meteorología, astronomía y climatología 28
3.3 El desarrollo de la observación y las comunicaciones 31
3.4 De las primeras predicciones al planteamiento científico 32

4 La predicción operativa y el papel del predictor 35
J. C. Bullón y S. Viana

4.1 Introducción a la predicción operativa 36
4.2 El trabajo del predictor en función del rango de predicción 37
4.2.1 Nowcasting 37
4.2.2 Predicción a corto plazo 38
4.2.3 Predicción a medio y largo plazo 39
4.3 Estructuras meteorológicas a escala sinóptica y mesoescalar 41
4.3.1 Escala sinóptica 41
4.3.2 Mesoescala 45
4.3.3 Fenómenos locales o de microescala 48
4.4 El papel del predictor y su evolución: La predicción 2.0 49
4.4.1 El predictor y la resistencia al cambio 49
4.4.2 La incertidumbre «se queda en casa» 50
4.4.3 El predictor «saturado» 50
4.4.4 Meteorología operativa vs. meteorología de desarrollo 51
4.4.5 Redes sociales 51
4.4.6 El futuro valor añadido del predictor 51

II Fundamentos 53

5 Física del caos 55
C. Santos, J. Simarro y D. Fuertes

5.1 Sistemas dinámicos 56
5.1.1 Sistemas dinámicos discretos 56
5.1.2 Sistemas dinámicos continuos 57
5.1.3 El péndulo simple 58
5.1.4 Diagrama de fases 59
5.1.5 Sistemas dinámicos lineales, no lineales y caóticos 60
5.1.6 Linealización 61
5.2 Sensibilidad a las condiciones iniciales 62
5.2.1 El péndulo doble 62
5.2.2 Problema de los tres cuerpos 63
5.2.3 El sistema de Lorenz 65
5.3 Sensibilidad a parámetros del modelo 68
5.3.1 Otra vez el sistema de Lorenz 68
5.4 El caos 69
5.5 El efecto mariposa 70
5.6 Conclusiones 70
5.7 Anexo: conceptos asociados a sistemas dinámicos no lineales 71

6 Ciencias de la atmósfera 73
M. Gómez y A. Subías

6.1 Radiación . . . 74
6.1.1 Leyes y conceptos fundamentales . . . 74
6.1.2 La radiación solar y su espectro electromagnético . . . 75
6.1.3 Calentamiento desigual . . . 75
6.1.4 Interacción radiación-materia . . . 76
6.1.5 Balance de energía . . . 77
6.2 Termodinámica . . . 79
6.2.1 Composición de la atmósfera . . . 79
6.2.2 Leyes y conceptos fundamentales . . . 79
6.2.3 Procesos adiabáticos . . . 80
6.2.4 Aire húmedo . . . 80
6.2.5 Estabilidad vertical de la atmósfera . . . 81
6.3 Dinámica Atmosférica . . . 83
6.3.1 Ecuaciones de la dinámica . . . 83
6.3.2 Aproximaciones . . . 84
6.3.3 Ondas . . . 86
6.3.4 Circulación General de la Atmósfera . . . 87
6.3.5 Frentes . . . 87

7 Satélites meteorológicos . . . 89
C. Marcos

7.1 Introducción . . . 90
7.2 Órbitas . . . 90
7.3 Historia . . . 92
7.4 Uso operativo de las imágenes de satélite . . . 94
7.4.1 Bandas en el visible . . . 94
7.4.2 Bandas ventana en el IR cercano y en el IR térmico . . . 96
7.4.3 Bandas de absorción en el IR térmico . . . 98
7.5 Productos derivados utilizados en predicción operativa . . . 100
7.5.1 Composiciones RGB . . . 102
7.5.2 Productos del NWCSAF . . . 104
7.6 Misiones futuras . . . 107
7.7 Enlaces de interés . . . 108

8 Radar meteorológico y red de rayos . . . 109
J. M. Gutiérrez, anexo: I. Guerrero y D. Momblona

8.1 Radares meteorológicos . . . 110
8.2 El problema de la estimación de precipitación a partir del radar . . . 110
8.3 Limitaciones y fuentes de error en la medida radar . . . 110
8.4 El radar DOPPLER . . . 111
8.5 Exploración volumétrica radar y volumen polar de datos . . . 111
8.6 Características generales de los productos radar . . . 111
8.7 Tipos principales de productos radar . . . 112
8.7.1 PPI . . . 112
8.7.2 CAPPI . . . 113
8.7.3 ECHOTOP . . . 114
8.7.4 ZMAX - Proyección de máximos de reflectividad sobre la horizontal . . . 115
8.7.5 VIL . . . 115
8.7.6 SRI . . . 116
8.7.7 Precipitación acumulada . . . 116
8.7.8 VVP . . . 118
8.8 Secciones verticales . . . 118
8.9 Mosaicos de productos radar . . . 119
8.10 Anexo: red de rayos de AEMET . . . 120

9 Climatología y observaciones . . . 123
A. Chazarra, C. Rodríguez y C. M. Flores

9.1 Climatología y clima . . . 124
9.2 Caracterización del clima a partir de datos climatológicos . . . 125
9.3 Normales climatológicas . . . 126
9.4 La importancia de las observaciones climatológicas . . . 127
9.5 El Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET . . . 128
9.6 Almacenamiento de datos y control de calidad . . . 132

10 Modelos atmosféricos . . . 137
F. J. Calvo

10.1 Modelos atmosféricos . . . 138
10.1.1 Escalas . . . 139
10.1.2 Anidamiento . . . 140
10.1.3 Downscaling dinámico . . . 140
10.2 Componentes de un modelo atmosférico de predicción . . . 140
10.3 Asimilación de datos . . . 141
10.4 Dinámica . . . 143
10.5 Parametrizaciones físicas . . . 145
10.5.1 Radiación . . . 145
10.5.2 Procesos orográficos . . . 146
10.5.3 Procesos superficiales . . . 146
10.5.4 Turbulencia . . . 147
10.5.5 Nubes . . . 147
10.6 Terminología: dominio, malla, niveles, fecha, pasada y alcance . . . 149
10.7 Colaboraciones internacionales . . . 150
10.8 Lecturas recomendadas . . . 151

11 Supercomputación . . . 153
D. Santos, anexo: R. Suárez

11.1 Contexto histórico . . . 154
11.2 Cray, el padre de la supercomputación . . . 156
11.3 Supercomputación en ECMWF . . . 156
11.4 Supercomputación en AEMET . . . 158
11.5 Terminología . . . 159
11.6 Anexo: Big Data . . . 159

12 Predecibilidad . . . 163
C. Santos

12.1 Limitaciones del esquema determinista . . . 164
12.1.1 Caos en la atmósfera . . . 164
12.1.2 Esquemas determinista y probabilista . . . 165
12.2 Problema de la predecibilidad . . . 165
12.2.1 El estado atmosférico como probabilidad . . . 166
12.2.2 Sensibilidad a las condiciones iniciales . . . 166
12.2.3 Predecibilidad de primera y de segunda clase . . . 166
12.3 Predecibilidad cotidiana . . . 167
12.4 Necesidad y objetivos de los sistemas de predicción probabilistas . . . 168
12.5 Fenómenos extremos y fenómenos adversos . . . 169
12.5.1 Episodios adversos europeos Lothar y Martin . . . 170
12.5.2 Caso de Oliva en noviembre de 1987 . . . 171
12.5.3 La singularidad pluviométrica de la Marina Alta y La Safor . . . 171
12.5.4 Predecibilidad de la precipitación . . . 171
12.6 Predecibilidad y predicción . . . 172
12.7 Conclusiones . . . 172

13 Sistemas de predicción por conjuntos (SPC) . . . 173
C. Santos

13.1 Necesidad . . . 174
13.2 ¿Qué se hacía antes de los SPC? . . . 175
13.2.1 Consistencia entre pasadas . . . 175
13.2.2 Consistencia entre modelos . . . 176
13.3 Objetivos de un sistema de predicción probabilista . . . 178
13.4 Sistemas de predicción por conjuntos (SPC) . . . 179
13.4.1 ¿Qué es un SPC? Miembros y escenarios . . . 181
13.5 Diseño de SPC . . . 182
13.5.1 Escalas y plazos . . . 182
13.5.2 SPC globales . . . 182
13.5.3 SPC regionales . . . 183
13.6 Representación de la incertidumbre . . . 184
13.6.1 Distribuciones de probabilidad y de frecuencia . . . 184
13.6.2 Un ejemplo de predicción probabilista SPC para un lugar y un momento . . . 185
13.6.3 Centralización . . . 186
13.6.4 Crítica al uso del promedio de un SPC . . . 186
13.6.5 Dispersión . . . 189
13.6.6 Medidas de posición . . . 191
13.6.7 Valores atípicos (outliers) . . . 191
13.6.8 Diagramas de caja (boxplots) . . . 191
13.6.9 Ejemplos sencillos de predicciones SPC . . . 192
13.6.10 Ajuste de una distribución . . . 194
13.6.11 PDF, CDF y percentiles . . . 195
13.6.12 Estimación del carácter extremo de la predicción . . . 196
13.6.13 Agrupamiento . . . 196
13.6.14 Mapas y gráficas . . . 197
13.7 Visión crítica . . . 198
13.7.1 Carácter discreto o continuo de la PDF . . . 198
13.7.2 Equiprobabilidad de los miembros . . . 199
13.8 Conclusiones . . . 199

14 Posproceso estadístico . . . 201
D. Quintero

14.1 Introducción al posproceso clásico . . . 202
14.1.1 Métodos clásicos de posproceso: Perfect Prog y MOS . . . 202
14.1.2 Métodos más modernos: BMA y ELR . . . 203
14.1.3 Estratificación o agrupación . . . 206
14.2 Aprendizaje Automático . . . 206
14.2.1 Brevísimo panorama del Aprendizaje Automático . . . 206
14.2.2 Aplicación en el posproceso de AEMET-γSREPS . . . 209
14.2.3 La temperatura: análisis y observación . . . 209
14.2.4 El viento: análisis y observación . . . 211
14.3 Conclusiones . . . 212

15 Verificación probabilista . . . 213
C. Santos

15.1 Introducción a la verificación . . . 214
15.1.1 Calidad, valor y consistencia . . . 214
15.1.2 Subjetiva, objetiva y diagnóstica . . . 215
15.1.3 Frente a observaciones y frente a análisis . . . 216
15.1.4 Tipos de variables . . . 216
15.2 Métodos estadísticos clásicos . . . 216
15.2.1 Métodos:tipos . . . 216
15.2.2 Métodos descriptivos . . . 216
15.2.3 Medidas o scores y atributos de calidad . . . 217
15.2.4 Skill scores . . . 218
15.2.5 Representaciones gráficas . . . 219

15.3 El límite de predecibilidad . . . 222
15.4 Visión crítica y perspectivas . . . 224
15.5 Métodos espaciales . . . 225
15.5.1 Predicciones de precipitación . . . 225
15.5.2 Doble penalización . . . 226
15.5.3 Métodos diagnósticos espaciales . . . 226
15.6 ¿Son perfectos los SPC? . . . 227
15.7 Calidad de los miembros individuales . . . 227
15.8 Consistencia del flujo a gran escala . . . 228
15.8.1 Histogramas de rango . . . 228
15.8.2 Diagramas dispersión-error . . . 229
15.9 Eventos binarios . . . 230
15.9.1 Marco general de Brier . . . 230
15.9.2 Frecuencia de ocurrencia . . . 231
15.9.3 Agudeza . . . 231
15.9.4 Fiabilidad . . . 232
15.9.5 Resolución . . . 235
15.9.6 Discriminación y curva ROC . . . 237
15.9.7 Resumen de propiedades . . . 237
15.9.8 Conexión Brier - propiedades . . . 238
15.9.9 Ranked y Continuous ranked probability score (CRPS) . . . 238
15.10 Valor (económico) relativo . . . 240
15.11 Conclusiones . . . 244
15.12 Enlaces de interés . . . 246

III Diseño . . . 247

16 Diseño de SPC, error en condiciones iniciales . . . 249
P. Escribà

16.1 Análisis y su error . . . 250
16.2 Técnicas de generación de estados iniciales . . . 250
16.2.1 Multimodelo . . . 250
16.2.2 Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) . . . 252
16.2.3 Método NMC . . . 253
16.2.4 Lagged ensemble . . . 254
16.2.5 Ensemble Data Assimilation . . . 254
16.2.6 vectores singulares . . . 255
16.3 Verificación de las técnicas disponibles en AEMET . . . 256
16.3.1 Técnicas de generación de conjuntos disponibles en AEMET . . . 256
16.3.2 Descripción de los experimentos . . . 256
16.3.3 Verificación . . . 257
16.4 Resumen y conclusiones . . . 260

17 Diseño de SPC, error en el modelo . . . 263
A. Callado

17.1 Introducción . . . 264
17.2 Historia y conceptos básicos . . . 265
17.3 Errores e incertidumbres del modelo . . . 266
17.3.1 Errores versus incertidumbres . . . 266
17.3.2 Incertidumbres en la dinámica y en la física . . . 267
17.4 Métodos en los SPC para tener en cuenta errores e incertidumbres en los modelos . . . 270
17.4.1 SPC multiparámetros . . . 270
17.4.2 SPC multifísica . . . 272
17.4.3 SPC multimodelo . . . 273
17.4.4 SPC con física estocástica (parametrizaciones estocásticas) . . . 275
17.5 Discusión final . . . 277

18 Diseño de SPC, error en condiciones contorno . . . 281
J. Sancho

18.1 Errores debidos a las condiciones de contorno . . . 282
18.2 Archivo TIGGE y metodología . . . 284
18.3 Comparación de los diferentes SPC en TIGGE . . . 286
18.4 Experimentos multimodelo LAF y SLAF . . . 288
18.5 Conclusiones . . . 291

IV Sistemas . . . 293

19 El Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo . . . 295
D. Gutiérrez y A. Ghelli

19.1 El Centro Europeo o ECMWF . . . 296
19.2 El Sistema Integrado de Predicción o IFS . . . 297
19.3 El Sistema de Predicción por Conjuntos del ECMWF (ECENS o ENS-IFS) . . . 299
19.4 Proyectos: Plan estratégico 2016-2025 del ECMWF, la hoja de ruta hasta 2025 . . . 303
19.5 Participación española . . . 304
19.6 Participación femenina . . . 305
19.7 Epílogo . . . 305

20 El consorcio HIRLAM y el SPC GLAMEPS . . . 307
G. Morales y C. Santos

20.1 El consorcio HIRLAM y otras agrupaciones europeas . . . 308
20.2 GLAMEPS . . . 310
20.2.1 Configuración . . . 310
20.2.2 Verificación . . . 312
20.2.3 Calibración . . . 313
20.2.4 Ejemplos de predicciones . . . 314
20.2.5 Plataforma Harmon-EPS . . . 315
20.2.6 Anexo: GLAMEPS en cifras . . . 315
20.3 Anexo: El modelo HIRLAM en España . . . 316
20.4 Anexo: El modelo HARMONIE- AROME en España . . . 316

21 SPC hecho en España, AEMET-SREPS . . . 319
J. A. García-Moya, A. Callado, P. Escribà, J. Montero, J. Sancho, C. Santos, D. Santos-Muñoz y J. Simarro

21.1 El proyecto AEMET-SREPS . . . 320
21.2 Metodología . . . 321
21.2.1 Multimodelo . . . 322
21.2.2 Multianálisis y multicontorno . . . 323
21.2.3 Posproceso . . . 324
21.3 Otras investigaciones . . . 324
21.3.1 Calibración estadística . . . 324
21.3.2 SPC difusivo . . . 326
21.3.3 SPC híbrido . . . 326
21.3.4 Error en las observaciones . . . 327
21.3.5 Time lagged ensemble con AEMET-SREPS . . . 327
21.4 Verificación: consistencia del flujo a gran escala . . . 328
21.4.1 Rendimiento de los miembros individuales . . . 328
21.4.2 Consistencia estadística con las observaciones en el flujo a gran escala . . . 329
21.4.3 Dispersión . . . 329

21.5 Verificación: tiempo sensible . . . 331
21.5.1 Tiempo sensible: respuesta frente a eventos binarios . . . 331
21.5.2 Periodo, predicciones y observaciones . . . 331
21.5.3 Medidas de verificación y estrategia . . . 332
21.5.4 Resumen de resultados . . . 333
21.6 Usuarios . . . 335
21.7 Proyectos . . . 335
21.7.1 Proyectos internacionales de gran escala . . . 335
21.7.2 Energía eólica . . . 335
21.7.3 UIB (fenómenos adversos en el mediterráneo) . . . 336
21.8 Resumen y conclusiones . . . 336

22 AEMET-γSREPS . . . 339
A. Callado, P. Escribà y J. A. García-Moya, contribuciones de: M. Compte, D. Gil, A. Martín y J. Rodríguez

22.1 La incertidumbre en la escala convectiva . . . 340
22.1.1 La atmósfera en la escala convectiva y el espectro de energía $K^{-5/3}$ . . . 340
22.1.2 El límite inherente de predecibilidad en la escala convectiva . . . 340
22.1.3 Modelos y SPC en la escala convectiva . . . 341
22.1.4 ¿Y por qué SPC en la escala convectiva o kilométrica? . . . 343
22.2 SPC de alta resolución . . . 344
22.3 Objetivos del γSREPS . . . 346
22.4 Fase de diseño . . . 346
22.4.1 Incertidumbre en condiciones iniciales . . . 346
22.4.2 Multicondiciones de contorno . . . 346
22.4.3 Multimodelo . . . 347
22.4.4 Incertidumbre campos de superficie . . . 349
22.5 Características de AEMET-γSREPS . . . 351
22.5.1 Incertidumbre en condiciones iniciales . . . 351
22.5.2 Incertidumbre en las condiciones de contorno . . . 351
22.5.3 Incertidumbre en los modelos . . . 352
22.5.4 Mallas horizontales . . . 353
22.5.5 Niveles verticales . . . 353
22.5.6 Configuraciones de los modelos . . . 354
22.5.7 Resolución de las condiciones de contorno . . . 354
22.5.8 Parametrizaciones . . . 354
22.6 Evolución y futuro . . . 355
22.7 Resultados . . . 357
22.7.1 Verificación objetiva . . . 357
22.7.2 Verificación subjetiva . . . 358
22.8 Productos probabilistas de alta resolución . . . 360
22.8.1 Mapas de probabilidad . . . 360
22.8.2 EPSgramas para aeropuertos . . . 361
22.8.3 AEROgramas . . . 362
22.9 Calibración . . . 363
22.10 El proyecto *SRNWP EPS Phase II* de EUMETNET . . . 364

23 El SPC de UK Met Office MOGREPS . . . 367
K. Mylne

23.1 Introducción y breve historia . . . 368
23.2 MOGREPS en 2017 . . . 369
23.3 Planes futuros . . . 370

24 SPC en México . . . 373
SMN, México

24.1 Introducción . . . 374
24.2 Antecedentes . . . 374
24.3 Primeros intentos . . . 375
24.4 Ensambles en Servidor Virtual . . . 376
24.5 Futuro . . . 377

25 MyWave: Sistemas locales de predicción de oleaje por conjuntos . . . 379
C. Toledano

25.1 SPC de olas . . . 380
25.2 Configuración de los sistemas locales WAVE-EPS . . . 380
25.2.1 Descripción de los modelos locales del Atlántico . . . 381
25.2.2 Descripción del wave-EPS del Atlántico . . . 381
25.2.3 Descripción del modelo local del Mediterráneo . . . 382
25.2.4 Descripción del wave-EPS del Mediterráneo . . . 382
25.3 Validación del sistema determinista de oleaje . . . 382
25.4 El modelo local WAVE-EPS para los puertos . . . 384
25.4.1 Consistencia del WAVE-EPS . . . 387
25.5 Resultados . . . 388
25.6 Conclusiones . . . 391

26 SPC en el mundo, proyectos TIGGE y TIGGE-LAM . . . 393
J. Sancho

26.1 SPC globales en el mundo: El proyecto TIGGE . . . 394
26.1.1 Características de los Sistemas de Predicción por Conjuntos (SPC) . . . 395
26.1.2 Europa, ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), ECENS 396
26.1.3 EEUU, NCEP (National Centers of Environmental Prediction, USA), GEFS . . . 397
26.1.4 China, CMA (China Meteorological Administration) . . . 397
26.1.5 Canadá, CMC (Meteorological Centre of Canada), GEPS . . . 398
26.1.6 Reino Unido, UKMO (United Kingdom Meteorological Office), MOGREPS-G . . . 398
26.1.7 Australia, BMRC (Bureau of Meteorology Research Center), BoM-EPS . . . 398
26.1.8 Brasil, CPTEC (Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos) . . . 398
26.1.9 Japón, JMA (Japan Meteorological Agency) . . . 399
26.1.10 Corea, KMA (Korea Meteorological Agency) . . . 399
26.1.11 Francia, Météo-France, PEARP . . . 399
26.2 SPC regionales: Proyecto TIGGE-LAM . . . 400
26.2.1 Características específicas . . . 400
26.2.2 COSMO-DE-EPS de COSMO . . . 401
26.2.3 Arome-France-EPS de Météo-France . . . 401
26.2.4 Short Range Ensemble Forecast (SREF) del NCEP . . . 401
26.2.5 AEMET-SREPS de AEMET . . . 402
26.3 Personalidades . . . 402

V Aplicaciones . . . 405

27 Predicción probabilista . . . 407
C. Santos, anexo: S. González, anexo: A. Subías y A. Roa

27.1 Incertidumbres propias en predicción del tiempo . . . 408
27.2 Productos crudos . . . 408
27.2.1 Sellos . . . 408
27.2.2 Espaguetis . . . 410
27.2.3 Penachos . . . 411
27.3 El papel de la resolución . . . 411
27.3.1 Comparación control-determinista . . . 411

27.4 Estimación de la incertidumbre: agrupamiento . . . 412
27.4.1 Grupos AEMET . . . 412
27.4.2 Supergrupos AEMET . . . 415
27.4.3 Grupos ECMWF . . . 417
27.4.4 Nuevos grupos (2017) en AEMET . . . 418
27.5 Estimación de la incertidumbre: dispersión . . . 418
27.5.1 Mapas de dispersión-promedio . . . 418
27.6 Predicción de eventos . . . 422
27.6.1 Mapas de probabilidad . . . 422
27.7 Predicción del riesgo . . . 425
27.7.1 Climatología del ECENS (M-climate) . . . 425
27.7.2 Índice de predicción extrema (EFI) . . . 426
27.7.3 Desplazamiento de cola SOT . . . 427
27.7.4 Estructuras tropicales . . . 428
27.8 Productos en localizaciones . . . 430
27.8.1 EPSgramas . . . 431
27.8.2 Penachos (en extinción) . . . 438
27.9 Productos experimentales . . . 439
27.10 Predicción de la predecibilidad: predecibilidad dependiente del flujo . . . 440
27.11 Valor de los SPC . . . 440
27.11.1 ¿Pueden usarse los SPC sin probabilidades? . . . 440
27.11.2 ¿Qué es realmente nuevo? . . . 441
27.12 Conclusiones . . . 441
27.13 Anexo: predecibilidad de la precipitación . . . 442
27.14 Anexo: nuevo agrupamiento de ECENS en AEMET . . . 446
27.14.1 Método . . . 446
27.14.2 Resultados . . . 448
27.14.3 Conclusiones . . . 451

28 Predicciones mensual, estacional y anual . . . 453
A. Pastor, B. Navascués, E. Sánchez, J. Voces y F. Doblas-Reyes

28.1 Predicciones de largo plazo . . . 454
28.1.1 Fundamentos . . . 454
28.1.2 Incertidumbres propias del largo plazo . . . 455
28.1.3 Predicción vs proyección . . . 457
28.1.4 SPC de conveniencia . . . 458
28.1.5 Predicción estacional: enfoques estadístico y dinámico . . . 459
28.1.6 Ejemplo de sistema de predicción estacional: S-ClimWaRe . . . 460
28.1.7 Fiabilidad . . . 464
28.1.8 Tendencias actuales hacia el esquema *seamless* . . . 464
28.2 Predicción mensual . . . 466
28.2.1 Particularidades de las predicciones mensuales del ECMWF . . . 466
28.2.2 Productos . . . 467
28.3 Predicción estacional y anual . . . 468
28.3.1 Particularidades del sistema de predicción estacional del ECMWF . . . 470
28.3.2 Productos (estacional) . . . 471
28.3.3 Descripción del sistema ECMWF (predicción anual) . . . 475
28.4 Centros especiales de predicción estacional . . . 475
28.5 Predicción decadal . . . 478
28.5.1 Descripción del sistema ECMWF (predicción decadal) . . . 479
28.5.2 Productos (decadal) . . . 480
28.6 Conclusiones . . . 481

29 Proyecciones climáticas . . . 483
E. Rodríguez, F. González, M. Montoya y J. A. Parodi

29.1 Introducción . . . 484
29.2 Escalas de variabilidad climática . . . 485
29.2.1 Ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad: El Niño y la Oscilación del Sur . . . 490
29.2.2 Ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad: Oscilación del Atlántico Norte . . . 491
29.3 Forzamientos climáticos . . . 493
29.3.1 Influencia del forzamiento radiativo en el clima . . . 498
29.4 Modelos climáticos . . . 499
29.4.1 Predicciones y proyecciones climáticas . . . 502
29.4.2 Historia del desarrollo de los modelos . . . 503
29.5 Incertidumbres y uso de ensembles en clima . . . 505
29.5.1 Verificación vs evaluación . . . 506
29.5.2 El Periodo histórico . . . 507
29.5.3 Paleoclima . . . 508
29.5.4 Los climas glacial e interglacial: el LGM y el MH . . . 510
29.5.5 La Era Común . . . 512
29.5.6 Proyecciones de cambio climático . . . 514
29.5.7 Ejemplo de modelización climática con el modelo EC-Earth . . . 517
29.6 Cambio climático . . . 519
29.6.1 IPCC . . . 519
29.6.2 Cambio climático: resultados concluyentes . . . 520
29.7 Conclusiones . . . 521
29.8 Enlaces de interés . . . 522

30 Radar probabilista . . . 523
M. Berenguer y D. Sempere

30.1 Fuentes de incertidumbre en las observaciones radar . . . 524
30.2 Métodos probabilistas para observación radar de la precipitación . . . 525
30.3 El CRAHI . . . 526

31 Aplicaciones en predicción aeronáutica . . . 529
E. Werner

31.1 Introducción . . . 530
31.2 EPSgramas aeronáuticos . . . 530
31.3 EPSgramas con el ECENS . . . 530
31.4 EPSgramas con GLAMEPS . . . 532
31.5 EPSgramas de alta resolución temporal y espacial: gamma-SREPS . . . 533
31.6 Anexos . . . 535

32 SPC en el Mediterráneo . . . 537
V. Homar, A. Jansà y R. Romero

32.1 Perspectiva histórica . . . 538
32.2 Meteorología mediterránea . . . 541
32.2.1 Lluvias mediterráneas intensas . . . 541
32.2.2 Vientos fuertes . . . 544
32.2.3 Convección organizada. Medicanes . . . 547
32.3 Uso de SPC para el Mediterráneo . . . 550
32.3.1 Métodos de generación de SPC . . . 551
32.4 Aplicación de SPC para la predicción de inundaciones . . . 554
32.5 Desafíos y oportunidades de futuro . . . 556

33 Predicción de medicanes . . . 557
M. A. Picornell y J. Campins

33.1 Los ciclones mediterráneos y el tiempo adverso . . . 558
33.2 Predecibilidad de los ciclones mediterráneos . . . 559
33.3 Predicción de ciclones a partir de modelos numéricos . . . 560
33.3.1 Detección y trayectoria de ciclones . . . 560
33.3.2 El espacio de fases de los ciclones . . . 560
33.4 Un caso particular: Medicanes . . . 562
33.5 Conclusiones . . . 567

34 Previsión de rayos . . . 569
J. A. Sosa

34.1 Fenómenos adversos . . . 570
34.2 Actividad eléctrica y *graupel* . . . 570
34.3 Un sólo modelo: ensemble de hombre muy pobre . . . 571
34.4 Conclusiones . . . 573

35 Aplicación SPC para avisos meteorológicos . . . 575
J. Simarro

35.1 Introducción . . . 576
35.2 Avisos meteorológicos . . . 576
35.3 Un problema de probabilidades . . . 577
35.4 Caso de estudio: la borrasca Ana . . . 580

36 Aplicaciones en el IPMA (Portugal) . . . 585
J. Rio y V. Costa

36.1 Predicción operativa . . . 586
36.2 Predicciones automáticas por localidades . . . 587

37 Aplicaciones en Argentina . . . 589
Ruiz, J., Aldeco L., Diehl A., García Skabar Y., Matsudo C., Osman M., Pelorosso L., Saulo. C. y Vera C.

37.1 Introducción . . . 591
37.2 Pronósticos por ensambles en alta resolución . . . 592
37.2.1 Estrategias de pronóstico por ensamble en alta resolución . . . 592
37.2.2 Análisis del caso de estudio . . . 593
37.3 Calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos . . . 595
37.3.1 Regresión por análogos . . . 595
37.3.2 Verificación de los pronósticos por análogos en Argentina . . . 597
37.3.3 Visualización de los pronósticos por análogos . . . 599
37.4 Pronósticos por ensambles en escala estacional . . . 600
37.4.1 Calibración de pronósticos estacionales . . . 601
37.4.2 Verificación de los pronósticos estacionales calibrados sobre Sudamérica . . . 602
37.5 Conclusiones generales del capítulo . . . 604

38 Aplicaciones en energía solar . . . 607
D. Masa, A. C. do Amaral Burghi, T. Hirsch y R. Pitz-Paal

38.1 Previsiones meteorológicas en la energía solar fotovoltaica . . . 608
38.1.1 Beneficios de las predicciones probabilistas . . . 609
38.1.2 Efecto cartera, almacenamiento eléctrico y gestión de la demanda . . . 610
38.2 Inclusión de incertidumbres de predicciones meteorológicas en la optimización del despacho de energía por plantas solares de concentración . . . 612

39 SPC y estimaciones de incertidumbre en predicción de energía eólica 615
A. Catalina y J. R. Dorronsoro

39.1 Introducción 616
39.2 Modelos Neuronales y SVR 616
39.3 Experimentos 617
39.3.1 Predicciones Deterministas vs Ensembles 617
39.3.2 Intervalos de Incertidumbre 618
39.4 Discusión y Conclusiones 619

VI Sociedad 621

40 Probabilidad e incertidumbre en la sociedad y en los medios 623
J. M. Viñas, M. López, B. Burguete y C. Santos

40.1 Meteorología y predicción probabilista en la sociedad 624
40.1.1 Observabilidad e importancia del tiempo en la sociedad 624
40.1.2 Sesgo cognitivo y complejidad de los fenómenos meteorológicos 624
40.1.3 La ciencia, la probabilidad y la predicción probabilista en la sociedad 625
40.1.4 Estudio del CIS sobre percepción de la meteorología 626
40.2 El reto probabilista en los medios de comunicación 629
40.3 Comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en televisión 633
40.4 Lecturas recomendadas 634

41 Meteoalerta 635
A. López Rejas

41.1 Introducción 636
41.2 Fenómeno Meteorológico Adverso 636
41.3 El plan Meteoalerta 636

42 Proyecto PROFORCE 641
C. Wastl, Y. Wang, A. Simon, M. Kulmer, A. Sigl y F. Martín

42.1 Proyecto PROFORCE 642
42.2 Un sistema de pronóstico probabilista sin costuras o sin discontinuidad 642
42.3 Creación de portales web 643
42.4 Formación y experiencia de primera mano 644
42.5 Continuar en el futuro 645

43 Malentendidos conceptuales y terminológicos 647
F. Martín

43.1 Mal uso de algunos términos meteorológicos y climáticos: una ayuda 648
43.2 Tiempo y Clima: no es lo mismo 648
43.3 Tiempo y Meteorología: van de la mano 649
43.4 Ciclogénesis explosiva: nada explota 649
43.5 «Huracán» entrando por...: no entra lo que se esperaba 650
43.6 Huracán mediterráneo: sí, pero menos 651
43.7 Gota fría: ¿sinónimo de precipitaciones intensas? 651
43.8 Ríos atmosféricos: ¿qué fluye? 653
43.9 Redundancias 654
43.9.1 Temporal de viento: algo más se transporta y traslada 654
43.9.2 Haciendo más negativas las temperaturas bajo cero 654
43.9.3 Tormentas con rayos 654

43.10 ¿De dónde viene este aire? . . . 654
43.11 Vórtice polar: mucho frío a la vista . . . 655
43.12 Inestabilidad: comodín de los comodines meteorológicos . . . 656
43.13 Avisos, alertas y alarmas meteorológicas: no nos aclaramos . . . 657
43.14 Una borrasca traerá mal tiempo: todo depende del cristal con el que se mire . . . 658
43.15 ¿Sube el calor?: lo que sube es otra cosa . . . 659
43.16 Perturbación. Pero ¿qué y quién perturba? . . . 659
43.17 Rizando el rizo . . . 660
43.18 Lecturas recomendadas . . . 660

VII Casos . . . 661

44 Superrécord Oliva-Gandía (Nov 1987) . . . 663
A. Jansà, R. Armengot, J. Simarro, A. Callado

44.1 La singularidad pluviométrica de La Marina Alta y La Safor . . . 664
44.1.1 El área . . . 664
44.1.2 Tipos de episodios . . . 667
44.1.3 Periodos de retorno . . . 669
44.2 El episodio de Oliva . . . 673
44.2.1 Contextualización del episodio de Oliva . . . 673
44.2.2 El episodio y su predecibilidad a escala media . . . 674
44.2.3 Predicciones correspondientes al episodio . . . 676
44.2.4 Sensibilidad a la orografía . . . 678
44.3 Repredicción con HARMONIE-AROME . . . 680
44.3.1 Configuración del experimento . . . 680
44.3.2 Génesis de la situación del 03-11-1987 . . . 682
44.3.3 Simulación HARMONIE-AROME . . . 685
44.4 Repredicción con AEMET-γSREPS . . . 689
44.4.1 Enfoques y aspectos . . . 689
44.4.2 Simulación con AEMET-γSREPS . . . 691
44.4.3 Avisos meteorológicos con AEMET-γSREPS . . . 694
44.4.4 Predecibilidad del episodio con los SPC actuales de alta resolución . . . 696

45 Predicción de aludes (3 casos) . . . 699
M. Palomo, J. A. Fernández y J. J. Rodríguez

45.1 Introducción . . . 700
45.2 De nieve reciente . . . 704
45.2.1 Área de estudio . . . 704
45.2.2 Descripción del evento . . . 706
45.2.3 Predicción del ECENS . . . 709
45.3 De placa . . . 712
45.3.1 Área de estudio . . . 712
45.3.2 Descripción del evento . . . 713
45.3.3 Predicción del ECENS . . . 715
45.4 De placa húmeda . . . 719
45.4.1 Área de estudio . . . 719
45.4.2 Descripción del evento . . . 720
45.4.3 Características de los aludes observados . . . 722
45.4.4 Predicción del ECENS . . . 723
45.5 Lecturas recomendadas . . . 725

46 Dos casos de ciclones tropicales atlánticos: Ike (Sep 2008) y Álex (Jul 2010) 727
R. Vázquez

46.1 Introducción . . . 728
46.2 Caso 1: Huracán Ike . . . 730
46.3 Caso 2: Huracán Álex . . . 733

47 Predicción en Myanmar (Nov-Dic 2015) . . . 739
A. García

47.1 Predicción durante la visita . . . 741
47.2 Proceso de predicción en cascada . . . 742
47.2.1 Predicción a largo-medio plazo . . . 743
47.2.2 Predicción a plazo medio . . . 743
47.2.3 Predicción a corto plazo . . . 743
47.2.4 Predicción a corto y muy corto plazo hasta T+24 . . . 743
47.3 Ejercicio de predicción para Nai Pyi Taw (Myanmar) . . . 744
47.4 Conclusiones . . . 749

48 Influencia de *Gastón* en ola de calor en España (Sep 2016) . . . 751
A. García

48.1 Descripción sinóptica y predicción mensual . . . 752
48.2 ECENS . . . 754
48.3 Modelo determinista . . . 759
48.4 Observaciones . . . 760
48.5 Resumen final . . . 762

49 Lluvias torrenciales en el Maresme, Barcelona (Oct-2016) . . . 763
G. Cuevas, R. Pascual, A. Callado y M. Compte

49.1 Introducción . . . 764
49.2 Impactos del episodio . . . 765
49.3 Análisis sinóptico y mesoescalar . . . 765
49.4 Nubosidad, sistemas precipitantes y tormentas . . . 767
49.5 Predicción determinista y probabilista de la precipitación . . . 768
49.6 Avisos: un episodio complicado . . . 771
49.7 Conclusiones . . . 772

50 Temporal de levante en el área mediterránea (Dic-2016) . . . 773
J. M. López Pérez y J. A. Núñez

50.1 Origen del temporal . . . 774
50.2 Descripción de las precipitaciones del episodio . . . 778
50.3 Predicciones probabilistas . . . 780
50.3.1 Precipitación . . . 780
50.3.2 Altura del oleaje . . . 783
50.4 Conclusiones . . . 783

51 Precipitaciones intensas este y sureste peninsular (Dic-2016 y Mar-2017) . . . 785
B. Elvira, C. Marcos, M. A. Martínez y J. A. Núñez

51.1 Introducción . . . 786
51.2 Diagnóstico de los episodios . . . 786
51.2.1 Episodio A del 18-12-2016: caracterización sinóptica . . . 786
51.2.2 Episodio B del 13-03-2017: caracterización sinóptica . . . 787
51.2.3 Episodio A del 18-12-2016: estudio mediante teledetección y datos observados . . . 788
51.2.4 Episodio B del 13-03-2017: estudio mediante teledetección y datos observados . . . 792

51.3 Comportamiento del ECMWF: ECHRES Y ECENS . . . 795
51.3.1 Episodio A del 18-12-2016: escenarios . . . 795
51.3.2 Episodio A: mapas de probabilidad de precipitación en 24 h . . . 797
51.3.3 Episodio A: Extreme Forecast Index (EFI) y Shift Of Tail (SOT) . . . 798
51.3.4 Episodio A: predicción operativa y avisos . . . 799
51.3.5 Episodio B del 13-03-2017: comparación ECHRES y ECENS, escala sinóptica . . . 799
51.3.6 Episodio B: predicción de la baja mesoescalar. ECHRES y ECENS . . . 800
51.3.7 Episodio B: mapas de probabilidad, EFI y SOT . . . 802
51.3.8 Episodio B: predicción operativa y avisos . . . 803
51.4 Conclusiones . . . 803

52 Temporal mediterráneo de lluvia, nieve y viento (Ene 2017) . . . 805
A. Jansà

52.1 Un episodio con lluvia muy copiosa, nieve, viento fuerte, mar alta y ciclogénesis importante 806
52.2 Predicciones probabilistas . . . 810
52.2.1 Penachos GEFS . . . 810
52.2.2 Mapas de probabilidad ECENS . . . 811

53 Borrasca con baja predecibilidad (Feb 2017) . . . 815
A. Roa y A. Subías

53.1 Observaciones destacadas y efectos . . . 817
53.2 Análisis de la situación . . . 819
53.3 Diferencia entre las pasadas del modelo determinista . . . 822
53.4 Salidas del ECENS o ENS-IFS . . . 823
53.4.1 Grupos técnica antigua . . . 823
53.4.2 Nueva técnica de *clustering* de AEMET, pasadas de los días 6 y 7 . . . 824
53.5 Conclusiones . . . 825

54 Temporal marítimo en Galicia (Feb 2017) . . . 827
F. J. Díaz y J. Hierro

54.1 Descripción de la situación . . . 828
54.2 Problemática de la predicción . . . 828
54.3 Inconsistencia entre pasadas sucesivas ECHRES . . . 829
54.4 Emisión de avisos . . . 833
54.5 Evolución observada de la situación . . . 836

55 Lluvias torrenciales en Málaga (Feb 2017) . . . 839
L. Hontoria y D. Mancebo

55.1 Descripción meteorológica e impactos . . . 840
55.1.1 Situación sinóptica . . . 840
55.1.2 Principales impactos . . . 841
55.2 Predicción de medio plazo . . . 843
55.2.1 Modelo determinista ECHRES . . . 843
55.2.2 ECENS: consistencia con ECHRES . . . 844
55.2.3 ECENS: escenarios . . . 845
55.2.4 Probabilidades . . . 846
55.2.5 Predicción . . . 846
55.3 Predicción de corto plazo . . . 847
55.4 Comparación con observaciones . . . 847
55.5 Conclusiones . . . 849

56 Lluvias y vientos intensos en Canarias (Feb-Mar 2017) . . . 851
C. Alejo, P. González, I. Peñate, D. Quintero

56.1 Lluvias intensas 18 marzo 2017 . . . 852
56.1.1 Introducción . . . 852
56.1.2 Análisis . . . 853
56.1.3 Conclusiones . . . 854
56.2 Lluvias intensas 19 marzo 2017 . . . 856
56.2.1 Introducción . . . 856
56.2.2 Análisis . . . 856
56.2.3 Conclusiones . . . 860
56.3 Vientos intensos 12 febrero 2017 . . . 861
56.3.1 Introducción . . . 861
56.3.2 Análisis . . . 861
56.3.3 Conclusiones . . . 866
56.4 Conclusiones finales . . . 866

57 Posibles nevadas generalizadas en la Península (Mar 2017) . . . 867
F. Aguado y O. Carretero

57.1 Evolución de la situación prevista a escala sinóptica . . . 868
57.1.1 Predicción D+5, elaborada el 27.02.2017 . . . 869
57.1.2 Predicción D+4, elaborada el 28.02.2017 . . . 869
57.1.3 Predicción D+3, elaborada el 01.03.2017 . . . 869
57.1.4 Predicción D+2, elaborada el 02.03.2017 . . . 871
57.1.5 Predicción D+1, elaborada el 03-03-2017 . . . 871
57.2 Evolución de la predicción de nevadas . . . 872
57.2.1 Predicción D+5, elaborada el 27.02.2017 . . . 872
57.2.2 Predicción D+4, elaborada el 28.02.2017 . . . 873
57.2.3 Predicción D+3, elaborada el 01.03.2017 . . . 873
57.2.4 Predicción D+2, elaborada el 02.03.2017 . . . 874
57.2.5 Predicción D+1, elaborada el 03-03-2017 . . . 875
57.3 Reflexiones sobre la elaboración de la predicción . . . 875
57.4 Análisis del día 04/03/2017 . . . 876
57.5 Conclusiones . . . 877

58 Predicción Semana Santa 2017: desde el largo hasta el corto plazo . . . 879
A. García

58.1 Predicción mensual . . . 881
58.2 Consistencia: ¿qué hay que mirar? . . . 881
58.3 Escenarios, probabilidades, ECENS y corto plazo . . . 883
58.4 Datos de observación . . . 888
58.5 Resumen final . . . 888

59 DANA de principio de verano (Jul-2017) . . . 891
J. Rey

59.1 Comportamiento de modelos y SPC . . . 892
59.1.1 Consistencia entre pasadas de ECHRES . . . 892
59.1.2 Control vs determinista . . . 893
59.1.3 Dispersión del ECENS . . . 893
59.2 Propuesta de predicción . . . 896
59.3 Análisis de la situación . . . 897
59.4 Conclusiones . . . 901

VIII Conclusiones . . . 903

60 Conclusiones y futuro . . . 905
C. Santos

60.1 Resumen de aspectos importantes tratados y algunas conclusiones . . . 906
60.2 Algunas respuestas a las preguntas del principio . . . 909
60.3 Conclusiones de la experiencia en el desarrollo de SPC . . . 913
60.4 Futuro de la predicción del tiempo . . . 914

IX Anexos . . . 919

A Orografías de los sistemas . . . 921
J. Hierro

A.1 ECHRES y ECENS antes de 2000 . . . 922
A.2 ECHRES y ECENS 2000 . . . 924
A.3 ECHRES y ECENS 2006 . . . 926
A.4 ECHRES y ECENS 2010 . . . 928
A.5 ECHRES y ECENS 2016 . . . 930
A.6 ECHRES y ECENS 2016: Canarias . . . 932
A.7 ECHRES y ECENS 2016: Galicia . . . 934
A.8 ECHRES y ECENS 2016: Rías Baixas . . . 936
A.9 HARMONIE-AROME 2016: Península y Baleares y Canarias . . . 938
A.10 HARMONIE-AROME 2016: Galicia y Rías Baixas . . . 940

B Probabilidad: curiosidades . . . 943
C. Santos

B.1 Teorema de Bayes para tests no perfectos . . . 944
B.2 El problema de Monty Hall . . . 945
B.3 El problema del cumpleaños . . . 949

C Temas relacionados en el cine y la literatura . . . 951
C. Torcal y J. M. Gallardo

C.1 Cine . . . 952
C.2 Literatura . . . 956
C.3 Lecturas recomendadas . . . 958

D Terminología . . . 959
C. Santos

D.1 Predecibilidad vs predictibilidad . . . 960
D.2 Probabilista vs probabilístico . . . 960
D.3 Skill . . . 960
D.4 Seamless . . . 960
D.5 Conjuntos vs ensambles . . . 961

E Retratos . . . 963
VV. AA.

X Memorias . . . 993

F Agrometeorología . . . 997
A. Mestre

F.1 Ponencia sobre *agrometeorología* . . . 998
F.1.1 Introducción . . . 998
F.1.2 Modelos de predicción meteorológica . . . 998
F.1.3 Escala estacional . . . 999
F.1.4 Fenómenos adversos . . . 1000
F.1.5 La sequía . . . 1001
F.1.6 Conclusiones . . . 1002
F.2 Enlaces . . . 1003

G Introducción a la probabilidad . . . 1005
R. Ancell

G.1 Introducción a la probabilidad . . . 1006
G.1.1 Perspectiva histórica . . . 1006
G.1.2 Medida de probabilidad . . . 1007
G.1.3 Distribuciones de probabilidad . . . 1008
G.1.4 Probabilidad condicional . . . 1009
G.1.5 Dependencia e independencia . . . 1010
G.1.6 Dependencia e independencia condicional . . . 1011
G.1.7 Teorema de Bayes . . . 1012

H No hay ordenador capaz de simular el tiempo del Archipiélago . . . 1015
O. García y J. Jiménez

H.1 Entrevista . . . 1016
H.2 Enlace . . . 1017

XI Bibliografía . . . 1019

Lecturas recomendadas . . . 1021
C. Santos

Referencias generales . . . 1072

XII Índice alfabético, acrónimos y glosario . . . 1073

Índice alfabético . . . 1075
Acrónimos . . . 1093
Glosario . . . 1097

Agradecimientos

Este volumen es fruto de casi dos décadas de investigación, desarrollo y operación en ramas emergentes de la meteorología y la predicción como son la predecibilidad y los sistemas de predicción por conjuntos. Los diversos autores de este libro, tanto de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) como de otras instituciones forman, o han formado, parte de grupos de investigación, desarrollo o predicción relacionados con estos temas, así como la divulgación de los mismos. El diseño, desarrollo, puesta en operación y explotación, así como el uso en predicción de estos sistemas de predicción por conjuntos suponen un desafío científico y técnico de envergadura considerable, e incluyen el trabajo y apoyo de mucha gente, tanto de dentro como de fuera de AEMET. Ya sea brindando soporte y apoyo técnico, como conocimiento en discusiones de enorme valor científico, sin olvidar el material proporcionado expresamente para este libro.

Imagen parte superior: Cielo combinado con *cirrus* de varios tipos, *cumulus* y *satratocumulus* en el horizonte, zona noroeste de Madrid. Fotografía de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA ZAPATA ha sido el alma mater del llamado Grupo de Predecibilidad de AEMET, responsable de los proyectos AEMET-SREPS y AEMET-gamma-SREPS descritos en el libro.

Para estos proyectos fue especialmente importante el apoyo que desde el principio tuvimos por parte de la Dra. EUGENIA KALNAY de la Universidad de Maryland, pionera mundial en los sistemas de predicción por conjuntos.

Dentro de AEMET, sabiendo que es imposible incluir a todos, queremos nombrar a nuestros queridos OSCAR GARCÍA COLOMBO (†), RAFAEL ANCEL TRUEBA (†) y ANTONIO MESTRE BARCELÓ (†), investigadores implicados en los sistemas de predicción descritos, a los que va dedicado este libro. A RAÚL CORREDOR, MANUEL JOSÉ GÓMEZ y todo el personal del Área de Telemática, a JOSÉ A. LÓPEZ, CÉSAR RODRÍGUEZ y ANDRÉS CHAZARRA del Servicio de Desarrollos Climatológicos, a FELICIANO JIMÉNEZ, ALBERTO FERNÁNDEZ, ALEJANDRO ROA, FRANCISCO MARTÍN y ANA GENOVÉS del Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción. De diferentes unidades, a EDUARDO MONREAL, BEATRIZ NAVASCUÉS, JAVIER CALVO, OLINDA CARRETERO, ISABEL MARTÍNEZ, JOAN CAMPINS, MARÍA DE LOS ÁNGELES PICORNELL, AMELIA ARRIBAS y JOSÉ ANTONIO QUIRANTES. A IMANOL GUERRERO, VANESSA GASCÓN, GUSTAVO JOSÉ VEGA DOS SANTOS y SERGI GONZÁLEZ. Y en especial, a todas aquellas personas que han participado en el Grupo de Predecibilidad de AEMET: ALFONS CALLADO PALLARÉS, PAU ESCRIBÀ AYERBE, JUAN SIMARRO GRANDE, DANIEL SANTOS MUÑOZ, JUAN MANUEL SANCHO ÁVILA, ARANCHA AMO BALADRÓN, ESTEBÁN ABELLÁN VILLARDÓN, JESÚS MANUEL MONTERO GARRIDO, MARC COMPTE ROVIROLA, ALBERTO MARTÍN GARCÍA, JESÚS RODRÍGUEZ DÉNIZ, ANTONIO MANZANO HERNÁNDEZ, ERNEST WERNER HIDALGO, MAURICIA MARTÍNEZ SÁNCHEZ, DAVID QUINTERO PLAZA y DAVID GIL OLIVA.

Entre muchos compañeros de otros servicios meteorológicos, universidades u otras instituciones de investigación, citaremos a JORGE BORNEMANN y KEN MYLNE (UKMO, Reino Unido), DETLEV MAJEWSKI, ULRICH SCHÄTTLER, MICHAEL GERTZ, MICHAEL DENHARD, SUSANNE THEIS, CHRISTOPH GEBHARDT, MARCUS PAULAT, MATHIAS ZIMMER y MARTIN GÖEBER (DWD Alemania, COSMO), ROBERTO BUIZZA, MARTIN LEUTBECHER, ANNA GHELLI, LAURA FERRANTI, GLENN SHUTTS, MANUEL FUENTES, TIM PALMER, ERLAND KÄLLÉN, RICHARD FORBES, JEAN JACQUES MORCRETTE, ANNA AGUSTÍ-PANAREDA y equipos de soporte (ECMWF, Centro Europeo en Reading, Reino Unido), CHIARA MARSIGLI, TIZIANA PACAGNELLA y ANDREA MONTANI (ARPA-SIM Emilia Romagna, Italia, COSMO), OLIVIER TALAGRAND, (Laboratoire de Meterologie Dynamique ENS Paris), FRANCOIS BOUTTIER y LAURENT DESCAMPS (Météo-France, Francia), JUN DU (NCEP, EE. UU.), INGER-LISE FROGNER (met.no, Noruega), KAI SATTLER (DMI, Dinamarca), ALEX DECKMYN (RMI, Bélgica), PERTTI NURMI (FMI, Finlandia), ERIC GILLELAND (NCAR, EE. UU.), BETH EBERT (BoM Australia), VÍCTOR HOMAR y ROMUALDO ROMERO (UIB), FRANCISCO DOBLAS-REYES (ECMWF, IC3, BSC).

Agradecemos a los diferentes servicios meteorológicos europeos su disposición a compartir, ya directamente o via ECMWF los datos de sus estaciones climatológicas, particularmente Portugal, Grecia, Francia, Holanda, Finlandia, Hungría, Rumanía, Bulgaria, Eslovenia, Eslovaquia, Alemania, Reino Unido y las regiones italianas de Emilia-Romagna, Lombardia, Marche, Trento and Friuli-Venezia-Giulia. Así mismo, subrayamos el mérito de todos los desarrolladores de modelos (los autores de los capítulos de predicción estacional y clima, particularmente por los modelos CMIP3 y CMIP5) y de reanálisis atmosféricos.

La buenísima disposición para facilitar algunas de las fotografías o imágenes mostradas en los casos de estudio del libro se la debemos a JUAN RAMÓN PORTA del Excmo. Ayuntamiento de Oliva, al Grupo Proyecto Mastral de Torrevieja, al Consell Comarcal del Maresme, a RAMÓN LEIRO de La Voz de Galicia, a Lancelot Medios y a ALBERTO ARRIBAS de UKMO. Así mismo, hemos usado imágenes de CRAHI, German Aerospace Center (DLR), EUMETSAT, NASA/NOAA, ECMWF y AEMET.

MIGUEL ANGEL GARCÍA COUTO de AEMET asesoró extraordinariamente, entre otras tareas, en la maqueta y publicación del volumen. La ayuda en investigación bibliográfica y revisión del maquetado final de ELENA MORATO y todo el personal de la Biblioteca de AEMET fue fundamental, especialmente para las figuras de interés histórico.

Y, como editor, agradezco especialmente la revisión, los comentarios y las sugerencias hechos por MARÍA ALMENA, BERTA BURGUETE, ALEX BONET,

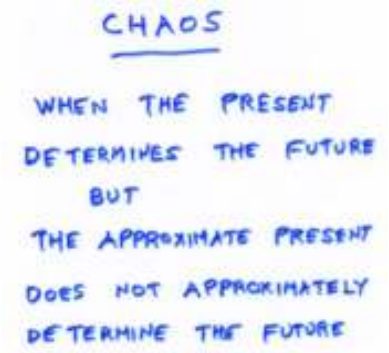
CARLOS TORCAL, JUAN CARLOS BULLÓN, BEATRIZ NAVASCUÉS y por mi hermano. En el proceso de revisión interna participaron JUAN CARLOS BULLÓN, PINO GONZÁLEZ, ALICIA LÓPEZ, FELISA AGUADO, BENITO ELVIRA, JOSÉ DORRONSORO, ALEJANDRO CATALINA, ALEJANDRO ROA, CECILIA MARCOS, JUAN MANUEL SANCHO, GABRIELA CUEVAS, JOSÉ ANTONIO SOSA CARDO, JOAN CAMPINS, MARÍA DE LOS ÁNGELES PICORNELL, ALFONS CALLADO, JUAN SIMARRO, PAU ESCRIBÀ, DAVID QUINTERO, JOSÉ HIERRO, JOSÉ ERNESTO BARRERA, HUGO MARTÍNEZ, RAMÓN PASCUAL, AGUSTÍ JANSÀ, JAVIER CALVO, ERNEST WERNER, FRANCISCO JAVIER DÍAZ, ROMUALDO ROMERO, VÍCTOR HOMAR, ÁNGEL RIVERA, JOSÉ ANTONIO PARODI, ERNESTO RODRÍGUEZ, SAMUEL VIANA, MARÍA PALOMO y DELIA GUTIÉRREZ. El profesor FRANCISCO SUÁREZ me enseñó la importancia del rigor. Y, por último, gracias a mi madre, a todas las madres.

Tanto la edición del libro como la confección expresa de figuras se han realizado enteramente con software libre. En particular y, sin entrar en demasiado detalle, sobre sistema operativo *Linux Ubuntu*, la edición se hizo con LyX+LaTeX, mientras que para el diseño de figuras y gráficas hemos utilizado *Python+matPlotLib+Pandas+Scipy+Numpy*. El mapa del libro en el prefacio está confeccionado con *Dia*.

Este libro debe una parte de su existencia a los proyectos PREDIMED CGL2011-24458 (UIB, Ministerio de Ciencia e Innovación) y COASTEPS CGL2017-82868-R (UIB, MINECO/AEI/FEDER, UE) en los que participamos.

Prólogo de Eugenia Kalnay

EUGENIA KALNAY
Distinguished University Professor, Universidad de Maryland
Ex Directora del Environmental Modeling Center de NCEP



Transparencia original de EDWARD NORTON LORENZ de 2006, cuando contaba con 89 años de edad.
Cortesía de MILIJA ZUPANSKI

No tengo palabras para expresar la alegría que me ha dado explorar el libro *Física del caos en la predicción meteorológica*, editado por CARLOS SANTOS BURGUETE, y con muchas decenas de científicos que han contribuido a crear una enciclopedia sobre meteorología y el pronóstico de conjuntos que no tiene paralelo en ningún idioma. En realidad es mucho más que una enciclopedia, y mucho más que un libro de texto sobre meteorología y pronósticos de conjuntos.

Imagen parte superior: Cumulonimbus capillatus incus. Usanos (Guadalajara), hacia el norte, 718 de mayo de 2007, a las 18:26. En esta fotogénica estampa primaveral, el maduro y brillante Cumulonimbus capillatus incus destaca sobre los bucólicos campos verdes de Castilla en el mes de mayo. Se aprecian en primer plano dos células independientes compartiendo un mismo yunque, seguramente como resultado de una fusión previa de éstos en un momento anterior a la toma. La torre del Cb de la izquierda "perfora" el yunque, que posiblemente se encontraba situado al nivel de la tropopausa, emergiendo por encima un torreón, también llamado "overshooting-top". Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

El libro ha logrado reunir un equipo de investigadores que son no sólo expertos en diversas áreas de meteorología y el pronóstico numérico del tiempo, sino que evidentemente aman la ciencia que practican y la discuten con claridad y entusiasmo para un público lector que no necesita conocer la ciencia presentada para comprender la discusión.

La organización del libro es muy atractiva: tiene 8 partes que incluyen 60 excelentes capítulos, desde la Introducción hasta las Conclusiones, seguidos por muchos Anexos ¡que son todavía más interesantes!

Para preparar este prólogo, yo comencé ojeando el libro y pronto me atrajo el Capítulo 7 de la parte de Fundamentos: *Satélites Meteorológicos*, por CECILIA MARCOS MARTÍN. Me di cuenta enseguida que me podría pasar muchas horas (y me las pasé) mirando solamente esta sección, sobre un tema en el que yo no estoy especializada. El capítulo empieza con con una imagen sobrecogedora del ciclón tropical Donna, tomado por el satélite Himawari (geoestacionario japonés). Una de las atracciones de este libro es que cada una de sus extraordinarias fotografías (como por ejemplo la que introduce este prólogo), está acompañada por una cuidadosa explicación sobre lo que la foto muestra, con los detalles que pueden interesar y seducir tanto a los estudiantes como a los especialistas. Los satélites geoestacionarios, de órbita polar y hasta los satélites que inventaron en Rusia donde, por estar en latitudes altas, necesitan usar una órbita especial llamada *Molinya*, están explicados de manera cuidadosa pero sencilla. El libro introduce igualmente bien muchas otras áreas de la meteorología.

El tema central del libro, los Sistemas de Predicción por Conjuntos (SPC) es introducido por el editor muy claramente en el Capítulo 13. Le siguen dos capítulos sobre el posprocesamiento estadístico y los métodos de verificación probabilista.

El capítulo 19, dedicado al Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF), da una versión actualizada y clara sobre los progresos más recientes en el Centro reconocido como el mejor del mundo, e indica que la Directora General del ECMWF, así como el presidente del consejo del Centro Europeo, atribuyen el éxito del Centro, y las mejoras futuras a su mayor colaboración, algo que es realmente cierto, y siempre me ha impresionado. Es notable que las dos coautoras españolas de este capítulo también son mujeres. El capítulo concluye diciendo: *Los científicos del tiempo (en El Centro Europeo) han conseguido una atmósfera de trabajo multicultural, abierta y creativa (y suficientemente financiada), que algún viento debería extender por todo el continente*. Yo estoy muy de acuerdo, y le agregaría *y por todo el mundo*.

El sistema GLAMEPS, un ensemble regional europeo basado en los modelos HIRLAM y ALADIN, y ejecutado en el Centro Europeo es descrito en el capítulo 20.

El capítulo 21 está dedicado al *Sistema de Predicción por Conjuntos hecho en España*, el AEMET-SREPS, y lo siento muy cerca de mi corazón. Tuve la suerte de que AEMET me invitó en octubre del 2002 a pasar un par de días en Madrid con sus científicos para discutir estrategias para crear un buen SPC regional. En esa época yo había completado un trabajo en la Universidad de Oklahoma denominado SAMEX, con DINGCHEN HOU y KELVIN DROEGEMEIER [299] donde nuestra conclusión principal fue que un *ensemble* basado en múltiples modelos y múltiples análisis producía pronósticos claramente superiores a los obtenidos por un ensemble basado en un solo sistema donde se agregan perturbaciones. La razón para este resultado es fácil de comprender: cada centro trata de diseñar un sistema para que sea uno de los mejores del mundo, si no el mejor, usando ideas nuevas y diferentes. Como resultado, las diferencias entre los sistemas representan de la manera más realista posible las incertidumbres que existen hoy en día en la determinación de las condiciones iniciales y de los errores en los modelos atmosféricos, mejor de lo que es posible hacer usando simplemente un método estocástico. En realidad, este resultado reforzaba una experiencia que tuvimos mucho antes en *pronosticar la calidad del pronóstico*. En NCEP creamos un sistema multimodelo para predecir la calidad del pronóstico en el que el principal predictor era el acuerdo entre los pronósticos de distintos modelos (MCCALLA Y KALNAY 1988 [417], WOBUS Y KALNAY 1995 [676]). Para eso usamos los pronósticos de ECMWF, Japón y el Reino Unido, que comenzaban a las 12 UTC, y el promedio de dos pronósticos sucesivos de NCEP que empezaban a las 00 UTC. El acuerdo entre estos cuatro pronósticos con el pronóstico de NCEP a las 00 UTC (medido por la correlación de la anomalía, AC), comenzando a las 12 UTC, se usaba para predecir la calidad del pronóstico de NCEP. Casi todo la calidad del pronóstico dependía del acuerdo entre los cuatro pronósticos anteriores y el pronóstico nuevo, medido con la AC, y promediados. Como sugirieron DALCHER Y KALNAY (1988 [148]), la calidad del pronóstico se medía separadamente para cada región

de 60º de longitud y 30º de latitud. Los resultados en general fueron excelentes, con una correlación entre las predicciones de AC y las verificaciones promediadas en el tiempo variando entre cerca de 70 % en el día 3.5 a cerca del 40 % en el último pronóstico (5.5 días). Pero un resultado inesperado fue que después de las primeras 12 horas, el pronóstico de consenso (o sea el promedio de los cuatro pronósticos) tenía una AC que superaba la del pronóstico del mejor de los modelos (del Centro Europeo), mostrando la importancia de combinar diferentes modelos y condiciones iniciales.

Así que en mi charla en AEMET les recomendé que aprovecharan la ventaja de que en Europa había acceso a varios modelos y condiciones de borde de modelos globales, que eso les daría una ventaja sobre otros sistemas de conjunto regionales. El sistema que desarrollaron, AEMET-SREPS, está muy bien descrito en el Capítulo 21, y en un artículo excelente cuyo primer autor, JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA lideró el proyecto [217]. SREPS fue extremadamente bien diseñado (ver Tabla 21.1): El SREPS (en su periodo de madurez, del 2009 al 2014) corría 5 modelos regionales de resolución de aproximadamente 25 km, con condiciones iniciales y de borde provistas por 5 modelos globales. De esta manera lograron tener 25 miembros del ensemble regional donde las incertidumbres de los modelos, así como las incertidumbres de las condiciones iniciales y las de borde, eran muestreadas de la manera más realista posible. El rendimiento de los pronósticos fue cuidadosamente comparado con un sistema más convencional, del Centro Europeo, llamado ECENS, con 50 miembros (el doble que SREPS), pero una resolución más baja, de 50 km. La comparación concluyó que los rendimientos eran comparables, excepto en las épocas de mayor actividad convectiva, como en el verano, en las que SREPS era claramente más útil.

Naturalmente, aunque fue muy pionero y exitoso, el sistema SREPS no podía continuar «congelado» en una resolución de 25 km como modelo de predicción de escalas subsinópticas con énfasis en fenómenos convectivos. Así que un nuevo sistema llamado γSREPS fue creado (capítulo 22), donde el símbolo γ representa la escala subsinóptica introducida por ISIDORO ORLANSKI [465], un famoso meteorólogo a quien conocí cuando ambos éramos estudiantes en la Universidad de Buenos Aires.

Me admira el cuidado científico que los autores han invertido en testear la mejor metodología para el nuevo sistema, y me alegra que hayan llegado a la misma metodología óptima que para el SREPS original: un sistema con multimodelos y multi condiciones de contorno. También me parece muy sensata la decisión de testear el reemplazo del uso de condiciones iniciales creadas por los modelos globales por una asimilación propia basada en el elegante método LETKF, creado por BRIAN HUNT [303] en la Universidad de Maryland.

En resumen, quiero expresar mi agradecimiento, en nombre de todos los interesados en la meteorología, a los autores de este fantástico libro que va llenar un gran hueco tanto en la literatura meteorológica como en la literatura hispánica, y pienso pasar muchas horas más aprendiendo de los otros capítulos. Especialmente quiero agradecer que este libro tan importante haya sido hecho accesible gratuitamente en versión digital para todos los hispanohablantes del mundo.

Maryland, 2018

Eugenia Kalnay

Prólogo de Ángel Rivera

ÁNGEL RIVERA
Ex Meteorólogo del Estado, AEMET
Miembro fundador de ACOMET

La duda no es una condición placentera, pero la certeza es absurda.

Carta a Federico II de Prusia, 06-04-1767 – VOLTAIRE

Hace ya muchos años conversaba con un viejo campesino manchego, amante y practicante de la meteorología popular, y le contaba los entonces nuevos métodos científicos de predicción meteorológica. Me escuchaba con interés, diría casi que con reverencia, y me dijo que él podía entender que algunas veces nos equivocáramos. "Ustedes hacen sus cálculos", me decía, y añadía "pero claro… ¿y si luego les cambia el viento?".

Creo que en un primer momento no llegué a comprender la profundidad de ese comentario y más bien pensé en el gran desconocimiento de aquel hombre sobre cómo predecíamos. Pero después, cuando trabajaba todavía con métodos de la meteorología sinóptica, me daba cuenta de que, en el fondo, esa era nuestra gran preocupación: ¿Eran correctos los datos que utilizábamos y en los que íbamos a basar nuestra predicción? ¿Habría cambiado alguno de ellos rápidamente tras la observación?... Cuando en los mapas del Atlántico dibujábamos una profunda vaguada, que seguramente acabaría dando lugar a lo que ahora llamamos "DANAS", mirábamos y remirábamos el único dato que a veces teníamos de la corriente descendente del chorro, porque de su exactitud iba a depender en gran medida nuestro mapa previsto o nuestra predicción sobre la creación y ubicación de esa DANA. Y la pregunta rondaba dentro de nosotros… ¿Y si ese viento… no es ese viento? ¿Y si ha cambiado justo después de la observación?... Es decir ¿Y si ese estado inicial del que parto, no es correcto?

Imagen parte superior: Altocumulus stratiformis. cabo de Fisterra (Finisterre, A Coruña), hacia el suroeste, 7 de noviembre de 2012, a las 14:24. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

Convencidos de nuestra vulnerabilidad buscábamos otros refuerzos. A partir de nuestros propios análisis, o de los que ya empezábamos a recibir por facsímil, buscábamos manualmente en los archivos, en un esfuerzo que ahora reconozco como titánico, tres, cuatro o cinco situaciones "parecidas" para ver como habían evolucionado; es decir, partíamos de tres o cuatro análisis ligeramente distintos y estudiábamos sus diferentes evoluciones. El trabajo era muy duro -literalmente muy pesado- por los gruesos volúmenes de mapas a manejar y como puede imaginarse muy poco productivo.

Pero, en cualquier caso, lo que me interesa reseñar es que, ya desde la época sinóptica, el predictor era muy consciente de la importancia de las condiciones iniciales y si era muy experimentado, tenía una idea de hacia qué "escenarios" le podían llevar unos datos u otros... O unos errores u otros.

Al final, uno se iba hacia los mapas previstos hemisféricos de "500 mb" a 36, 48 y 72 horas que recibíamos por fax desde la NOAA. La verdad es que el previsto a 72 horas casi ni lo mirábamos por la baja fiabilidad que nos daba, salvo en situaciones anticiclónicas. Y entre estos mapas de altura, los previstos de superficie ingleses y franceses y nuestras propias conclusiones sinópticas, elaborábamos las predicciones, pero siempre con el interrogante en la cabeza... ¿Y si el análisis no estaba bien?

Y ese interrogante había que convertirlo a veces en una predicción probabilista. No lo recuerdo con mucho detalle pero sí que, dos o tres veces por semana, se hacía un pronóstico de precipitación para una empresa eléctrica en el que había que establecer la probabilidad porcentual de que la cantidad prevista estuviera en cada uno de los tres intervalos establecidos. ¿Cuál era la metodología? La experiencia del predictor.

Cuando empezaron a llegar a mediados de los setenta, de una forma más o menos operativa, los mapas del Centro Europeo y pasaron las primeras decepciones que originaban la entonces bajísima resolución del modelo y los todavía poco depurados contorneos automáticos, empezamos a hacer el "ensemble de hombre pobre" comparando con la NOAA a la que ya estábamos más acostumbrados. Salvo en situaciones anticiclónicas, raras veces coincidían a más de 48 horas. ¿Qué se hacía? Pues en los primeros tiempos confiar más en el modelo más conocido, el de NOAA, hasta que poco a poco la calidad y la creciente experiencia con el modelo del Centro Europeo hizo que éste se fuera imponiendo.

Unos veinte años más tarde, a mediados de los 90, empezamos a hablar de la predicción "ensemble" o por conjuntos. Aquello, en principio, sonaba muy bien. Al fin nuestras probabilidades subjetivas iban a ser objetivas y nuestros fallos iban a disminuir mucho. Sin embargo los comienzos fueron difíciles. Había que manejar ahora grandes cantidades de información y desarrollar productos a medida a partir de los datos más o menos "brutos" que enviaba el Centro Europeo. Gracias al duro trabajo de varios compañeros, que con sus idas y venidas al Centro iban abriendo paso, los "conjuntos" comenzaron a ser utilizados en la operatividad diaria. Tardamos tiempo en asimilarlos y utilizarlos correctamente porque para ello había que tener una formación estadística de un cierto nivel que no todos poseíamos. Pero una vez que lo habíamos conseguido, al menos parcialmente, la pregunta era ¿Y ahora qué?

Ahora había que saber cómo contarlo, y ahí empezaban las grandes dificultades. No había un "cuerpo de doctrina" para la comunicación de la predicción probabilista y lo más que se podía hacer era explotar del mejor modo posible los conceptos de "posible" o "probable", sin estar del todo seguros de que se comprendieran adecuadamente. Pero, en el fondo, creo que experimentábamos unas resistencias internas provenientes del *supuesto* rechazo del público a este tipo de predicciones y a la dificultad de comprenderlas y comunicarlas correctamente.

La primera resistencia tenía una fácil argumentación: ¿Cómo se va a entender que, tras tanto tiempo de ofrecer predicciones "casi" categóricas, pasemos ahora a hablar de las probabilidades de que suceda una cosa u otra? Los comentarios irónicos y las críticas van a surgir por todos sitios, la confianza en meteorología y meteorólogos decaerá, y ese público buscará a quienes ofrezcan predicciones categóricas... ¿Para qué correr riesgos si además los modelos deterministas son cada vez mejores, al menos hasta tres o cuatro días de plazo? .... Y, por otra parte, aún aceptándolas... ¿las va a entender correctamente el público?... ¿No habría que llevar a cabo un esfuerzo "pedagógico" muy difícil de realizar en una sociedad tan diversificada?

El tiempo fue pasando sin grandes convencimientos ni muchos avances prácticos, pero ya en los primeros años de este siglo estaba claro -y era comúnmente

aceptado- que la predicción probabilista era el mejor producto que se puede ofrecer a los usuarios, la "mayor verdad científica" respecto al tiempo que va a hacer. También han ido creciendo en gran medida los recursos dedicados a esta predicción por parte del Centro Europeo, con productos cada vez más sofisticados y útiles. Y sin embargo no se puede negar que aunque se utiliza internamente cada vez más en los centros de predicción así como para el servicio a algunos usuarios muy específicos, al público, al gran público, prácticamente no ha llegado.

Ahora, en el 2017, cuando escribo estas líneas, la situación es como mínimo curiosa. Junto a ese desconocimiento y falta de uso por parte de gran parte de la sociedad, el Centro Europeo anuncia que, dentro de sus planes estratégicos para la próxima década, su prioridad básica será la predicción probabilista. Al mismo tiempo, ésta se extiende ya, -como no podría ser de otro modo- al campo de los modelos de muy alta resolución y, por tanto, a la predicción a corto y muy corto plazo orientada sobre todo hacia los fenómenos atmosféricos adversos.

Pues bien, en este contexto, resulta paradójico que, al tiempo que se avanza a toda velocidad en los desarrollos científicos, no parece existir interés en formar e informar a la sociedad sobre su uso y en avanzar en técnicas adecuadas de comunicación. La, a mi juicio, restrictiva política de datos del Centro Europeo da lugar a que los productos probabilistas no se utilicen ni casi se conozcan al menos por dos comunidades que podrían ayudar en gran medida a su difusión y comprensión: los comunicadores meteorológicos y las redes sociales.

Los comunicadores meteorológicos tienen un gran poder de penetración en amplios sectores de la población que casi los considera como parte de su entorno familiar. Las posibilidades de formar e informar, aún limitadas muchas veces por cuestiones de tiempo, son muy grandes. Sin embargo, este colectivo tiene un difícil acceso a este tipo de predicciones ya que sus empresas no están dispuestas a pagar dinero por un producto que el público no demanda –porque no conoce- y que, en principio, suscita un cierto rechazo. Se necesitaría además que las instituciones meteorológicas hicieran un cierto esfuerzo de formación de estos comunicadores y les brindara un cierto apoyo durante un tiempo. A este respecto quiero recordar que, hace pocos años, se llevó a cabo un interesante seminario sobre este tema organizado por la Asociación de Comunicadores Meteorológicos (ACOMET) y la Agencia Estatal de Meteorología. El resultado fue un éxito, pero la falta de acceso de los comunicadores a productos probabilistas dejó sin continuidad lo que podría haber sido un excelente punto de arranque para su uso generalizado.

Por otra parte, la presencia en las redes sociales de aficionados a la meteorología crece de forma imparable. Los hay de todo tipo, pero sorprende ver los profundos conocimientos científicos y meteorológicos de un buen número de ellos, y cómo de alguna manera, van formando a muchas otros. Estoy seguro que, si tuvieran acceso libremente a estos productos y a algún tipo de asesoría, habrían volcado en ellos sus conocimientos y su creatividad. De esta forma serían ya conocidos e incluso reclamados por amplios sectores sociales, sobre todo los más jóvenes, donde las redes tienen más penetración y donde no creo que se experimentase rechazo a ellos, más bien creo que lo contrario.

Si todo esto se llevara a cabo, estoy seguro de que acabaría cayendo el mito de que al público no le interesa la predicción probabilista. La realidad es que no la conoce, o conoce ideas sesgadas o planteamientos inadecuados. Si las cosas se cuentan bien, con productos adecuados, y transmitiendo las ventajas que supone este enfoque, ese público lo aceptará y sacará mucho provecho de ello en su vida diaria.

Creo por tanto que, donde hay que vencer las resistencias es en el seno de la propia comunidad meteorológica. Y pienso que debe hacerlo también por su propio interés. Desde hace ya varios años se viene discutiendo sobre el papel de los Servicios Meteorológicos oficiales en un mundo en rapidísima evolución, tanto tecnológica como comunicativa. No caben ya cotos cerrados, ni informaciones o saberes exclusivos, sino el libre uso de informaciones de alto interés público aportando, eso sí, cada organización su propio valor añadido, su asesoría específica, sobre unos productos básicos que deben estar al alcance de todos. Si no lo hacen, otras organizaciones de carácter comercial lo asumirán y los primeros movimientos en este sentido ya se están viendo. En este contexto, el papel de los Servicios Meteorológicos iría decayendo cada vez más, dando paso posiblemente en muchos sitios a una privatización de sus actividades y productos.

No creo que deba ser así. Pienso que los Servicios Meteorológicos oficiales deben subsistir y asegurar en los productos meteorológicos básicos –y la predicción probabilista es uno de ellos- los intereses comunes de

la población en meteorología y clima. Deben hacerlo con cercanía, con ganas de "llegar", con el interés de ser comprendidos y hasta si se me permite, "queridos" por ellos. Y, por supuesto, esa cercanía, esa "complicidad", debe ser mayor si cabe con comunicadores y aficionados, los mejores vectores para llegar a los sectores más amplios de la sociedad.

En este contexto, creo que este libro es un significativo avance en este sentido. Conozco bien tanto al coordinador como a buena parte de los autores participantes y sé que comparten muchas, si no todas, estas ideas. Además, el hecho de su patrocinio y publicación por parte de AEMET, le otorga un peso y una significación muy importante. Es un texto que va a ser muy útil a muchos lectores y que va a significar un paso adelante muy importante en la comprensión y divulgación de la predicción probabilista.

Sin embargo, no se puede «poner la miel en los labios» y a continuación retirarla. Espero que AEMET pueda ayudar a que el Consejo del Centro Europeo entienda la importancia de una mayor liberalización de sus productos probabilistas, y más aún teniendo en cuenta su apuesta total por este tipo de predicción. También para AEMET es un reto -pero también una oportunidad de oro- difundir estos productos hasta donde las reglas de juego se lo permitan y, al tiempo, comprometerse en un programa de formación para comunicadores, aficionados y personas interesadas. Este libro debe reconocerse ya como paso importante que espero que sea seguido por otros muchos en esta dirección.

Madrid, 2017

Ángel Rivera

Prefacio

La predicción del tiempo y del clima despiertan un interés creciente en la sociedad. Los fenómenos adversos, tales como precipitaciones intensas, temporales, olas de frío o calor, etc. tienen un fuerte impacto social y las autoridades encargadas de la protección civil quieren predicciones más «exactas» de estos fenómenos. Así mismo, el acuciante problema del calentamiento global, del que la sociedad va haciéndose cada vez más consciente, empieza a preocupar seriamente. En la sociedad surgen preguntas naturales cuya respuesta no es fácil. ¿Hasta cuántos días son fiables las predicciones del tiempo? ¿En qué se basa la predicción por localidades? ¿Pueden hacerse predicciones con seis meses de antelación? ¿Cómo puede predecirse el cambio climático? ¿Se harán predicciones cada vez más *exactas*? ¿Se usa la teoría del caos en la predicción del tiempo? ¿Qué es el efecto mariposa?

Imagen parte superior: *Cumulus* en las inmediaciones de Valdemorillo. Fotografía de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

En este libro hemos conseguido reunirnos un amplio elenco de especialistas en distintos aspectos de la predicción del tiempo y el clima, con la intención de dar algunas respuestas al lector a las preguntas formuladas en el encabezamiento, ampliando, como mínimo su cultura sobre el mundo de la predicción y ayudándole a formular preguntas con mas precisión y más propiedad. Intentamos transmitir aquí un conocimiento y una experiencia profesionales en temas que están evolucionando rápida y vigorosamente, y que creemos pueden tener una relevancia creciente en la ciencia, en la técnica y en la sociedad.

Intentamos cubrir un abanico amplio de intereses. Por un lado, el libro va dirigido al público interesado en la ciencia, la tecnología y la meteorología, pensando en la predicción en particular, por lo que en parte del texto predominará el estilo divulgativo. Ahora bien, no queremos dejar de saciar la curiosidad de aquellos especialistas o afines interesados en profundizar más o consultar detalle técnico, de modo que alternaremos con un estilo diferente, con la intención de aportar rigor y fundamento científico y técnico, quizá algo más difícil de abordar para el lector interesado en divulgación, pero sin duda enormemente interesante. Para ayudar en ese sentido, en cuadros grises con letra pequeña se incluye contenido especialmente técnico pero no imprescindible para seguir el hilo conductor del libro. Pensando en ese segundo grupo, el de los especialistas o afines, cubrimos una importante laguna bibliográfica en nuestro idioma en materia de predicción probabilista y sistemas de predicción por conjuntos. Intentar satisfacer a ese amplio abanico de lectores es un reto y, sabedores del riesgo que corremos con el peligro de no llegar finalmente a nadie, aceptamos el reto con mucha precaución y enorme ilusión.

Para el lector especializado, intentamos abarcar una serie de aspectos muy distintos relacionados con el emergente mundo de la predicción probabilista, desde los científicos y técnicos, pasando por los filosóficos o prácticos, hasta llegar a los económicos, sociales y humanos. De ahí que hayamos buscado la participación de diferentes expertos en temas muy específicos. Se trata, por ende, de un libro escrito como compendio de capítulos de muchos y muy diversos autores. Si bien hemos procurado que se pueda seguir un hilo conductor y mantener unas ideas generales como telón de fondo, homogeneizando para ello la terminología y el formato hasta cierto punto, hemos respetado hasta otro punto el estilo narrativo de cada autor o autores. Hemos intentado enriquecer y facilitar la navegación por el libro con numerosos enlaces entre distintos capítulos, para tirar del hilo cuando resulte interesante pero, en cualquier caso, cada capítulo puede leerse de forma independiente. La pretensión última no es brindar una obra para que se lea de corrido, sino más bien leerla poco a poco o acudir a ella como referencia de consulta para temas específicos.

Para el lector que se acerque al libro como obra de divulgación, como decíamos, intentaremos dar algunas respuestas a las preguntas formuladas en el encabezamiento. Para poder encontrar juntos esas respuestas adecuadamente, empezaremos por aproximar al lector al mundo de las ciencias atmosféricas, la meteorología, los sistemas de observación como los satélites y la predicción del tiempo y el clima. Estas últimas en la actualidad se apoyan enormemente en los *modelos atmosféricos,* en los que no hace mucho se ha introducido la física del caos para conseguir resultados más realistas. Se da, por tanto, una introducción adecuada al mundo de la predicción y de los modelos atmosféricos, con un repaso histórico y la situación actual, así como, de una manera muy sencilla, a la física del caos. El lector puede aproximarse así a entender el llamado *problema de la predecibilidad*, donde se plantean las limitaciones básicas de la predicción del tiempo. Se abordan después los fundamentos de los sistemas de predicción que atacan actualmente el problema de la predecibilidad: los *sistemas de predicción por conjuntos* (SPC). Su aplicación a la predicción basada en probabilidades se denomina, por ende, *predicción probabilista*. La evaluación del funcionamiento de estos sistemas se examina después con cierto detalle, así como algún otro aspecto, como el posproceso estadístico de los mismos. Se examinan con detalle algunos de los más importantes SPC en el mundo y en España, dedicando capítulos especiales a México y Reino Unido. Se pasa entonces a describir, en diferentes ámbitos y distintas escalas de tiempo, las aplicaciones de la predicción probabilista: corto y medio plazo (de 1 día a 2-3 semanas), largo plazo (mensual, estacional y anual) y proyecciones climáticas (décadas en adelante); herramientas para predicción de fenómenos adversos, predicción de energía eólica o solar, etc. A la importancia de los SPC en el Mediterráneo se dedica un capítulo especial. Tanto Portugal como Argentina tienen capítulos específicos, examinando las aplicaciones de los SPC en estos países. Después se reserva una parte entera a la comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en la sociedad, los sistemas de alerta y otros asuntos de impacto social. Acto seguido se aborda una serie de casos de fenóme-

nos meteorológicos, tanto singulares como ordinarios, para ilustrar la aplicación de los SPC en la predicción de corto y medio plazo. Finalizamos la obra con las conclusiones y prospectivas de futuro para la predicción probabilista basada en física del caos, que supone un nuevo paradigma en el mundo de la predicción. En los anexos se cubren ciertos aspectos que completan algunas de las perspectivas abordadas. La parte que sigue está dedicada a la memoria de tres compañeros, ya fallecidos, que trabajaron en estos sistemas. Ofrecemos finalmente a los lectores una gran cantidad de referencias y lecturas recomendadas para profundizar en diversos aspectos de este apasionante tema, así como un índice analítico y un glosario que pueden facilitar la lectura de una obra de este tamaño.

La Figura 1 ofrece un mapa del libro, para orientar en su lectura, según los diversos tipos de interés en el mismo. Los rectángulos, elipses o triángulos pueden ser capítulos o partes enteras. Aunque el nivel técnico o científico de cada capítulo es algo relativo o incluso subjetivo, hemos intentado orientar al lector con colores: gamas de grises corresponden a capítulos muy descriptivos, muy técnicos o de dificultad considerable. Otras gamas de colores están relacionadas con diferentes aspectos de interés y, aunque puedan incluir alguna dificultad, esperamos que ésta sea puntual.

Esperamos de corazón que su lectura resulte entretenida e interesante, que se conozca el caos como parte integrante de nuestra concepción de la naturaleza, que se acepte la idea de unos límites en la predecibilidad atmosférica y que a partir de ahora se vean la probabilidad y la predecibilidad como ingredientes naturales en la predicción del tiempo. Esperamos también cubrir una laguna bibliográfica en estos temas de la predicción probabilista y los sistemas de predicción por conjuntos, ofreciendo una referencia de consulta medianamente completa, con un nivel adecuado de profundidad, amplitud y detalle.

Dedicamos este libro a tres compañeros de AEMET que, de un modo u otro, estuvieron involucrados en tareas de investigación y desarrollo tratadas en el mismo y que, tristemente, ya no están con nosotros. ANTONIO MESTRE BARCELÓ, meteorólogo todoterreno, experto en climatología y predicción estadística, participó en la introducción de la predicción probabilista en AEMET y estuvo presente en una primera reunión del Grupo de Predecibilidad con EUGENIA KALNAY. RAFAEL ANCELL TRUEBA, meteorólogo cántabro y amigo, colaborador activo con la Universidad de Cantabria, experto en análisis estadístico, climatología y predicción, colaboró también con el Grupo de Predecibilidad. ÓSCAR GARCÍA COLOMBO, «CUCO», meteorólogo, mente privilegiada, amigo del alma, experto en supercomputación, predicción y modelos, participó un tiempo en el Grupo de Predecibilidad. Hemos recuperado textos escritos o protagonizados por ellos para componer sendos capítulos. Dedicando este libro a su memoria, los mantenemos vivos en nuestros corazones.

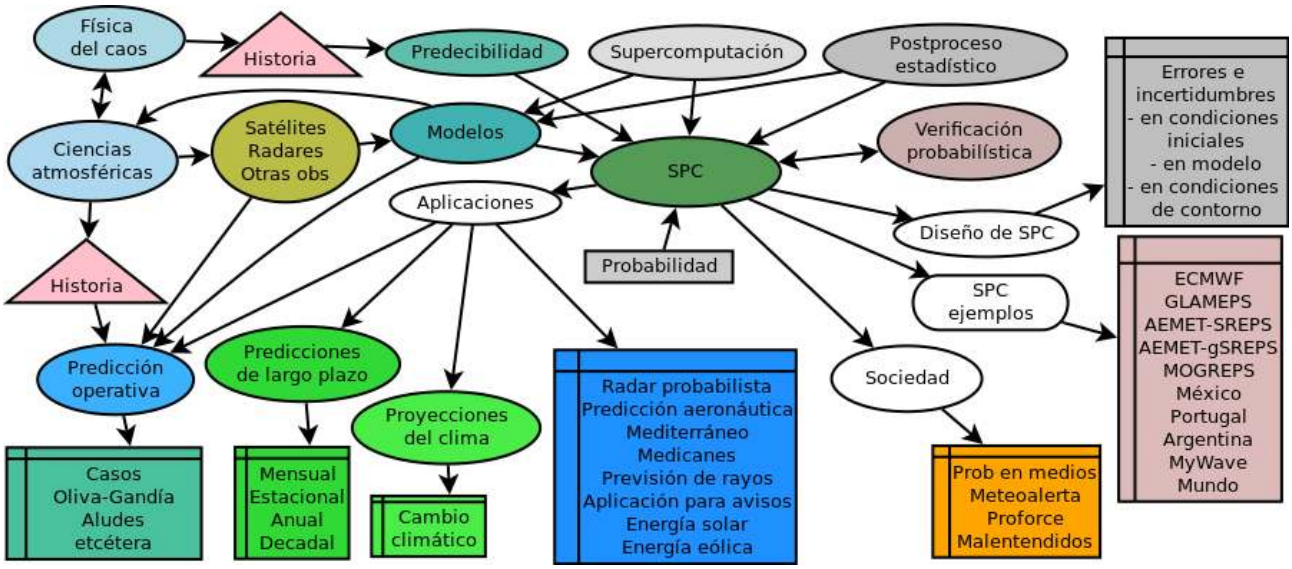


Figura 1: Mapa del libro.

Lista de autores

Contribuciones

SANTOS BURGUETE, CARLOS	Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)	csantosb@aemet.es
AGUADO MARTÍN, FELISA	Área de Predicción Operativa (APRO), AEMET	faguadom@aemet.es
ALDECO, L.	Servicio Meteorologico Nacional, Ministerio de Defensa (SMN), Argentina	aldeco@smn.gov.ar
ALEJO HERRERA, CRISTO J.	Delegación territorial (DT) Canarias, AEMET	calejoh@aemet.es
ANCELL TRUEBA, RAFAEL †	DT Cantabria, AEMET	-
ARMENGOT SERRANO, RAFAEL	Ex predictor en DT en Valencia, AEMET	rafarmengot@yahoo.es
BERENGUER, MARC	Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI), Universidad Politécnica de Catalunya (UPC)	marc.berenguer@crahi.upc.edu
BULLÓN MIRÓ, JOAN CARLES	DT Cataluña, AEMET	jbullonm@aemet.es
BURGUETE ORS, BERTA	Antropóloga y Filósofa	bertazzero@yahoo.dk
CALLADO I PALLARÉS, ALFONS	DT Cataluña, AEMET	acalladop@aemet.es
CALVO SÁNCHEZ, FRANCISCO JAVIER	Área de Modelización (AMOD), AEMET	fcalvos@aemet.es
CAMPINS PONS, JOAN	DT Illes Balears, AEMET	jcampinsp@aemet.es
CARRETERO PORRÍS, OLINDA	APRO, AEMET	ocarreterop@aemet.es

CATALINA FELIÚ, ALEJANDRO	Departamento de Ingeniería Informática (DII) e Instituto de Ingeniería del Conocimiento (IIC), Universidad Autónoma de Madrid (UAM)	alejandro.catalina@estudiante.uam.es
CHAZARRA BERNABÉ, ANDRÉS	Área de Climatología y Aplicaciones Operativas (ACAO), AEMET	achazarrab@aemet.es
COMPTE ROVIROLA, MARC	DT Cataluña, AEMET	mcompter@aemet.es
COSTA, VANDA	Divisão de Previsão Meteorológica, Vigilância e Servios Espaciais (DPMVSE), Instituto Português do Mar e da Atmosfera (IPMA)	vanda.costa@ipma.pt
CUEVAS TASCÓN, GABRIELA	DT Cataluña, AEMET	gcuevast@aemet.es
DÍAZ BÁRCENA, FRANCISCO JAVIER	APRO, AEMET	fdiazb@aemet.es
DIEHL, A.	Computer Science Department - Data Analysis and Visualization Group (CSD-DAVG), Universidad de Constanz, Alemania	diehl@dbvis.inf.uni-konstanz.de
DO AMARAL BURGHI, ANA CAROLINA	Institute of Solar Research, Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt e.V. (Agencia Aeroespacial Alemana) (DLR), Stuttgart, Alemania	Ana.doAmaralBurghi@dlr.de
DOBLAS-REYES, FRANCISCO JAVIER	Institució Catalana de Recerca i Estudis Avanats (ICREA), Barcelona Supercomputing Center-Centro Nacional de Supercomputación (BSC)	francisco.doblas-reyes@bsc.es
DORRONSORO, JOSÉ R.	DII e IIC, UAM	jose.dorronsoro@uam.es
ELVIRA MONTEJO, BENITO	APRO, AEMET	belviram@aemet.es
ESCRIBÀ AYERBE, PAU	DT Cataluña, AEMET	pescribaa@aemet.es
FERNÁNDEZ MATÍA, ALBERTO	Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), AEMET	afernandezm@aemet.es
FERNÁNDEZ-CAÑADAS LÓPEZ-PELÁEZ, JUAN ANTONIO	Observatorio de Navacerrada, AEMET	jfernandezcanadasl@aemet.es
FLORES HERRÁEZ, CELIA MILAGROS	ACAO, AEMET	cfloresh@aemet.es
FUERTES MARRÓN, DAVID	Instituto de Energía Solar (IES), Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Telecomunicaciones (ETSIT), Universidad Politécnica de Madrid (UPM)	dfuertes@ies.upm.es
GALLARDO FERNÁNDEZ, JOSÉ MIGUEL	Área de Teledetección (AT), AEMET	jgallardof@aemet.es

García Herrera, Ricardo	Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera; Instituto de Geociencias UCM-CSIC (DACA+IG), Universidad Complutense de Madrid (UCM)-Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)	rgarciah@fis.ucm.es
García Méndez , Antonio	Ex Meteorological Analyst, European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) Ex ATAP, AEMET	antoniogarciamendez123@btinternet.com
García-Moya Zapata, José Antonio	Ex Meteorólogo, Área de Innovación (AI), AEMET	jojangmz@gmail.com
García Skabar, Y.	SMN, Instituto Franco-Argentino para el estudio del clima y sus impactos, CNRS-CONICET-UBA, Argentina (UMI-IFAECI), Argentina	yanina@smn.gov.ar
Ghelli, Anna	International Liaison Officer, ECMWF	anna.ghelli@ecmwf.int
Gil Oliva, David	DT Cataluña, AEMET	dgilo@aemet.es
Gómez Molina, Marcos	ATAP, AEMET	mgomezm@aemet.es
González Herrero, Sergi	DT Cataluña, AEMET	sgonzalezh@aemet.es
González Rouco, Fidel	DACA+IG, UCM-CSIC	fidelgr@fis.ucm.es
González Santana, Pino	DT Canarias, AEMET	pgonzalezs@aemet.es
Guerrero Peralta, Imanol	Unidad de Teledetección Terrestre, AEMET	iguerrerop@aemet.es
Gutiérrez Núñez, José Miguel	Unidad de Teledetección Terrestre, AEMET	jgutierrezn@aemet.es
Gutiérrez Rubio, Delia	Área de Información Meteorológica y Climatológica (AIMC), AEMET	dgutierrezr@aemet.es
Hierro Carnicero, José	DT Galicia, AEMET	jhierroc@aemet.es
Hirsch, Tobias	Institute of Solar Research, DLR, Stuttgart, Alemania	Tobias.Hirsch@dlr.de
Homar Santaner, Víctor	Grupo de Meteorología, Universidad Illes Ballears (UIB)	victor.homar@uib.cat
Hontoria Hernández, Luis	CNP, AEMET	lhontoriah@aemet.es
Jansà Clar, Agustí	Grupo de Meteorología, UIB	agusti.jansa@gmail.com
Kalnay, Eugenia	Universidad de Maryland	ekalnay@atmos.umd.edu
Kulmer, Martin	Department of Forecasting Models (DFM), Zentralanstalt für Meterologie und Geodynamik, Austria, www.zamg.ac.at (ZAMG), Austria	martin.kulmer@zamg.ac.at
López Moyano, Mónica	RTVE	monica.lopez@rtve.es
López Rejas, Alicia	CNP, AEMET	alopezr@aemet.es

LÓPEZ PÉREZ, JOSÉ MANUEL	DT Valencia, AEMET	jolopezp@aemet.es
MANCEBO ATIENZA, DANIEL	http://objetivotormenta.blogspot.com.es/	twitter{@objtormentas}
MARCOS MARTÍN, CECILIA	ATAP, AEMET	cmarcosm@aemet.es
MARTÍN GARCÍA, ALBERTO	AI, AEMET	amarting@aemet.es
MARTÍN LEÓN, FRANCISCO	Ex Meteorólogo, AEMET Coordinador de la Revista del Aficionado a la Meteorología, https://www.tiempo.com/ram/ (RAM)	temperie5d2001@yahoo.es
MARTÍNEZ RUBIO, MIGUEL ÁNGEL	Unidad de satélites, AEMET	mmartinezr@aemet.es
MASA BOTE, DANIEL	AKKA Technologies, España	dmasabote@gmail.com
MATSUDO, C.	SMN, Ministerio de Defensa, Argentina	matsudo@smn.gov.ar
MOMBLONA MONTIEL, DAVID	DT en Aragón, AEMET	dmomblonam@aemet.es
MONTERO GARRIDO, JESÚS M.	DP, AEMET	jmonterog@aemet.es
MONTOYA REDONDO, MARISA	DACA+IG, UCM-CSIC	marisa.montoya@fis.ucm.es
MORALES MARTÍN, GEMA	AMOD, AEMET	gmoralesm@aemet.es
MYLNE, KEN	Weather Science, United Kingdom Meteorological Office (UKMO)	ken.mylne@metoffice.gov.uk
NAVASCUÉS FERNÁNDEZ-VICTORIO, BEATRIZ	Consejero técnico, AEMET	bnavascuesf@aemet.es
NÚÑEZ MORA, JOSÉ ÁNGEL	DT Valencia, AEMET	jnunezm@aemet.es
OSMAN, M.	Centro de Investigaciones del Mar y la Atmosfera, UBA-CONICET (CIMA), Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Oceanos, FCEyN (DCAO-FCEyN), UMI-IFAECI, Argentina	osman@cima.fcen.uba.ar
PALOMO SEGOVIA, MARÍA	CNP, AEMET	mpalomos@aemet.es
PARODI PERDOMO, JOSÉ ANTONIO	DT Murcia, AEMET	jparodip@aemet.es
PASCUAL BERGHAENEL, RAMÓN	DT Cataluña, AEMET	rpascualb@aemet.es
PASTOR SAAVEDRA, ASUNCIÓN	Área de Evaluación y Modelización del Clima (AEMC), AEMET	mpastors@aemet.es
PELOROSSO, L.	Departamento de Computacion, FCEyN (DC-FCEyN), Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina	vertexar@yahoo.com
PEÑATE DE LA ROSA, IRENE	DT Canarias, AEMET	ipenated@aemet.es

PICORNELL ALOU, MARÍA ÁNGELES	DT Illes Balears, AEMET	mpicornella@aemet.es
PITZ-PAAL, ROBERT	Institute of Solar Research, DLR, Colonia, Alemania	Robert.Pitz-Paal@dlr.de
QUINTERO PLAZA, DAVID	DT Canarias, AEMET	dquinterop@aemet.es
REY VIDAURRÁZAGA, JAIME	APRO, AEMET	jreyv@aemet.es
RIO, JOAO	DPMVSE, IPMA	joao.rio@ipma.pt
RIVERA, ÁNGEL	Ex Meteorólogo, AEMET Miembro fundador de Asociación de Comunicadores de Meteorología (ACOMET)	angel.rivera8@gmail.com
ROA ALONSO, ALEJANDRO	ATAP, AEMET	aroaa@aemet.es
RODRÍGUEZ BALLESTEROS, CÉSAR	ACAO, AEMET	crodriguezb@aemet.es
RODRÍGUEZ CAMINO, ERNESTO	AEMC, AEMET	erodriguezc@aemet.es
RODRÍGUEZ DÉNIZ, JESÚS	AI, AEMET	jerodriguezd@aemet.es
RODRÍGUEZ VELASCO, JUAN JOSÉ	DT Cantabria, AEMET	jrodriguezv@aemet.es
ROMERO MARCH, ROMUALDO	Grupo de Meteorología, UIB	Romu.Romero@uib.es
RUIZ, J.	CIMA DCAO-FCEyN UMI-IFAECI, Argentina	jruiz@cima.fcen.uba.ar
SÁNCHEZ GARCÍA, EROTEIDA	DT Cantabria, AEMET	esanchezg@aemet.es
SANCHO ÁVILA, JUAN MANUEL	CNP, AEMET	jsanchoa@aemet.es
SANTOS-MUÑOZ, DANIEL	High Resolution Limited Area Model (HIRLAM), AEMET	dsantosm@aemet.es
SAULO, C.	SMN, CIMA DCAO-FCEyN, UMI-IFAECI, Argentina	csaulo@smn.gov.ar
SEMPERE, DANIEL	CRAHI, UPC	sempere@crahi.upc.edu
SIGL, ANDREA	DFM, ZAMG, Austria	andrea.sigl@zamg.ac.at
SIMARRO GRANDE, JUAN PABLO	DT Valencia, AEMET	jsimarrog@aemet.es
SIMON, ANDRE	Országos Meteorológiai Szolgálat, Hungría, www.met.hu (OMSZ), Hungría	simon.a@met.hu
SOSA CARDO, JOSÉ ANTONIO	DT Andalucía, Ceuta y Melilla, AEMET	jsosac@aemet.es
SUÁREZ CUBILLO, RAMÓN	Ingeniero de sistemas Big Data, PRAGSIS	apoblepein@gmail.com
SUBÍAS DÍAZ-BLANCO, ÁLVARO	ATAP, AEMET	asubiasd@aemet.es

TOLEDANO LOZANO, CRISTINA	Área de Aplicaciones (AAPL), AEMET	ctoledanol@aemet.es
TORCAL TELLO, CARLOS	Analista de Sistemas TI, Coritel	carlos.torcal@amadeus.com
VÁZQUEZ PÉREZ-BATALLÓN, RAMÓN	CNP, AEMET	rvazquezp@aemet.es
VERA, C.	CIMA, DCAO-FCEyN, UMI-IFAECI, Argentina	vera@cima.fcen.uba.ar
VIANA JIMÉNEZ, SAMUEL	AMOD, AEMET	svianaj@aemet.es
VIÑAS, JOSÉ MIGUEL	Divulgameteo Consultor Organización Meteorológica Mundial (OMM)	info@divulgameteo.es
VOCES ABOY, JOSÉ	DT Cantabria, AEMET	jvocesa@aemet.es
WANG, YONG	DFM, ZAMG, Austria	yong.wang@zamg.ac.at
WASTL, CLEMENS	DFM, ZAMG, Austria	clemens.wastl@zamg.ac.at
WERNER HIDALGO, ERNEST	DT Cataluña, AEMET	ewernerh@aemet.es
VV. AA.	Servicio Meteorológico Nacional, México	-

Portada

- GONZALO MAYORAL, Fotógrafo.

Fotos

- FERNANDO BULLÓN MIRÓ, DT en Canarias, AEMET.
- JOAN CARLES BULLÓN MIRÓ, DT en Cataluña, AEMET.
- JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO, Fotógrafo.
- LETICIA MILLA DÍEZ, Ingeniero de Caminos.
- JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO, Unidad de Apoyo McIdas (UAMcIdas), AEMET.
- AURORA SANTOS.
- PEPE TORRES, Oficina Meteorológica Aeronáutica (OMA) de Jerez de la Frontera, AEMET.
- FRANCISCO VASALLO LÓPEZ, Oficina Meteorológica de Defensa (OMD) de Rota, AEMET.

Ilustraciones

- VICTOR BURGUETE AZNAR <victor.burguete.aznar@gmail.com>
- ANA CAMPOS MANSO <anita.campos.manso@gmail.com> <Instagram: @anita.campos.art>
- MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO.
- MANUEL LÓPEZ CABALLERO <lopezcaballero.arte@gmail.com>
- JOSÉ LUIS CASADO.
- ELENA PADORNO.
- TONI RODRÍGUEZ.
- OLGA SANTOS <osburguete@gmail.com>.
- LUIGI SANTINI <luisrsantos@me.com>.
- JAVIER SANZ GARCÍA.
- AURORA SANTOS.
- PEPE SOLERA.
- AMELIA VALVERDE <ameraba@hotmail.com>.

Parte I
Introducción

Parte I Introducción

Esta primera parte del libro arranca con un capítulo a modo de introducción general, con las cuestiones genéricas que pueden motivar la exposición de diferentes líneas de investigación y resultados que se van a ir mostrando a lo largo de la obra. Los tres capítulos que siguen son preparaciones imprescindibles para distintos aspectos abordados en el libro: una introducción histórica a la física del caos, una perspectiva también histórica de la predicción del tiempo y el advenimiento de una base científica para la misma y, por último, un acercamiento a la denominada predicción operativa, para dar a conocer la profesión de los predictores del tiempo y las diferentes dificultades a las que deben enfrentarse en el día a día.

Página anterior: Campiña jerezana el 12 de septiembre de 2015. Las nubes corresponden a unos *cirrus floccus* y *cirrostratus* situados por encima del horizonte donde se pueden divisar algunos aerogeneradores que abundan por la zona para aprovechar los regímenes de vientos (Levante-Poniente). Fotografía tomada por PEPE TORRES, con un Samsumg Galaxy SII y posterior aplicación de un filtro de instagram.

Introducción 1

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> I think that it is a relatively good approximation to truth - which is much too complicated to allow anything but approximations - that mathematical ideas originate in empirics. But, once they are conceived, the subject begins to live a peculiar life of its own and is [...] governed by almost entirely aesthetical motivations. In other words, at a great distance from its empirical source, or after much "abstract" inbreeding, a mathematical subject is in danger of degeneration. Whenever this stage is reached the only remedy seems to me to be the rejuvenating return to the source: the reinjection of more or less directly empirical ideas.
>
> *"The Mathematician", en "The Works of the Mind" (1947) ed. R. B. Heywood* – JOHN VON NEUMANN

En esta introducción empezaremos a responder algunas de las preguntas planteadas en el prefacio, las preguntas que la sociedad plantea a los profesionales de la meteorología. ¿Hasta cuántos días son fiables las predicciones del tiempo? ¿En qué se basa la predicción por localidades? ¿Pueden hacerse predicciones con seis meses de antelación? ¿Cómo puede predecirse el cambio climático? ¿Se harán predicciones cada vez más exactas? ¿Se usa la teoría del caos en la predicción del tiempo? ¿Qué es el efecto mariposa? Ofrecemos, en el camino, una serie de enlaces a algunos de los contenidos del libro.

Palabras clave: meteorología, predicción meteorológica, modelos atmosféricos, limitaciones de los modelos, predecibilidad, sistemas de predicción por conjuntos, predicción probabilista.

Imagen parte superior: Atardecer con varios tipos de *cirrus* y *cumulus fractus*. Una hilera de molinos se perfila en el horizonte del oeste. Fotografía de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA

Predicción para las próximas tres semanas y análisis de la semana anterior

Elaborada el 14 de abril de 2017

Predicción para los próximos 10 días

El próximo fin de semana, sábado 15 y domingo 16, el país se encontrará bajo la influencia de un anticiclón centrado al noroeste de la Península. Estará nuboso o con intervalos nubosos en el extremo norte peninsular, con chubascos y tormentas en el Pirineos, y lluvias débiles durante la primera mitad del día el sábado en el Cantábrico. En el resto del país se espera que predominen los cielos poco nubosos, con nubosidad de tipo alto, algo de nubosidad de evolución diurna en la mitad norte peninsular, e intervalos de nubes bajas el domingo en el área del Estrecho y Melilla. Temperaturas en ascenso en Canarias y este de la Península, y en descenso en el noreste peninsular y Baleares, y viento con predominio de las componentes norte y este.

La próxima semana tiende a incrementarse gradualmente la inestabilidad en la Península. El lunes 17 predominarán los cielos poco nubosos inicialmente, con nubosidad de evolución diurna y posibilidad de algún chubasco en el interior de la mitad norte peninsular. El martes 18 y el miércoles 19 la posibilidad de precipitaciones se extenderá a casi todo el país, siendo más probables en la mitad norte peninsular. Temperaturas en descenso en Canarias y el miércoles en la Península y Baleares. Viento con predominio de la componente este en la Península, y la norte en Baleares y Canarias, con probables intervalos de intensidad fuerte en el Cantábrico, Ampurdán, Baleares, y Estrecho.

Durante el resto de la semana, existe una amplia incertidumbre sobre la situación atmosférica, no pudiéndose descartar las precipitaciones en ningún punto de España, siendo más probables en áreas de montaña de la mitad norte de la Península, y en el litoral mediterráneo.

Tendencia general para el periodo del 17 de abril al 7 de mayo

Se representan a continuación los mapas de anomalías respecto de la climatología de 20 años del modelo de predicción del Centro Europeo (VarEPS-Mensual), de los valores medios semanales de dos variables meteorológicas: la temperatura a 2 metros (T 2m) en °C y la Precipitación Total (PCP) en mm. Utilizando técnicas estadísticas se blanquean aquellas áreas donde la serie de valores previstos del VarEPS-Mensual no es significativamente diferente de la serie de los valores de la climatología del modelo.

Figura 1.1: Boletín de predicción mensual de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). A la izquierda, portada del sitio web `http://www.aemet.es` *y ubicación aproximada de la predicción mensual, descargable en formato PDF. A la derecha, aspecto del boletín mensual. AEMET.*

1.1 La predicción mensual

La Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) emite regularmente (todos los viernes en 2018), en el sitio web `http://www.aemet.es`, un boletín de predicción mensual (Figura 1.1, se replica después el texto en la Figura 1.2 en la página siguiente). Esta predicción va orientada al público general, no es específica para ámbitos profesionales como la aviación, la navegación o la agricultura; tampoco lo es para determinadas actividades de ocio como la montaña o la playa. Es una predicción general. Emitiéndose el viernes, abarca varios plazos importantes. En primer lugar, el epígrafe *Predicción para los próximos 10 días* engloba el fin de semana junto con la semana entrante. El primer párrafo corresponde al fin de semana, incluyendo el propio viernes. Es de importancia especial por ser, en general, espacio para el tiempo libre. Para los meteorólogos que preparan esta predicción, este fin de semana abarca el muy corto y el corto plazo, las primeras 48 horas. Después viene la semana entrante: desde el lunes hasta el domingo. Los primeros días de esa semana entrante conforman lo que en predicción llamamos el medio plazo y, en ocasiones, forman el segundo párrafo por sí mismos. Si los días siguientes son similares o pueden describirse en una pauta común a los primeros, entonces sólo hay un segundo párrafo. Si, por el contrario, esos días siguientes son, meteorológicamente hablando, bien diferenciados, entonces formarán un tercer párrafo. Sigue el epígrafe *Tendencia general para el periodo del 17 de abril al 7 de mayo*. Ahí se incluirá una previsión general para la semana referida anteriormente y para las dos siguientes, por lo que, estrictamente hablando, la predicción no abarca el mes completo. En lugar de emitir un pronóstico ordinario, se presentan unos *mapas de anomalías con respecto a la climatología* y se explican brevemente, añadiendo una nota a pie de página que reza así:

> **Nota**. Las tendencias mensuales se obtienen a partir de los productos del modelo de predicción mensual del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo. Estas predicciones están sujetas a incertidumbres que, por un lado, se incrementan al aumentar el plazo de predicción y, por otro, son más elevadas cuando se realiza una interpretación de los productos a escala regional, sobre zonas de tamaño relativamente reducido.

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA
Predicción para las próximas tres semanas y análisis de la semana anterior
Elaborada el 14 de abril de 2017

Predicción para los próximos 10 días

El próximo fin de semana, sábado 15 y domingo 16, el país se encontrará bajo la influencia de un anticiclón centrado al noroeste de la Península. Estará nuboso o con intervalos nubosos en el extremo norte peninsular, con chubascos y tormentas en Pirineos, y lluvias débiles durante la primera mitad del día el sábado en el Cantábrico. En el resto del país se espera que predominen los cielos poco nubosos, con nubosidad de tipo alto, algo de nubosidad de evolución diurna en la mitad norte peninsular, e intervalos de nubes bajas el domingo en el área del Estrecho y Melilla. Temperaturas en ascenso en Canarias y este de la Península, y en descenso en el noreste peninsular y Baleares, y viento con predominio de las componentes norte y este.
La próxima semana tiende a incrementarse gradualmente la inestabilidad en la Península. El lunes 17 predominarán los cielos poco nubosos inicialmente, con nubosidad de evolución diurna y **posibilidad** de algún chubasco en el interior de la mitad norte peninsular. El martes 18 y el miércoles 19 la **posibilidad** de precipitaciones se extenderá a casi todo el país, **siendo más probables** en la mitad norte peninsular. Temperaturas en descenso en Canarias y el miércoles en la Península y Baleares. Viento con predominio de la componente este en la Península, y la norte en Baleares y Canarias, con **probables** intervalos de intensidad fuerte en el Cantábrico, Ampurdán, Baleares, y Estrecho. Durante el resto de la semana, **existe una amplia incertidumbre sobre la situación atmosférica**, no pudiéndose descartar las precipitaciones en ningún punto de España, **siendo más probables** en áreas de montaña de la mitad norte de la Península, y en el litoral mediterráneo.
[...]

Figura 1.2: Extracto del texto del boletín de predicción mensual de la Figura 1.1 en la página anterior. En negrita están marcados aquellos términos que introducen probabilidad.

En la Figura 1.2 replicamos una buena parte del contenido del boletín, marcando en negrita aquellos términos que, por introducir información probabilista, resultan de especial interés.

Encontramos una serie de aspectos destacables, tanto en el contenido como en la forma, del boletín mensual, aspectos que nos van a servir como punto de partida para introducir algunas de las ideas importantes de este libro:

Detalle. Cuanto más cerca en el tiempo (lo que llamamos alcance predictivo), más cantidad de información detallada se aporta. Así mismo, la información es de carácter más determinista, no suele implicar probabilidades. Por ejemplo, *estará nuboso*.

Incertidumbre. Según nos alejamos en el tiempo, es decir, según avanzamos en el plazo o alcance predictivo, normalmente va creciendo la incertidumbre en la predicción. En ocasiones, esta incertidumbre se expresa explícitamente, e. g. *existe una amplia incertidumbre sobre la situación atmosférica.*

Probabilidad. A la par que aumenta la incertidumbre, los términos que implican probabilidades van apareciendo de forma natural. Por ejemplo, *siendo más probables en la mitad norte peninsular*.

Estos aspectos parecen naturales: la atmósfera, como la naturaleza en general, es más predecible en plazos cortos que en largos. Pero, además, parece que los meteorólogos tienen bastante claro cuándo hablar con probabilidades o cuándo estar más seguros. En la actualidad (2018), los predictores del tiempo disponemos de potentes herramientas que nos permiten predecir fenómenos meteorológicos en la atmósfera con bastante *precisión* y *exactitud* pero, sobre todo, podemos disponer de herramientas que nos permiten evaluar las probabilidades de esos fenómenos, la incertidumbre asociada a ellos, el riesgo potencial de que sean adversos, etcétera. Esas herramientas que evalúan la, así denominada, *predecibilidad* [215, 474] atmosférica, que está muy relacionada con la incertidumbre y la probabilidad, están basadas en investigaciones sobre la física del caos, en particular sobre el carácter caótico de la atmósfera como sistema dinámico [24, 384]. Veamos todos estos aspectos poco a poco.

1.2 Meteorología y predicción

En este ámbito de la predicción del tiempo, la sociedad exige a los servicios meteorológicos predicciones cada vez más *precisas*: son cada vez más populares las predicciones por localidades, disponibles en muchos portales de internet y ya se asume como normal que se pueda pedir una predicción concreta para un pueblo, una montaña o una playa. Se esperan, así mismo, predicciones muy precisas en el tiempo: quiero saber a qué hora lloverá mañana. Los llamados *fenómenos meteorológicos adversos*, presentes en nuestro país en forma de precipitaciones intensas, temporales, olas de frío o calor y otros, tienen un fuerte impacto tanto social como económico. Las autoridades encargadas de la protección civil quieren predicciones *exactas* de estos fenómenos, para poder optimizar sus actuaciones, intentando atender a la sociedad de forma rápida y eficiente, minimizando los recursos. Se barajan, pues, dos conceptos físicos diferentes que son por un lado, *precisión* que, en términos de predicciones quiere decir concretar mucho en el espacio y en el tiempo y, por otro lado, *exactitud*, que quiere decir que la predicción acierte razonablemente.

Pero, ¿pueden realmente hacerse predicciones cada vez más *precisas* y a la vez *exactas*? Hace unas décadas, el meteorólogo EDWARD N. LORENZ comenzó a dar una respuesta científica a esta pregunta, conectando la meteorología y la física del caos [382, 385]. La respuesta es *No, en general, no*. ¿Por qué? Si se quiere una respuesta breve y concisa, diremos que *porque la atmósfera es caótica*. Si queremos ir más allá, entonces podemos encontrar en este libro un abanico de respuestas que, como poco, nos ayudarán a entender mejor la pregunta. Profundizaremos en muchos sentidos, pero de momento diremos, buscando una respuesta más detallada, pero relativamente corta y apta para esta introducción, que no se pueden hacer predicciones cada vez más precisas y exactas, porque entendemos la atmósfera como un sistema dinámico *altamente no lineal* (cap. 5 en la página 55). Físicamente esto significa que el conjunto de ecuaciones con las que la describimos y simulamos por ordenador es *hipersensible* tanto a pequeñas variaciones en las condiciones iniciales como a la formulación del modelo de simulación. Esta respuesta no cierra la posibilidad de *mejorar las predicciones*, sino que conduce a nuevas líneas de investigación, planteándonos en qué sentido puede ser una predicción mejor, dado que no puede ser mucho más *exacta* ni mucho más *precisa*. Teniendo en cuenta la citada naturaleza caótica de la atmósfera, debemos admitir que no es predecible con total precisión y exactitud, pero sí sabemos que, según la situación, la *inexactitud* o *incertidumbre* puede ser mayor o menor, y así su *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163) menor o mayor, respectivamente. Las investigaciones actuales apuntan a estimar esa incertidumbre o lo contrario, la predecibilidad, mediante probabilidades.

1.3 Modelos atmosféricos y sus limitaciones

Los modelos atmosféricos (cap. 10 en la página 137) y, en general, los denominados modelos del Sistema Tierra, son modelos matemáticos para predecir el estado futuro de la atmósfera partiendo del estado actual, que se estima por medio de las observaciones atmosféricas y un proceso denominado asimilación de datos. Las ecuaciones que describen los procesos atmosféricos son ecuaciones diferenciales no lineales y, por tanto, no tienen solución analítica (digamos que no pueden solucionarse con exactitud) y han de ser aproximadas mediante simulaciones de ordenador (*métodos numéricos*). Así, las simulaciones numéricas se han convertido en una herramienta fundamental que acompaña a la teoría y a la experimentación, podríamos decir las tres patas de la ciencia. Para que las predicciones que nos brindan estos modelos sean útiles, es necesario que estén disponibles poco tiempo después de haber recibido las observaciones, por lo que se requieren grandes sistemas de computación. Así, el desarrollo de los modelos va muy ligado a los avances tecnológicos, especialmente en sistemas de observación punteros como los satélites (cap. 7 en la página 89) y en *supercomputación* (cap. 11 en la página 153). En 1950 se realizó la primera predicción numérica del tiempo por el equipo de CHARNEY [122]. En las últimas décadas los modelos numéricos han mejorado enormemente, por ejemplo el modelo del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) (cap. 19 en la página 295) ha conseguido mejorar algo más de un día por década el alcance predictivo en el que las predicciones pueden considerarse útiles [251, 252]. Se han convertido en ingredientes básicos en la predicción operativa (cap. 4 en la página 35). No obstante, los modelos no son perfectos, como veremos ahora y como se muestra detalladamente en otros capítulos de este volumen (cap. 15 en la página 213).

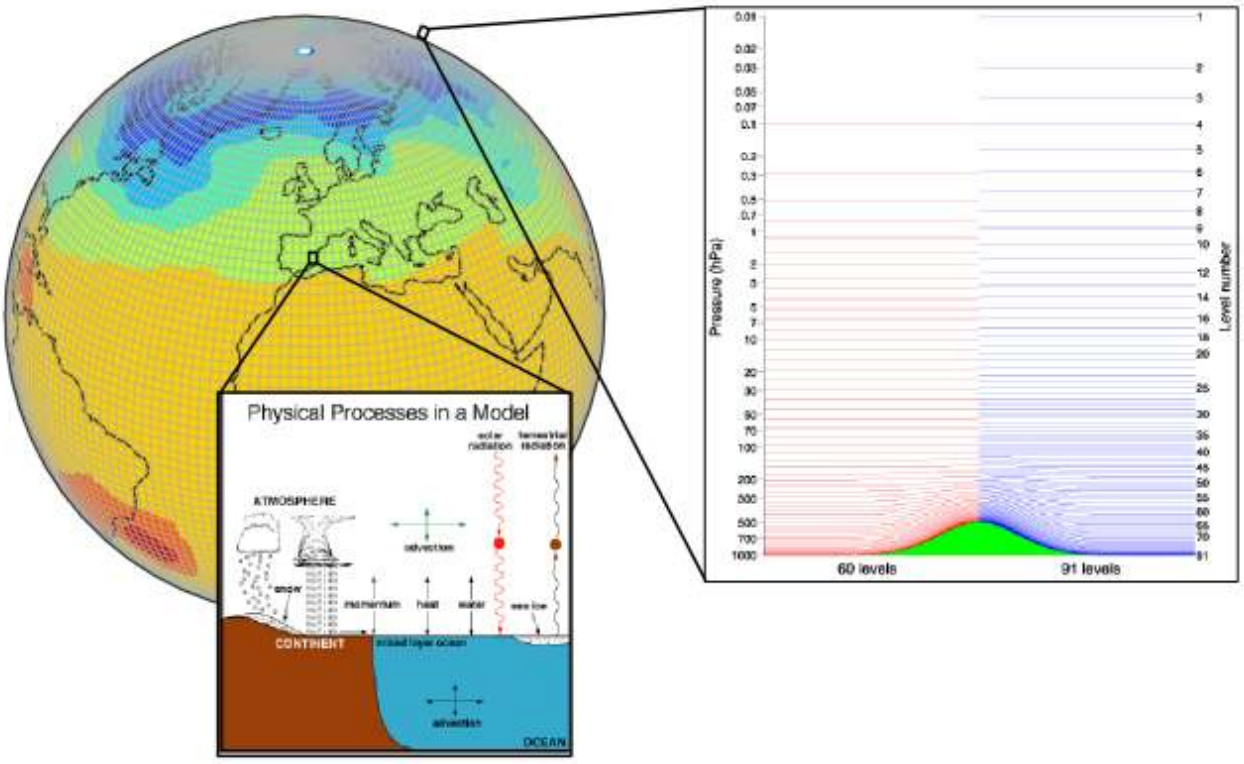


Figura 1.3: Modelos atmósfera-océano. Arriba a la izquierda: esquema figurado de la discretización del planeta en una malla horizontal con celdas de $2^o \times 2^o$ (creación propia con datos de temperatura de la NOAA). Abajo a la izquierda, procesos atmosféricos y oceánicos considerados en una celda que contendría el este de la península ibérica (NOAA https://celebrating200years.noaa.gov/breakthroughs/climate_model/modeling_schematic.html). Derecha: ejemplo de división en niveles verticales de una celda, tanto niveles isobáricos, en rojo, como niveles híbridos, en azul (ECMWF, en la actualidad el número de niveles de su modelo es 137).

Modelos atmosféricos. Resuelven las ecuaciones dinámicas con que describimos la atmósfera discretizando el espacio y el tiempo. Por un lado (espacio), se divide la atmósfera en pequeñas partes, por ejemplo, trazando una malla imaginaria 3D que cubre el planeta, con un cierto tamaño de celdilla, tanto en la horizontal como en la vertical. En cada celda (o punto de malla) se simplifica la atmósfera describiéndola con un sólo valor para cada una de las variables atmosféricas utilizadas, e. g. en un caso muy sencillo presión, temperatura, humedad y dos componentes del viento. Todos los procesos atmosféricos que tienen lugar dentro de esa celda quedan reducidos a cinco números. Por otro lado (tiempo), se divide el tiempo en intervalos muy cortos, como las celdas en el espacio, y en cada intervalo se resuelven esas ecuaciones representando las variables atmosféricas. Esta discretización convierte las *ecuaciones diferenciales* en *ecuaciones en diferencias finitas*.

Las primeras trabajan en espacio y tiempo continuos y las segundas en las versiones discretas, finitas, lo que permite resolverlas numéricamente mediante ordenador y, por tanto es una de las claves de la modelización. No todos los procesos meteorológicos pueden resolverse con esta discretización. Sólo aquellos fenómenos cuya estructura tenga mayor tamaño que las celdas de la malla y, de una forma relacionada, su duración en el tiempo sea también superior a los intervalos discretizados, serán resueltos por el modelo. Esa primera familia de fenómenos se denomina dinámica (sec. 10.4 en la página 143). Los fenómenos de tamaño inferior a la celda, e. g. fenómenos radiativos, intercambios de calor, condensación, etc., deben resolverse aparte, mediante otros métodos. Esa segunda familia de fenómenos se denomina parametrizaciones físicas o física (sec. 10.5 en la página 145). Así pues, en la jerga de la modelización, tenemos la dinámica del modelo y las parametrizaciones físicas.

Figura 1.4: ¿Son perfectos los modelos? ¿Son los modelos buenas representaciones de la realidad? https://pixabay.com/en/venus-de-milo-the-statue-sculpture-3130119/

Hasta los años 90, para diseñar los modelos se estuvo asumiendo un comportamiento determinista de la atmósfera, lo cual es una simplificación. ¿Qué quiere decir *determinista* en este contexto? Quiere decir que, dado un estado inicial de la atmósfera, su evolución puede ser prevista numéricamente para dar un único estado final o predicción. En esa línea, el enfoque de todos los esfuerzos estaba en producir predicciones lo más *exactas* posible. Pero se fue constatando que, por mucho que mejorasen, los modelos deterministas seguían fallando en algunas situaciones. Esta pauta nos sigue sucediendo a día de hoy. Por tanto, se requiere la interpretación, por parte de predictores entrenados en sus características y limitaciones (cap. 27 en la página 407), así como técnicas estadísticas (cap. 14 en la página 201) y sistemas de predicción propiamente probabilistas que denominaremos sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) (cap. 13 en la página 173).

1.4 Limitaciones de los modelos y nuevo paradigma

¿Son perfectos los modelos? Los modelos son, de un modo u otro, representaciones de la realidad (Figura 1.4). Sí, pero, ¿son perfectos? Cualquier persona dedicada profesionalmente a la predicción del tiempo dirá que no. Esas personas usan modelos atmosféricos para realizar su trabajo y saben la respuesta por experiencia.

Quizá una pregunta más refinada sea *¿son los modelos buenas representaciones de la realidad?* Eso nos hará pensar un poco más: defina usted *buenas*. Científica y técnicamente hablando, los modelos no son perfectos. Como ya se ha dicho, el meteorólogo EDWARD NORTON LORENZ demostró ya en 1963 que pequeños errores en las condiciones iniciales del modelo pueden crecer indefinidamente en la predicción [380, 382, 383]. Así mismo, hay que añadir los errores en las parametrizaciones físicas y en la dinámica, i. e. en la formulación del modelo.

La clave del problema está en aceptar esos errores y esas incertidumbres y, también, cómo representarlos adecuadamente: es necesario realizar un muestreo de esas incertidumbres, explorando apropiadamente el llamado *espacio de fases* de la atmósfera, el conjunto de posibles estados atmosféricos (sec. 5.1.4 en la página 59).

De modo que así surgió un nuevo *paradigma*, que incluye información cuantitativa sobre los errores, es decir, sobre la incertidumbre, en el proceso predictivo. Este nuevo paradigma introduce la probabilidad de forma natural en el sistema. Para dar cuenta de la incertidumbre en las condiciones iniciales de la atmósfera y en el propio modelo, se generan múltiples condiciones iniciales, ligeramente diferentes todas ellas pero compatibles con las observaciones, todas con la misma probabilidad de ser las correctas (*equiprobables*), y se integra el modelo en el ordenador para cada una de ellas. Estos fueron los albores de los así llamados SPC (cap. 13 en la página 173). Con estos sistemas podemos estimar la evolución temporal de la probabilidad de diferentes escenarios (para ser precisos, una distribución de probabilidad o PDF por sus siglas en inglés) mediante un conjunto o *ensemble* de estados atmosféricos posibles, todos ellos igualmente plausibles. La dispersión de este conjunto representará el error o incertidumbre en la predicción, de manera explícita, cuantitativa y detallada. En la actualidad (2018), los SPC se generan sistemáticamente en gran número de centros meteorológicos operativos (parte. IV en la página 294) y se utilizan como herramienta esencial en la predicción operativa (cap. 4 en la página 35) en lo que se denomina predicción probabilista (cap. 27 en la página 407).

1.5 Predicción probabilista

La probabilidad va incorporada de forma natural en estos sistemas de predicción por conjuntos (SPCS), de modo que los mapas y productos que podemos usar los predictores a partir de estos sistemas reflejan esa naturaleza probabilista. El uso adecuado de estas herramientas requiere formación específica y una cierta familiaridad con los conceptos y el lenguaje de la probabilidad. La implantación de este estilo de trabajo no es inmediata [492, 493].

En cualquier caso, en el ámbito profesional de la predicción meteorológica, la predicción probabilista empezó a implantarse en los años 90 y, a día de hoy, la predecibilidad y la probabilidad son ingredientes esenciales en los sistemas y centros de predicción. Ilustraremos las técnicas probabilistas de predicción abordando algunos casos de estudio concretos (parte VII en la página 662), algunos de ellos famosos casos de fenómenos extremos o adversos (sec. 12.5 en la página 169).

Asimismo, incluir términos de probabilidad en las predicciones que se ofrecen al público general se convierte en un auténtico reto para los medios de comunicación (cap. 40 en la página 623). El ser humano entiende y asimila las probabilidades con una serie de sesgos y pautas a tener en cuenta (sec. 40.1 en la página 624). Con la idea de mostrar cómo el lenguaje probabilista va introduciéndose poco a poco, hasta que algún día se considere algo normal, mostramos otros ejemplos en las Figuras 1.5, 1.6 en la página siguiente y 1.7 en la página 17. Invitamos a los lectores a explorar el formato y contenido de estos boletines de predicción, encontrar lenguaje probabilista y asociarlo a los aspectos que comentábamos anteriormente. Y no hace falta detenerse aquí: puede entrarse en el sitio web de AEMET, descargar la predicción mensual y explorarla del mismo modo.

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA
Predicción para el puente de mayo
Elaborada el 24 de abril de 2017

Viernes 28 y sábado 29: El tiempo de estos días estará determinado por el muy probable acercamiento de una pequeña borrasca al suroeste peninsular. La incertidumbre de estos días está asociada a la posición exacta de la baja pues unos escenarios la acercan más que otros. En todo caso, consideramos muy probable su presencia en el entorno del sur de Portugal. Esta baja inducirá un flujo de aire de componente sur, cálido, húmedo e inestable, que progresivamente reemplazará al aire frío y seco instalado en la Península y Baleares durante los días anteriores. Como consecuencia, el viernes comenzarán a producirse chubascos y tormentas, posiblemente fuertes, en el suroeste peninsular y que el sábado se extenderán a buena parte de la fachada atlántica y, con menor probabilidad, al resto del área peninsular. Otra consecuencia será el ascenso notable de las temperaturas, excepto las mínimas del viernes que incluso aún bajarán más, con numerosas heladas en zonas altas de la mitad norte peninsular y en la meseta norte. Las islas Canarias se verán afectadas por el paso de un frente frío poco activo que producirá precipitaciones más probables en las islas occidentales. El viento de componente oeste no será fuerte y originará un ligero descenso de las temperaturas.

Domingo 30: Es probable que otra borrasca, más profunda y con un frente frío asociado recorra la Península de oeste a este. Este escenario principal tiene aproximadamente un 70 % de probabilidad y daría lugar a lluvias generalizadas en las vertientes atlántica y cantábrica, menos probables en la mediterránea. Otras opciones minoritarias muestran la borrasca más lejos, con un frente menos activo o también una continuación del tiempo inestable de los días anteriores. El viento de componente oeste originará pocos cambios en las temperaturas, salvo en el área Mediterránea, donde subirán claramente. En Canarias se prevé un flujo de componente norte que producirá nubosidad abundante y posibles lluvias débiles en el norte del archipiélago. Las temperaturas continuarán descendiendo.

Lunes 1 y martes 2: La tendencia para estos días es de una gradual disminución de la inestabilidad. Es lo que indica el 60- 80 % de las opciones, lo que significaría la desaparición de la nubosidad y de las precipitaciones y una subida de las temperaturas diurnas. Sin embargo, el lunes con un 40 % y el martes con un 20 % de probabilidad, se puede mantener la situación de inestabilidad del domingo. En Canarias es muy probable que se establezca una situación de alisios flojos.

Figura 1.5: Predicción especial para el puente de mayo de 2017. AEMET.

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA
Predicción para las próximas tres semanas
Información elaborada el 26 de enero de 2018

Predicción para los próximos 10 días

El próximo sábado 27 estará muy nuboso con precipitaciones en el Cantábrico y Pirineos, con nevadas en área de montaña, tendiendo a remitir a lo largo del día. En la mitad oriental de la Península y Baleares, se incrementará la nubosidad hasta quedar muy nuboso, con lluvias en Baleares y en el litoral este peninsular. En el resto del país se mantendrá poco nuboso o con intervalos nubosos, con posibles lluvias en el norte de las islas Canarias occidentales. Las temperaturas no experimentarán cambios significativos. El viento soplará del norte, fuerte o con intervalos de fuerte en el noreste de Gerona, Baleares, y Canarias.

A partir del domingo 28 y hasta el miércoles 31, se incrementará la inestabilidad en el este y sureste de la Península, Ceuta, Melilla y Canarias. El domingo 28, las precipitaciones en el área de levante podrían ser fuertes o muy fuertes; y localmente persistentes en el entorno del cabo de la Nao. Serán en forma de nieve en el interior del sureste peninsular, estando la cota de nieve inicialmente en 800-1000 m subiendo durante el día a 1200-1400 m.

A partir del lunes 29 las precipitaciones localmente fuertes tendrán lugar en el área del Estrecho y en Canarias. Predominarán los vientos de componente este en la Península y Baleares, y norte en Canarias, siendo fuertes o con intervalos de fuerte en áreas de la mitad oriental de la Península, el litoral de Alborán, Canarias, y al principio en Baleares. Se producirá un aumento progresivo de las temperaturas en la Península. El resto de la semana se esperan precipitaciones en el extremo norte peninsular y Canarias, siendo probables también en el área mediterránea. Las temperaturas descenderán en el norte de la Península el jueves, tendiendo a recuperarse posteriormente.

[...]

Figura 1.6: Extracto del texto del boletín de predicción mensual elaborado el 26 de enero de 2018. AEMET.

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA
Predicción para la Semana Santa
Elaborada el 22 de marzo de 2018

Predicción para los próximos 10 días

Viernes 23 y sábado 24: Una pequeña baja situada hoy, jueves, en el centro del Atlántico Norte se profundizará de forma rápida y muy intensa (ciclogénesis explosiva) dando lugar a una borrasca muy profunda, denominada "Hugo". El viernes por la tarde se situará al norte de Galicia, entre los paralelos 45 y 50 ºN, y avanzará rápidamente hacia el golfo de Vizcaya. Esta nueva borrasca dará lugar a un temporal de viento en buena parte del área peninsular, mal estado de la mar y, de forma menos intensa, a precipitaciones generalizadas. Un frente frío activo, asociado a "Hugo", dará lugar a precipitaciones generalizadas que comenzarán la tarde del viernes en Galicia y se extenderán rápidamente al resto de la Península y también a Baleares. Tendrán lugar principalmente durante las horas nocturnas y, en general, no serán intensas. Lo más significativo serán las precipitaciones en forma de nieve en el noroeste peninsular, a partir de unos 800 m, que probablemente acumularán espesores de 20 cm en la cordillera Cantábrica occidental y central y 5 cm en el sistema Central. El viento fuerte o muy fuerte, del oeste y noroeste, comenzará también el viernes por la tarde en Galicia y Asturias y se trasladará a buena parte de la Península durante el sábado. Producirá rachas muy fuertes bastante generalizadas de 70-80 km/h, menos probables en el suroeste y noreste peninsular. En el interior del este y sureste peninsular las rachas probablemente superarán los 90 km/h. Las más fuertes se esperan en el norte de Galicia y en los litorales y zonas altas del área Cantábrica, con valores de 100-110 km/h, pudiendo localmente alcanzar los 120 km/h. En Canarias dominará la estabilidad atmosférica con alisios en general flojos.

Domingo 25: Se prevé un tiempo en general inestable, con probabilidad alta de precipitaciones en el norte y sur peninsular y en Baleares; y baja en el resto del área peninsular y en Canarias. En el norte la cota de nieve sube a 1000-1200 m y serán más importantes en Pirineos. Se espera viento fuerte de componente norte en Baleares en la primera mitad del día y del nordeste con intervalos de fuerte en Canarias.

Lunes 26 y martes 27: El acercamiento del anticiclón de Azores por el oeste peninsular dará lugar a una estabilización de la atmósfera que se reflejará en una disminución de la nubosidad y cese de las precipitaciones en buena parte del país, excepto en el extremo norte peninsular, donde es probable que rocen algunos frentes atlánticos con probabilidad de precipitaciones débiles. Las temperaturas subirán de manera notable en la mayor parte de zonas. Predominará el viento flojo de componente oeste, salvo en el área mediterránea, Galicia y Cantábrico donde podría haber intervalos de fuerte. En Canarias se prevé una situación de alisios con posibilidad de precipitaciones débiles en el norte.

Miércoles 28 a sábado 31: Aunque para estos días aumenta la incertidumbre de manera considerable, el escenario más probable marca una tendencia hacia una inestabilización progresiva, con un aumento de la probabilidad de precipitaciones, comenzando el miércoles y jueves por el norte y noroeste peninsular; y extendiéndose posteriormente al resto del país. La tendencia de las temperaturas es a ir bajando de forma progresiva en la mayor parte de zonas.

Figura 1.7: Predicción especial para Semana Santa de 2018. AEMET.

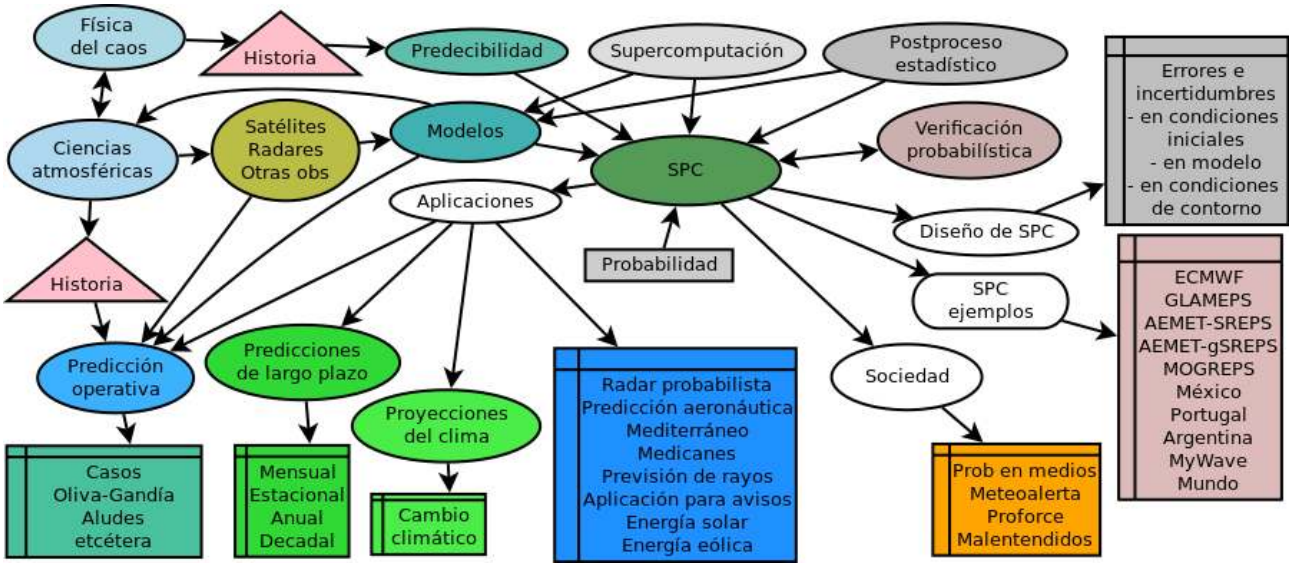


Figura 1.8: Mapa del libro.

1.6 Estructura del libro

Como anticipábamos en el prefacio, la Figura 1.8 ofrece un mapa del libro para facilitar su lectura según los diversos tipos de interés en el mismo. Los rectángulos, elipses o triángulos pueden ser capítulos o partes enteras. Aunque el nivel técnico o científico de cada capítulo es algo relativo o incluso subjetivo, hemos intentado orientar al lector con colores: gamas de grises corresponden a capítulos muy descriptivos, muy técnicos o de dificultad considerable. Otras gamas de colores están relacionadas con diferentes aspectos de interés y, aunque puedan incluir alguna dificultad, esperamos que ésta sea puntual.

Introducción histórica a la física del caos

2

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

DAVID FUERTES MARRÓN
Instituto de Energía Solar, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Telecomunicaciones (ETSIT), Universidad Politécnica de Madrid (UPM)

> Si conociéramos exactamente las leyes de la naturaleza y la situación del universo en el momento inicial, podríamos predecir exactamente la situación de ese mismo universo en un instante posterior. Pero incluso si las leyes naturales no tuvieran secretos para nosotros, sólo podríamos conocer la situación inicial aproximadamente. Si eso nos permitiera predecir la situación posterior con la misma precisión, es todo lo que necesitamos y deberíamos decir que el fenómeno se ha previsto, que está gobernado por leyes. Pero no es siempre así: puede suceder que pequeñas diferencias en las condiciones iniciales produzcan grandes diferencias en el fenómeno posterior. Un pequeño error al principio produciría un enorme error al final. La predicción se vuelve imposible y estamos ante el fenómeno fortuito.
>
> *Ciencia y Método, 1903* – HENRI POINCARÉ

¿Cómo se fraguó la física del caos? En este capítulo introducimos esta teoría, encuadrándola dentro de los grandes paradigmas en la historia de la ciencia.

Palabras clave: historia de la física del caos, física del caos, paradigmas científicos, determinismo, indeterminismo.

Imagen parte superior: Recreación artística de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

2.1 Paradigmas científicos

El método científico es una poderosa aproximación para ayudarnos a entender el mundo que nos rodea, dando las teorías científicas una explicación a algunos aspectos de la realidad. Para ello las teorías deben ser capaces de predecir el comportamiento de los citados aspectos la naturaleza y, para poder ser aceptadas, deben ser demostradas experimentalmente o, al menos, confirmadas mediante hechos u observaciones.

Tal y como fue descrito por FRANCIS BACON en 1620 en la obra *Novum organum* (Indicaciones relativas a la interpretación de la naturaleza [28]), el método científico puede entenderse como una receta que resume el procedimiento, basado en la lógica y la razón (cualidades humanas y no divinas), mediante el cual el hombre sería capaz de comprender y dominar (hoy en día debería cambiarse este *dominar* por *armonizar con*) la naturaleza. La receta se basa, de manera resumida, en la secuencia ordenada de los siguientes pasos: la observación de los fenómenos naturales; la elaboración de hipótesis capaces de explicar lo observado; y la experimentación, que deberá demostrar o refutar dichas hipótesis. El resultado final es una teoría científica que deberá ser capaz, por una parte, de explicar acontecimientos pasados (los fenómenos naturales observados) y, por otra, de predecir acontecimientos futuros (fenómenos por ocurrir).

Como se puede deducir de lo anterior, la importancia del procedimiento es mayúscula. Por una parte, el método científico nos permite proyectar hacia el futuro lo que vamos aprendiendo del pasado y del presente: es aquí donde la palabra *predicción*, habitual en este libro, cobra todo su sentido. Por otra, el método es un sistema capaz de autocorregirse, al incorporar el procedimiento para sustituir teorías científicas que se demuestran incapaces de seguir explicando la realidad observada por otras versiones mejoradas. Por último, y no por ello menos importante, el método científico proporciona el mejor antídoto frente a dogmas y prejuicios de toda clase, ya que el uso de la lógica y de la razón fundamenta el pensamiento crítico. A partir de la propuesta de BACON el mundo occidental comenzó a cuestionarse las cosas y dejó simplemente de aceptar las verdades aristotélicas asumidas hasta entonces, verdades que habían imposibilitado en buena medida la mejora de las condiciones de vida de gran parte de la humanidad.

En el sentido descrito por KARL R. POPPER, fundador del *falsacionismo*, una teoría, para ser científica debe poder ser falsable, es decir, susceptible de probarse su veracidad o falsedad.

El falsacionismo. Para constatar una teoría se debe intentar refutarla mediante un contraejemplo [504]. Pero no todas las teorías pueden demostrarse con la misma rotundidad, no tienen un apoyo experimental igual, ni son falsables de una forma igual de clara, ni tienen el mismo soporte matemático. Por ejemplo, la teoría electromagnética de JAMES C. MAXWELL es apta para reproducir experimentos y demostrarse experimentalmente en un laboratorio. Para la relatividad general de ALBERT EINSTEIN pueden diseñarse experimentos, pero serán más complicados y costosos. La selección natural de CHARLES DARWIN no permite reproducir experimentos en un laboratorio del mismo modo aunque hay numerosas observaciones consistentes con la teoría que apoyan su veracidad. De un modo similar, la cosmología se basa casi exclusivamente en observaciones pasivas: no podemos reproducir el universo entero en un laboratorio pero podemos examinar con ojo crítico la consistencia de la teoría con las observaciones. Importantes filósofos de la ciencia han explorado el terreno de la falsabilidad y el llamado *Problema de la demarcación*, dibujar una frontera entre el conocimiento científico y el no científico. LAKATOS [356] con sus *programas de investigación* y FEYERABEND [196] con su *teoría anarquista de la ciencia* matizan y enriquecen el falsacionismo de POPPER. MARIO BUNGE, filósofo de la ciencia argentino, establece una visión crítica sobre el concepto de falsabilidad de POPPER [86]. EDGAR MORIN también, con un enfoque multidisciplinar y multirreferenciado [440]. En este terreno no hay un consenso universal y muchos científicos mantienen un punto de vista pragmático: las teorías *pueden ser falsables y deben ser confirmables*. Podemos ir más allá y cuestionar el concepto mismo de ley física [120]. En la actualidad hay enfoques muy refinados, e. g. DEBORAH MAYO construye un nuevo experimentalismo, contribuyendo a tratar tanto el relativismo como el llamado *problema de Duhem*, relacionado con los casos en los que una predicción científica no es consistente con el experimento [410, 411].

Existe un amplio y rico mosaico de teorías científicas en el que podemos encontrar teorías más o menos experimentales, teorías más o menos falsables, teorías con mayor o menor soporte matemático, etc. La Tabla 2.1 ofrece una relación cronológica de algunas personalidades en filosofía de la ciencia.

	KARL RAIMUND POPPER (1902-1994), filósofo austriaco-británico, rechazando el inductivismo clásico del método científico postuló el *falsacionismo* empírico. Una teoría científica debe ser falsable, es decir, susceptible de demostrarse su falsedad.
	MARIO AUGUSTO BUNGE (1919-), físico, filósofo, epistemólogo y humanista argentino; realista, cientificista, materialista y sistemista; crítico con pseudociencias (psicoanálisis, praxeología, la homeopatía, la microeconomía neoclásica), existencialismo, fenomenología, posmodernismo, hermenéutica y feminismo filosófico.
	EDGAR MORIN (1922-), filósofo y sociólogo francés, defiende el enfoque multidisciplinar y multirreferenciado para abordar la complejidad, «la innovación requiere un relajamiento de tensiones con un principio reorganizado».
	THOMAS SAMUEL KUHN (1922-1996), físico, historiador y filósofo de la ciencia estadounidense, contribuyó al cambio de orientación de la filosofía y sociología científicas. Describió las revoluciones científicas como cambios de paradigma provocados por las crisis.
	IMRE LAKATOS (1922-1974), matemático y filósofo de la ciencia húngaro, recoge y critica a POPPER y a KUHN. Mejora lo que él llama falsacionismo dogmático y falsacionismo ingenuo, con el falsacionismo sofisticado, dando importancia a la confirmación de las teorías.
	PAUL KARL FEYERABEND (1924-1994), filósofo de la ciencia austriaco, popperiano, antirracionalista, sucesivamente empirista y antiempirista, antipositivista y relativista, postuló el anarquismo epistemológico, co-autor de la tesis de la inconmensurabilidad, famoso por no utilizar un lenguaje formal.
	DEBORAH G. MAYO (1951-), filósofa y socióloga de la ciencia estadounidense, ha contribuído en subdeterminación, el papel de nuevas evidencias, el *problema de Duhem*, la naturaleza del progreso científico y el análisis de riesgo.

Tabla 2.1: Algunos filósofos de la ciencia.

2.2 El determinismo

Antes de la aparición de la teoría cuántica o la teoría del caos, el *determinismo* fue el paradigma imperante en física desde NEWTON y LAPLACE. PIERRE-SIMON LAPLACE, astrónomo, físico y matemático francés (conocido como el NEWTON de Francia), a pesar de haber sentado las bases de la teoría de la probabilidad [361] fue un ferviente partidario del determinismo, como revela la siguiente cita:

> «Podemos mirar el estado presente del universo como el efecto del pasado y la causa de su futuro. Se podría concebir un intelecto que en cualquier momento dado conociera todas las fuerzas que animan la naturaleza y las posiciones de los seres que la componen; si este intelecto fuera lo suficientemente vasto como para someter los datos a análisis, podría condensar en una simple fórmula el movimiento de los grandes cuerpos del universo y del átomo más ligero; para tal intelecto nada podría ser incierto y el futuro, así como el pasado, estarían frente a sus ojos» [361] (tal intelecto sería el famoso *Demonio de Laplace*).

Posteriormente, y dentro de la propia física clásica, surgieron otras objeciones bien fundamentadas al determinismo: según el ingeniero químico ROBERT ULANOWICZ, la termodinámica es el ejemplo más importante, acuñando conceptos como *irreversibilidad* y *entropía*, o la *segunda ley de la termodinámica,* relacionada con la *flecha del tiempo* [615].

Todavía en el marco del determinismo, se ha propuesto la existencia de un límite en el poder computacional del universo, es decir en la capacidad del *demonio de* LAPLACE para almacenar una cantidad infinita de información. Este límite estaría relacionado con la entropía máxima del universo, la velocidad de la luz y el tiempo mínimo necesario para mover información a través de la *longitud de Planck*. El valor de dicho límite rondaría los 10^{120} bits [377, 427]. Por tanto, la evolución de un sistema con más datos no podría ser computada aunque se dispusiera de toda la edad del universo para hacerlo. Existe, al parecer, una limitación básica en el universo relacionada con esta idea, al igual que existe la limitación que impone el *principio de incertidumbre* de HEISENBERG en física cuántica: no pueden medirse simultáneamente la posición y el momento (por ende, la velocidad) de una partícula elemental con una precisión absoluta. Estas últimas ideas enlazan con algunas filosofías orientales: una parte del tao no puede explicar el tao y por tanto, en ese sentido, el tao es inexplicable [593, 613].

2.3 Cambios de paradigma

Cuando una teoría establecida topa con un fenómeno que es incapaz de explicar puede aparecer una teoría capaz de explicar este nuevo fenómeno, además de explicar todo lo anterior; la nueva teoría suele ser un *superconjunto* de la teoría previa.

> **La *relatividad especial*** es un ejemplo de teoría que extendió la *mecánica newtoniana* para hacer compatibles dos pilares importantes: el principio de relatividad de GALILEO y la evidencia experimental de MICHELSON-MORLEY de que la velocidad de la luz es constante. Ambas forman parte de un mismo conjunto de teorías denominado *física clásica*, entre las que podemos citar la mecánica newtoniana, la *teoría electromagnética* y la relatividad especial y general. Para extender la mecánica newtoniana a la relatividad especial, las llamadas transformaciones de LORENTZ, así como las transformaciones de MINKOWSKI, sustituyen y amplían las anteriores transformaciones de GALILEO. La diferencia crucial es que en la mecánica newtoniana el transcurso del tiempo es absoluto y en relatividad especial deja de serlo, para dar paso a otro absoluto diferente: la velocidad de la luz. ALBERT EINSTEIN consiguió conjuntar todos estos conceptos, formulando la relatividad especial y, más tarde, incluyendo los sistemas de referencia acelerados, formulando la relatividad general.

En ocasiones, la fisura entre una teoría establecida y la teoría que la mejora es una ruptura crítica. Se necesita un cambio de conceptos tan drástico que en ese caso sucede lo que THOMAS S. KUHN llama un cambio de *paradigma* o conjunto de compromisos compartidos por una comunidad científica [352]. Según KUHN, con la teoría atascada se produce una *crisis*, seguida de una *revolución científica*, que conlleva un cambio de paradigma. Como ejemplo, a finales del siglo XIX el comportamiento de los gases radiados con luz en determinadas circunstancias no tenía explicación dentro del marco de la física clásica. Este hecho, dramático en la historia de la física, vino a llamarse la *catástrofe ultravioleta*. La física se encontraba en una difícil encrucijada.

El nuevo paradigma que iba a poder explicar este fenómeno fue la *física cuántica*. Fue fraguada por numerosos científicos como MAX PLANCK, NIELS BOHR,

ERWIN SCHRÖDINGER y WERNER HEISENBERG entre otros y a ella contribuyó de forma importante EINSTEIN, a pesar de ser un gran detractor de dicha teoría.

La *física cuántica* explica el mundo microscópico y desafía considerablemente el sentido común. En el mundo cuántico las partículas elementales pueden comportarse como partícula o como onda según las circunstancias. Pueden atravesar barreras, pueden tener comportamientos inexplicables en sentido clásico. En física cuántica se trabaja con *ondas de probabilidad* y las propiedades observables se producen por lo que se llama *colapso de la función de onda* [658]. Por ejemplo, el momento magnético de un un electrón no tiene asignada una orientación (arriba o abajo) hasta que no lo medimos y antes de medirlo sus propiedades están de algún modo indeterminadas, latentes. De este modo, observador y observable quedan ligados. El conocido como *principio de indeterminación o incertidumbre* de HEISENBERG impone una limitación natural para medir simultáneamente magnitudes como la posición y la velocidad de las partículas elementales. Todo ello, en conjunto, desafía el sentido común. Sin embargo, la física cuántica es falsable, es decir, está estructurada de forma que sus predicciones se pueden someter a pruebas experimentales que hasta la fecha han sido confirmadas con niveles de precisión experimental inigualados por otras teorías científicas.

A EINSTEIN no le gustaba este carácter indeterminista en la descripción cuántica de la naturaleza y acuñó la famosa frase *«Dios no juega a los dados»* para manifestar su aversión por las implicaciones del nuevo paradigma cuántico. Participó arduamente en el diseño de *experimentos ideales* (*Gedankenexperimente*, término acuñado por HANS CHRISTIAN ØRSTED y utilizado después por ERNST MACH) para demostrar inconsistencias en la teoría cuántica. Estos Gedankenexperimente, curiosamente, contribuyeron más bien al reforzamiento de la misma, lo que puede servir de buen ejemplo de puesta en práctica del ejercicio de falsacionismo. El grupo de BOHR tenía que responder a los desafíos planteados por los detractores de la teoría cuántica y para ello reconsideraban una y otra vez todos los principios de la teoría, de modo que se fue consolidando así el nuevo paradigma. El carácter indeterminista de la física cuántica depende del aspecto de la teoría que se considere: la ecuación de SCHRÖDINGER es determinista en el sentido de LAPLACE y, por otro lado, el principio de incertidumbre de HEISENBERG impone un límite fundamental al determinismo clásico.

Las teorías emergentes a partir de la física cuántica han tenido un éxito rotundo y en ellas se basa una buena parte de nuestro mundo científico y tecnológico actual: si nos damos cuenta de que los ordenadores se basan en la física cuántica no es necesario continuar justificando su importancia. Son particularmente destacables la *electrodinámica* [198] y la *cromodinámica cuánticas* (i.e. el *modelo quark* [110, 651]).

Tanto la física cuántica como la *física del caos* son popularmente conocidas a día de hoy. La física del caos tuvo su nacimiento en la misma época que la mecánica cuántica pero no tuvo un desarrollo tan temprano ni un éxito tan fulgurante como la segunda. Ambas teorías han planteado importantes limitaciones al paradigma determinista.

2.4 Física del caos

¿Cuándo y cómo se fraguó el paradigma del caos? A finales del siglo XIX HENRI POINCARÉ, matemático y físico francés, intentaba estudiar la estabilidad del sistema solar como sistema dinámico. Llegó a una conclusión dramática, a partir del descubrimiento de un hecho aparentemente de poca importancia: demostró que el llamado *problema de los tres cuerpos* no tiene *solución analítica* [150]. En física clásica el movimiento relativo de la Tierra y el Sol, despreciando los efectos gravitatorios de otros cuerpos celestes, es un ejemplo de *problema de dos cuerpos*, que tiene solución analítica como demostró Newton [454]. Cuando añadimos la Luna al escenario, un tercer cuerpo, el problema ya no es resoluble en los mismos términos, según demostró POINCARÉ. De hecho, en física clásica hay un gran número de problemas reales que se han de solucionar por métodos de aproximación, al no ser posible obtener soluciones analíticas para ellos. En algunos casos las *aproximaciones lineales* a problemas *no lineales*, como se explicará en la sección 5.1.6 en la página 61, pueden estar justificadas y llegar a tener un éxito rotundo suficiente, por ejemplo, para enviar cohetes a la Luna, hacerlos alunizar y traerlos de vuelta. Pero a pesar de ello la física clásica no puede dar una descripción exacta ni completa a una gran variedad de fenómenos asociados a cualquier sistema con más de dos cuerpos o problemas no lineales en general.

Paradigma	Carácter	Conceptos clave	Algunas teorías
Física clásica	Determinista	Trayectoria	Gravitación newtoniana, relatividad
Física cuántica	Determinista e indeterminista	Onda de probabilidad	Electrodinámica y cromodinámica cuánticas
Física del caos	Determinista formalmente, pero limitaciones en la predecibilidad	Atractor	Termodinámica no lineal, turbulencia

Tabla 2.2: Paradigmas en física

Cuando hablamos de *caos* nos referimos a una situación aparentemente contradictoria: estudiando la evolución temporal de un sistema determinista nos encontramos con la imposibilidad de predecir su comportamiento en el largo plazo. Es como si, aceptando la existencia del *demonio de* LAPLACE, éste no fuera capaz de reproducir sus predicciones de futuro, proporcionando resultados diferentes cada vez que lo interrogáramos. La evolución de los sistemas caóticos no sólo no es periódica, como cabría esperar en algunos sistemas dinámicos que nos resultan familiares (sec. 5.1.5 en la página 60) sino que, además, dicha evolución muestra una sensibilidad extrema a la elección de las condiciones iniciales particulares que impongamos a los sistemas.

Desde el punto de vista físico-matemático puro el *caos* presenta propiedades complicadas de entender desde el punto de vista clásico. Podemos decir que el caos está asociado a fenómenos que, sin ser de naturaleza aleatoria, parecen aleatorios porque son impredecibles en la práctica. Son fenómenos en los que, si cambiamos muy ligeramente sus condiciones iniciales, su evolución futura puede cambiar drásticamente. Estos comportamientos no estaban recogidos en la mecánica newtoniana. Así pues, POINCARÉ sembró la semilla de otro cambio de paradigma. Topó con una fisura diferente a la que produjo el paradigma cuántico y provocó un avance en una dirección distinta, que tardó en fraguarse mucho más tiempo que la teoría cuántica. Casi un siglo después se ha ido viendo la importancia del descubrimiento de POINCARÉ: dio soporte matemático formal a algo que probablemente se sospechaba desde hacía siglos y es que, de algún modo, el futuro es impredecible. O, dicho de modo menos dramático, que *la posibilidad de predecir el futuro está limitada*. En la Tabla 2.2 se resumen los tres paradigmas abordados aquí: el clásico, el cuántico y el del caos.

Para completar esta introducción histórica, señalamos un paralelismo entre dos hitos del desarrollo de dos ciencias como las matemáticas y la física. Así como en física el *paradigma del caos* supone una transformación esencial, el *teorema de* GÖDEL (ver párrafo siguiente) supuso un punto de inflexión en la historia de las matemáticas: en uno y otro caso ambas ciencias encontraban, y afrontaban, sus propias limitaciones.

Los teoremas de incompletitud de GÖDEL. En el primer tercio del siglo XX se estaba intentando renovar los fundamentos de la matemática. Dentro de ese contexto DAVID HILBERT, entre otros desafíos, planteó un programa que trataba de probar la consistencia de la teoría axiomática de conjuntos, lo que cimentaría la lógica matemática que, a su vez, soportaría el resto de ramas de las matemáticas. Sin embargo, el matemático checo KURT GÖDEL estableció en 1931 que este programa no podría realizarse. Demostró, por un lado, que si la teoría axiomática de conjuntos es consistente, existen de todos modos teoremas que no pueden ser probados ni refutados, a los que llamó *indecidibles* (es decir, no puede haber ninguna teoría consistente y completa, particularmente cuando el proceso de deducción puede implantarse mediante un algoritmo). Por otro lado, demostró que no existe ningún procedimiento constructivo que pruebe que la teoría axiomática de conjuntos es consistente, lo que en el fondo es un caso particular del primer resultado. GÖDEL amplió la concepción del mundo matemático: las matemáticas no son un cuerpo cerrado de conocimiento donde todo es consistente, sino que hay enunciados *indecidibles*. La demostración del teorema es elegante y explícita, pues genera una correspondencia entre los números naturales y los símbolos de los teoremas. Esta concepción conecta, además, de forma directa con las *máquinas de* TURING, máquinas que teóricamente permitirían al demonio determinista de LAPLACE avanzar en su tarea de cálculo y predicción del futuro (además de distinguir entre una inteligencia artificial y una persona).

Los teoremas de incompletitud de GÖDEL son uno de los resultados más profundos e impactantes de la lógica matemática porque, dentro del marco de su propio lenguaje, identificaron y pusieron de manifiesto sus propias limitaciones.

Dentro de ese desarrollo evolutivo las ciencias van ampliando su lenguaje y sus paradigmas de modo que, cuando dentro del contexto de ese lenguaje encuentran sus limitaciones, ese lenguaje necesita ampliarse y los paradigmas sucederse. Con la teoría del caos la dinámica de sistemas encuentra, y afronta, sus propias limitaciones y con los teoremas de incompletitud de GÖDEL la lógica matemática encuentra y afronta las suyas. En estos hitos se encuentra una gran belleza, una forma ejemplar del ejercicio del método científico, que encuentra sus limitaciones con su propio lenguaje y que, aceptando esas limitaciones, es capaz de crecer mediante nuevos paradigmas para seguir un camino que nunca está marcado de antemano.

Desde el punto de vista de los sistemas dinámicos, en el capítulo 5 en la página 55 dedicado a la física del caos abordaremos las ideas de la teoría del caos más relevantes para la predicción meteorológica.

2.5 Personalidades en caos

Para finalizar este capítulo las Figuras 2.1 y 2.2 presentan una selección cronológica de personalidades vinculadas a la teoría del caos.

JOSEPH LIOUVILLE (1809-1882), matemático y físico francés, contribuyó en teoría de números, análisis complejo, topología diferencial, física matemática y astronomía. El teorema de Liouville de mecánica hamiltoniana tiene una estrecha relación con la teoría del caos.

HENRI POINCARÉ (1854-1912), matemático, físico y filósofo francés, fundador de la teoría del caos, demostró que el "problema de los tres cuerpos" no tiene solución analítica. Probablemente el último ser humano capaz de abarcar todos los ámbitos de la matemática.

EMMY NOETHER (1882-1935), matemática alemana, contribuyó en física teórica y álgebra abstracta, quizá la mujer más importante en la historia de la matemática. El teorema de NOETHER, que conecta simetrías y leyes de conservación, es uno de los más profundos en la historia de la física teórica.

ILYA ROMANOVICH PRIGOGINE (1917-2003), físico-químico belga, Premio Nobel de Química por su trabajo en estructuras disipativas, sistemas complejos e irreversibilidad.

EDWARD NORTON LORENZ (1917-2008), matemático y meteorólogo estadounidense, formuló el concepto de atractor extraño e introdujo el caos en meteorología, acuñando la idea de efecto mariposa inspirado en ideas similares de otros físicos.

RENÉ THOM (1923-2002), matemático francés, fundador de la llamada teoría de catástrofes, muy relacionada con el caos, las singularidades y las ecuaciones diferenciales.

Figura 2.1: Personalidades en la teoría del caos

JOHN EDENSOR LITTLEWOOD (1885-1977), matemático británico, colaborador de G. H. HARDY (tutor del matemático hindú SRINISAVA RAMANUJAN), fue precursor de la teoría de sistemas dinámicos.

BENOIT MANDELBROT (1924-2010), matemático polaco-franco-estadounidense, investigó las estructuras autosemejantes y acuñó el término fractal.

NORBERT WIENER (1894-1964), matemático y filósofo estadounidense, uno de los primeros investigadores de procesos estocásticos, i.e. relacionados con el carácter aleatorio, considerado fundador de la cibernética.

ROBERT MCCREDIE MAY (1936-), ecólogo australiano, relacionó la teoría del caos con la dinámica de poblaciones, usando la llamada ecuación logística discreta.

MARY CARTWRIGHT (1900-1998), matemática británica y presidenta de la London Mathematical Society, fue la primera persona en analizar un sistema dinámico con teoría del caos.

VLADIMIR IGOREVICH ARNOLD (1937-2010) matemático ruso conocido por la estabilidad de sistemas integrables, sistemas dinámicos, teoría de catástrofes, topología, ecuaciones diferenciales, hidrodinámica y singularidades.

LARS ONSAGER (1903-1976), físico-químico noruego-estadounidense, Premio Nobel de Química por las relaciones de reciprocidad en la termodinámica de procesos irreversibles.

MITCHELL JAY FEIGENBAUM (1944-) físico-matemático estadounidense, investigó en teoría de bifurcaciones y diseñó algoritmos para relacionar el caos con la cartografía y así facilitar la elaboración de mapas geográficos.

ANDREY KOLMOGOROV (1903-1987), matemático ruso, contribuyó a la teoría de probabilidades, topología, lógica, teoría de la información, complejidad computacional y, en relación con el caos, a la teoría de la turbulencia.

IAN STEWART (1945-), matemático británico, introdujo el llamado atractor de STEWART, contribuyó a la teoría de catástrofes y es un gran divulgador de la teoría del caos.

Figura 2.2: Personalidades en la teoría del caos.

Perspectiva histórica de la predicción meteorológica antes del siglo XX (Cuando la predicción meteorológica no tenía una base científica)

3

RICARDO GARCÍA HERRERA
Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera; Instituto de Geociencias UCM-CSIC (DACA+IG), Universidad Complutense de Madrid (UCM)-Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

> La historia de la meteorología como ciencia y como técnica es demasiado amplia para resumirla en unos pocos párrafos. El interés por el tiempo atmosférico se remonta a los comienzos de la humanidad y los intentos por comprenderlo y predecirlo a los primeros tiempos de los que tenemos testimonios escritos. Desde el principio, el conocimiento de los fenómenos atmosféricos estuvo mediatizado por creencias sobrenaturales y asociado al movimiento de los astros. Tardaría mucho tiempo, casi hasta nuestros días, en emanciparse de esas dos influencias. [...] Pero sin duda el estudio más amplio y difundido de aquel entonces corresponde a Aristóteles (384-322 a.C.). Debemos al filósofo macedonio la introducción del término *Meteorología* construido a partir de las palabras griegas Meteoros, "alto en el cielo" y lógica, "conocimiento, tratado". Además, a él se debe el primer tratado dedicado principalmente a la atmósfera, los cuatro libros conocidos como "los Meteorológicos", que Aristóteles escribió probablemente hacia 340 a.C. En realidad, Aristóteles entendía el término en un sentido más amplio: "todos los efectos que se pueden llamar comunes al aire y al agua y las formas y partes de la Tierra y los efectos de sus partes", un programa que no desentona con el enfoque actual de la ciencia atmosférica.
>
> *Breve historia de la meteorología* – MANUEL PALOMARES CALDERÓN, http://www.aemet.es/documentos/es/conocenos/nuestra_historia/breve_historia_meteorologia.pdf

Antes de exponer los principios generales y la situación actual de la predicción meteorológica, presentamos en este capítulo una breve historia de la misma. Ofrecemos así una perspectiva, necesaria para entender muchos de sus aspectos. La división entre la meteorología actual y la anterior viene dada por la naturaleza científica de la predicción desde momentos relativamente recientes: la base científica establece un antes y un después. En este capítulo repasamos algunos de los hitos de la trayectoria que permitió llegar al planteamiento científico de la predicción que rige en la actualidad.

Palabras clave: historia de la meteorología, historia de la predicción del tiempo.

Imagen parte superior: Cumulonimbus capillatus. Cerro San Pedro, Colmenar Viejo (Madrid), hacia el este, 3 de julio de 2009, a las 21:19. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

3.1 Introducción

Este volumen está dedicado a presentar los últimos avances y aplicaciones de la predicción meteorológica por conjuntos, la técnica más avanzada de las actualmente existentes para intentar conocer de manera anticipada el comportamiento de la atmósfera. A lo largo de este libro queda claro que ello sólo es posible gracias a una serie de factores. Por una parte tenemos un conocimiento teórico preciso de las ecuaciones que regulan el comportamiento de la atmósfera; éstas son las ecuaciones de la hidrodinámica, capaces de describir el comportamiento de un fluido sobre una esfera en rotación y que se detallan en el capítulo 6 en la página 73, tal y como las planteó V. BJERKNES [56]. En esencia se trata de principios de conservación de magnitudes básicas como el momento o cantidad de movimiento (el producto de la masa por la velocidad), la masa, mediante la ecuación de continuidad, y la energía. A ellas se le añade una ecuación de estado para obtener un sistema con el mismo número de incógnitas que de ecuaciones, por lo que, en principio, se podrían resolver. Sin embargo, en la práctica, aparecen dos problemas. Por una parte se trata de ecuaciones diferenciales en derivadas parciales, de las cuales no se conocen soluciones analíticas exactas, siendo necesario recurrir a métodos numéricos. Además, tal y como demostró LORENZ [382] y se desarrolla en el capítulo 5 en la página 55, se trata de ecuaciones altamente no lineales, cuyas soluciones son extremadamente dependientes de las condiciones iniciales. Es lo que se ha venido en denominar caos determinista; una de sus consecuencias es que los sistemas regidos por este tipo de ecuaciones presentan límites a su predecibilidad, es decir, umbrales más allá de los cuales el sistema no es predecible (capítulo 12 en la página 163). En la atmósfera este límite se encuentra entre 2 y 3 semanas.

Tuvieron que transcurrir alrededor de 50-60 años para que se pudiera dar el paso desde el conocimiento de las ecuaciones a la realización de predicciones rutinarias, acertadas y con valor para la sociedad [389]. Ello fue posible gracias al desarrollo de la observación meteorológica, que ha permitido que podamos monitorizar la atmósfera desde un complejo sistema de estaciones de superficie; radiosondeos, radares, *lidares* o *sodares*, y aviones y satélites geoestacionarios y polares (capítulo 7 en la página 89) que nos informan de la estructura vertical de la atmósfera; así como observaciones marinas procedentes de barcos o boyas (http://www.wmo.int/pages/prog/www/OSY/GOS.html). Además, estas observaciones deben ser transmitidas en tiempo real a los diferentes centros de predicción, para que puedan ser asimiladas (sec. 10.3 en la página 141) en los diferentes modelos de predicción. El último paso es la resolución de los propios modelos, que no son sino las ecuaciones básicas junto con un conjunto de parametrizaciones que reflejan el comportamiento de determinados fenómenos no resueltos en el modelo. La resolución de las ecuaciones debe hacerse por métodos numéricos altamente sofisticados, lo que no es posible sin los avances experimentados por la computación (capítulo 11 en la página 153), ya que la complejidad de los procesos a resolver y el volumen de datos, hacen imprescindibles los denominados superordenadores u ordenadores de alto rendimiento [235].

Evidentemente, las cosas no siempre han sido así, pero el interés por la meteorología y la predicción del tiempo son consustanciales al ser humano. En este capítulo se hace un resumen de la evolución de los planteamientos empleados a lo largo de la historia para intentar resolver este problema. En definitiva damos unos trazos de los caminos que, de momento, culminan en los sistemas de predicción por conjuntos (SPCS).

3.2 Meteorología, astronomía y climatología

Durante todo el periodo que podemos denominar precientífico (anterior al siglo XX, ya que BJERKNES plantea las ecuaciones de la dinámica atmosférica en su famoso artículo de 1904 [56]), los intentos de predicción del tiempo se abordaban a partir de lo que hoy denominamos observación astronómica y de la climatología. En la medida que el tiempo meteorológico «viene» del cielo, la asociación con la posición de los astros resultó la primera intuición meteorológica. Por otra parte, la repetición del ciclo anual, combinada con diferentes manifestaciones locales fue la otra «herramienta» empleada en este periodo. La primera evidencia escrita de esta forma de actuar proviene de la Biblioteca de ASURBANIPAL en Nínive (unos 700 años A. C.), donde se conservaban tablillas de barro cocido. En ellas existen evidencias de intentos de predicción del tiempo basándose en ciclos astronómicos, en el aspecto de las nubes y la presencia de fenómenos ópticos como los halos (https://earthobservatory.nasa.gov/Features/WxForecasting/wx2.php).

Este planteamiento se mantuvo durante muchos siglos a lo largo de la historia. Un ejemplo es el denominado *Libro de las cruces*, una obra astrológica que ALFONSO X EL SABIO mandó traducir del árabe [443]. Los manuscritos originales datan de 916 y 918 y la primera traducción parece ser de 1259. Se denomina así al *Libro de las lluvias y de los precios del reconocido Imán* ABU'ABD ALLAH AL-BAQQAR. Según el autor, «*En el se ha tratado de reunir y extractar lo que se sabe de la ciencia de los antiguos. En el trato acerca de lo que significan las esferas celestes, así como sobre el conocimiento de lo que va a ocurrir a los seres, a lo largo de los meses y del tiempo, de acuerdo con el movimiento del cielo*». Según MUÑOZ [444], el manuscrito comprende tres secciones. La primera trata de conocer el significado de los planetas superiores en lo que ocurre cada año, mientras que la tercera busca conocer los signos de fertilidad, escasez, precios y lluvias con arreglo a las figuras que acerca de ellos levantaron los antiguos. En esta línea de pensamiento destaca una figura como es ABRAHAM ZACUTO, catedrático de la Universidad de Salamanca que elaboró las tablas astronómicas usadas por Colón en sus viajes a las Indias y que escribió un *Tratado breve de las influencias del cielo*. En él incluye una parte dedicada a los *cambios del aire*, es decir, la predicción del tiempo [480].

El desarrollo de la navegación oceánica a partir del siglo XVI, obligó a un escrutinio permanente y más detallado del mar y del cielo [276], lo que aumentó el interés por la observación y la predicción de los fenómenos atmosféricos, todavía aplicando las mismas bases. Los *Nortes* del golfo de México constituyen un buen ejemplo de la combinación entre la climatología y la astronomía para intentar realizar predicciones sobre las condiciones de la navegación de las flotas de Indias. Los Nortes son invasiones de aire frío, con frecuencia de origen polar, asociadas a circulaciones anticiclónicas con un intenso gradiente meridional de presión. Son habituales en el periodo comprendido entre septiembre y mayo, afectan al golfo de México y Mesoamérica y pueden alcanzar intensidades superiores a fuerza 12 en la escala de Beaufort (> 118 km/h, es decir, intensidad similar a los huracanes) mantenidas durante varios días consecutivos. De manera rutinaria son incluidos en el sistema de avisos del Servicio Meteorológico Nacional de México (http://smn.cna.gob.mx/es/aviso-de-norte, Figura 3.1).

Figura 3.1: Aviso de episodio de Nortes en el sitio web del Servicio Meteorológico Nacional de México http://smn.cna.gob.mx/es/aviso-de-norte.

La penetración del aire frío continental sobre las aguas cálidas del golfo da lugar a abundante nubosidad y precipitación en las zonas de barlovento, así como a intenso oleaje, pudiendo superar los 14 m. La ocurrencia de heladas y nevadas no es infrecuente, incluso en zonas bajas, lo que origina importantes impactos en cultivos como el café.

La importancia de la navegación dentro del Golfo y, más aún, de la organización de las flotas anuales hacia la metrópoli, hizo que desde el principio de la colonización se prestase especial atención al estudio de las condiciones meteorológicas, especialmente a los regímenes de viento y a los temporales, claves para la viabilidad de la navegación y su seguridad. En el Archivo General de Indias (A.G.I. [1]) se proporciona una descripción sucinta del conocimiento que se tenía en 1577 en Santo Domingo:

> «*Los vientos que corren en esta isla Española son los vientos lestes todo el año, excepto por agosto y septiembre que es tiempo de huracanes, que son grandes tormentas, y para ello hay buenos puertos habiendo hombres prácticos, luego se conocen los huracanes dos días antes que vengan. En el mes de noviembre y diciembre, enero y febrero, cursan los nortes, vientos que son tan forzosos en esta isla como en la Nueva España y Honduras, y para ello hay muy buenos puertos y seguros de los vientos nortes*».
>
> A.G.I. INDIFERENTE 2661, DOC. S/N1

[1] Las referencias a los documentos indican el archivo AGI: Archivo General de Indias y luego la sección y signatura del legajo donde se halla el documento

Este conocimiento se traduce en la Carta de la Universidad de Mareantes y pilotos de la carrera de Indias. Esta institución era la encargada de formar a los marinos responsables de la navegación a Indias. Sevilla, 6 de febrero de 1577:

> *«Sebastián de Santander, en nombre de la Universidad de los maestres y pilotos y dueños de naos y mareantes de la carrera y navegación de las Indias del mar océano. Digo que vuestra alteza con grande acuerdo y con mucha deliberación, para que las naos no naveguen en tiempos de huracanes, ni estén en las Indias en tiempo de enfermedad, no vayan a ellas ni vuelvan a España en tiempo de invierno, en que suelen suceder naufragios y grandes daños y pérdidas, dio orden que las flotas para Tierra Firme saliesen de la barra de Sanlúcar por el mes de agosto de cada un año, y que las flotas de Nueva España saliesen por el mes de abril o mayo de cada un año, y todas las flotas que han salido por este orden han tenido próspero viaje y navegación, así a la ida como a la vuelta...»*
>
> A.G.I. INDIFERENTE 2674, DOC. S/N.

La transición entre la estación de huracanes (de agosto a noviembre) y el inicio de los nortes en noviembre, limitaba en gran medida la navegación, originando abundante documentación en cuanto a la fecha de salida de la flota o las dificultades de descarga de los barcos en Veracruz, provocada por temporales de norte. A continuación se da un ejemplo donde se ve que este cambio se asociaba con el equinoccio de otoño, y se creía que, cuando estaba asociado a la conjunción de la luna, ocurrían los temporales más violentos, tal y como puede comprobarse en el A.G.I. MÉXICO 2489, DOC. S/N. Junta de almirantes, capitanes y pilotos de la armada que debía de salir de Veracruz hacia España, San Juan de Ulúa, 8 de septiembre de 1678, sobre las 11 del día:

> *«... de guardarnos de los peligros que tan evidentemente se reconocen, así por ser este mes el paraje donde se ha de ir aconteciendo la conjunción rigurosísima, que es la de este dicho mes de septiembre, la más temida así de los navegantes como de los enemigos, retirándose por estos tiempos a asegurar de sus efectos, y que causa más ruina en las islas de barlovento, demás de las experiencias que se han tenido diferentes años haber sucedido en estos parajes, aún donde pueden correr las naos muchas desgracias así de sumergirse y abrirse las naos con los fuertes temporales, pereciendo todos...*
>
> *...y que hallándose estos bajeles surtos en el puerto, siendo hoy el día primero del postrero cuarto de luna, están los vientos por la cabeza, estando tan próxima la conjunción que llevan referida pues la hace a los 6 días y medio ...».*
>
> A.G.I. MÉXICO 2489, DOC. S/N

Abundando en la seguridad naval y su relación con los fenómenos atmosfericos, cabe destacar la siguiente declaración de PEDRO DE VILLEGAS, piloto mayor, en San Juan de Ulúa, de 13 de septiembre de 1678:

> *«... que no conviene al servicio de Dios ni del rey nuestro señor, aunque hubiera buen tiempo, nuestra salida antes de la conjunción por estar tan próxima, pues es el día 15 en la noche, luego que la dicha conjunción es la más tempestuosa que se halla en todos los meses del año, y señalarse más que todas en tormentas, pues esto se ha visto claro en las islas de barlovento y mayormente en esta ensenada... pues mayormente con más razón se puede esperar que sea éste de este año de 1678 más rigurosa, respecto de traer tan inmediato el equinocio como es el de 22 de septiembre, luego que el quinto de esta conjunción es el día 21, y con la misma razón que se debe temer a la dicha conjunción, se debe mirar los efectos del quinto, por darse la mano con el dicho equinocio, pues todo junto puede resultar una revolución de tempestad ... pues de todo esto tengo ya referido todos los accidentes que se ofrecen en dicho paraje con la variedad de temporales que causa dicha conjunción, y caso que nos diese un norte procedido de los efectos de dicha luna o de que el tiempo los trae ya consigo, y no pudiendo aguantar a la capa ni de mar en través nos será forzoso arribar a este puerto... y dado caso que la tormenta no sea por el norte sino por otra cualquier parte, como de ordinario sucede andar por todos los rumbos del aguja en este mes, la arribada referida no la podamos hacer sino a la costa... . Y pues he hecho tantas experiencias en los viajes que he hecho desde España a esta ensenada, pues vengo a ella desde el año de 1644 hasta el presente, y haber tenido noticia de muchas desgracias que han sucedido en este mes y en los que se esperan, por la gran rigurosidad de nortes tan continuos ...»*
>
> Declaración de PEDRO DE VILLEGAS, piloto mayor, San Juan de Ulúa, 13 de septiembre de 1678

Esta concepción que podemos denominar *astrometeorológica* predominó hasta el siglo XIX, y fue combinándose con el uso de estadísticas. Así, según HOFMANN [286], el primero en usar estadística fue el abad MORITZ KNAUER, del convento de Langheim en Lichtenfels (Main). Tras la guerra de los 30 años, el abad compiló un calendario entre 1652 y 1659 para la predicción septenal, basándose en el ciclo de los siete astros móviles conocidos en la época. Lo denominó *Calendarium oeconomicum practicum perpetum*.

HOFMANN también señala que en 1700 un médico de Erfurt llamado CHRISTOPH HELLWIG publicó un *Hundertjähriger Kalender* para todo el siglo XVIII que conoció más de 135 ejemplares en varios países (sic). En España se mantuvo la tradición de los denominados *lunaristas*, que publicaron boletines meteorológicos a partir de la influencia de la luna hasta finales del siglo XIX [479].

3.3 El desarrollo de la observación y las comunicaciones

Mientras todo esto ocurría, se iban construyendo las bases para el enfoque científico de la meteorología. Es interesante señalar que las primeras observaciones meteorológicas estaban también ligadas a la astronomía. Así, el primer diario meteorológico del que se tienen noticias en la península ibérica [159] fue elaborado por ANTONIO DE NÁJERA en Lisboa entre diciembre de 1630 y enero de 1633. Se titula *Observaciones Metheorologicas acerca de los tiempos y las mudancas del Aire, de todas las conjunciones; oppliciones y quartos sol con la luna, de los Años del señor 1631 y 1632*. El objetivo es elaborar unas tablas que permitan *hallaren las mas notables acciones y influxos de los planetas y en particular de la luna, como la mas evidente en las mudancas del aire*. Aunque obviamente son observaciones cualitativas, se ha podido comprobar que describen adecuadamente en ciclo anual de temperatura y precipitación en Lisboa [158].

Otro ejemplo lo podemos encontrar en el diario elaborado por FELIPE ZÚÑIGA Y ONTIVEROS en la Ciudad de México en el periodo 1775-1786. El manuscrito se titula *Ephemérides astronómicas calculadas al meridiano de México, años 1775-1785* y se corresponde con el interés de la Ilustración por el desarrollo de la ciencia. El objetivo en este caso, ya no es observar para predecir, sino registrar las condiciones meteorológicas en que se realizaba la observación del cielo. La información meteorológica recogida diariamente incluye: temperatura, nubosidad, precipitación, ocurrencia de tormentas, nieblas, granizo, nieve o heladas. Las descripciones son concisas, con anotaciones astronómicas, meteorológicas y notas al margen. Sin embargo, permiten construir índices cuantitativos que han permitido identificar intensas sequías en 1780-1781 y 1785-1786 con importantes impactos en la agricultura y que dieron lugar a hambrunas [158].

Obviamente, estas observaciones cualitativas o narrativas eran insuficientes para poder sentar las bases de una aproximación científica al problema de la predicción meteorológica. Para ello eran necesarios instrumentos que permitieran medir de manera objetiva las variables. Si bien GALILEO inventó el termoscopio (dispositivo que muestra cambios en la temperatura) a principios del siglo XVII, hay que esperar hasta la segunda mitad del siglo XVIII a que comiencen las primeras medidas sistemáticas. Este periodo sirvió para mejorar la precisión y fiabilidad de los instrumentos y, algo fundamental, la adopción de escalas de medida comunes. En 1665 HUYGENS propuso usar los puntos de ebullición y congelación del agua como referencia termométrica. En 1724 FAHRENHEIT propuso una escala que asignaba un valor 32 al punto de congelamiento y 212 al de ebullición y la aplicó a los primeros termómetros de mercurio. En 1742 CELSIUS introdujo una escala que asigna los valores 0 y 100 a dichos puntos y que es la más empleada en la actualidad.

Una vez solventado el problema de medir objetivamente variables con unidades comunes, se pudo llevar a cabo el siguiente paso, que fue la creación de las redes meteorológicas que intercambiaban datos. Se puede considerar que esas fueron las primeras redes sinópticas (del griego sinopsis, mirada de conjunto). La primera fue la red Palatina o de Mannhein, que se inició en 1792 y llegó a tener 39 estaciones distribuidas en Francia, Alemania, Italia, Escandinavia, Polonia y Rusia. En EE. UU. las observaciones sistemáticas comienzan en 1816 por iniciativa del Cirujano Jefe del ejército. Gracias a una visión salubrista de la medicina los médicos de los puestos militares debían tomar tres medidas diarias de presión, temperatura, viento y estado del cielo.

Figura 3.2: Páginas extraídas de los Cuadernos *de los hermanos* URRUTIA *(1820-1882), donde anotaban sus observaciones diarias de precipitación y temperatura.*

En España, las observaciones meteorológicas y los estudios derivados de las mismas comenzaron a finales del siglo XVIII, en lugares como el Observatorio Astronómico de Madrid o las instalaciones de la Armada en Cádiz, aunque no se conservan todos los registros [10]. Podemos destacar los *Cuadernos* de los hermanos URRUTIA (1820-1882, Figura 3.2) [10, 641], TOMÁS JESÚS, IGNACIO Y LUIS, en los que reflejaban sus observaciones meteorológicas diarias de precipitación y temnperatura del observatorio de Cádiz, así como un resumen anual. Fueron colaboradores altruistas cuya abnegación resulta impagable. En el cuaderno de 1870 LUIS relata el fallecimiento de su hermano TOMÁS sin que esa circunstancia interrumpa la realización de las observaciones:

> *«D. Tomás Jesús de Urrutia fue atacado de apoplejía a las 2 ½ de la noche del domingo 6 de noviembre, y murió, a las 3 de la tarde del día 8, a la edad de 70 años. Había sufrido 19 ataques desde el 18 de enero de 1868, de los que se restableció pronto con los remedios apropiados. Al margen de las observaciones van señalados los días y horas en que los padeció».*

3.4 De las primeras predicciones al planteamiento científico

En España hay que esperar a 1850 para la aparición de redes experimentales promovidas por el Ministerio de Instrucción Pública [16]. Al compartir los datos, estas redes permitieron realizar los primeros análisis espaciales del estado de la atmósfera. El primer mapa del tiempo se atribuye a H. W. BRANDES [67, 68], elaborado en 1820 para Europa occidental (Figura 3.3 en la página siguiente). Algunos aspectos deben destacarse. Por una parte, corresponde al 6 de marzo de 1783. Se trata, por tanto, de una herramienta para el análisis a posteriori (*hindcast*, en inglés). Por otro lado, aparecen flechas que marcan la dirección del viento e isolíneas que, a diferencia de los mapas actuales, representaban las desviaciones de la presión respecto de las condiciones medias (anomalías de presión). De nuevo la climatología servía como ayuda para la predicción.

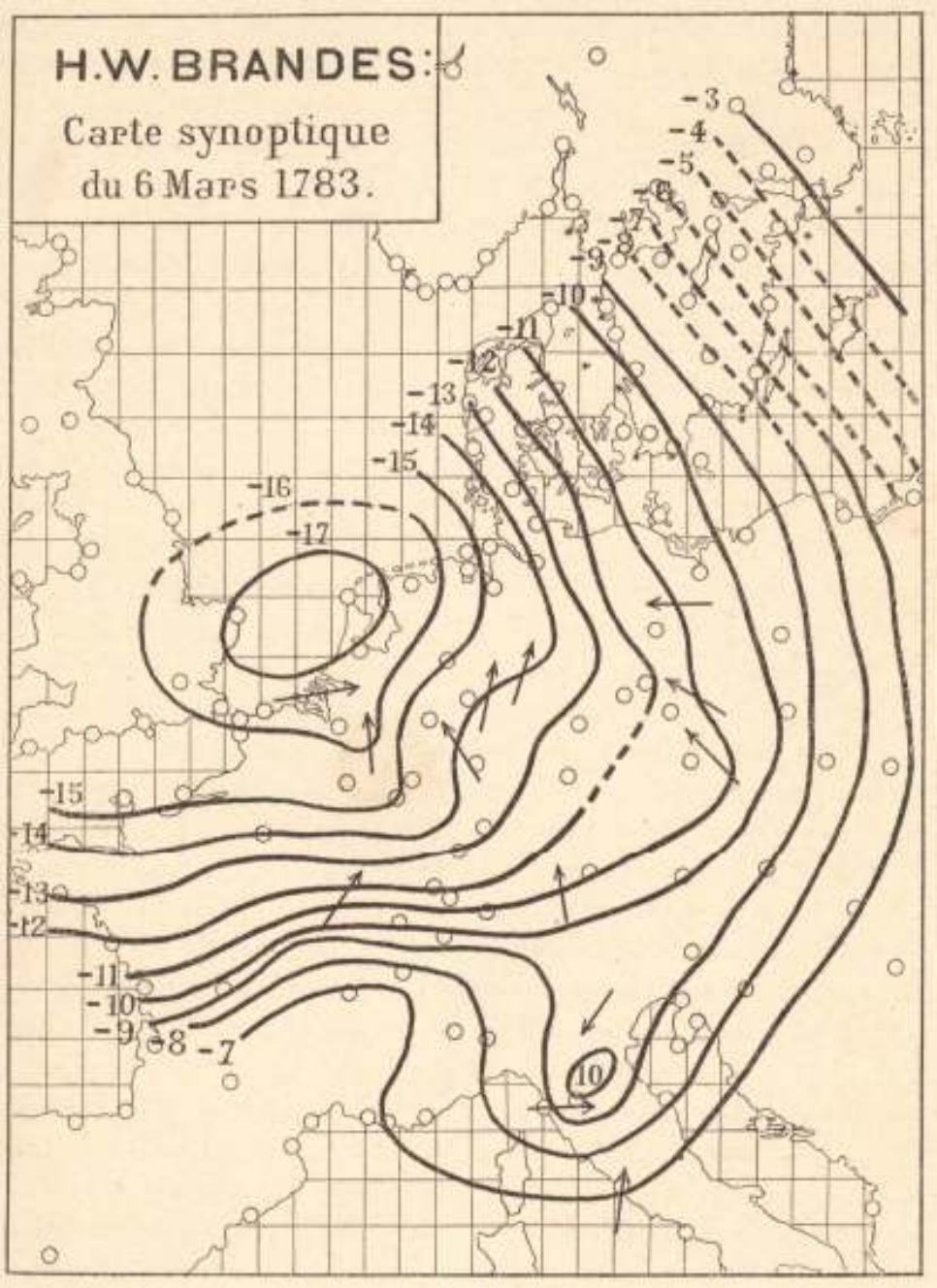


Figura 3.3: El considerado como primer mapa sinóptico de la historia, mostrando las condiciones meteorológicas en Europa occidental correspondientes al 6 de marzo de 1783, construido por HILDEBRANDSSON [281] *a partir de los datos, indicaciones y experiencia de* BRANDES [67, 68]. *Las isolíneas indican anomalías de presión, con flechas que indican la dirección del viento. Puede observarse un centro de baja presión entre las islas británicas y los Países Bajos.*

En esta etapa inicial, aunque los datos se compartieran, al no existir un medio de comunicación rápida, los mapas se trazaban con semanas o meses de retraso y las predicciones se realizaban comparando las observaciones locales con análogos previos. No se conservan los mapas originales de BRANDES y, de hecho, no está históricamente contrastado que correspondan a las publicaciones donde se atribuyen. No obstante, los mapas pudieron ser reconstruidos en varias ocasiones, por ejemplo por HILDEBRANDSSON (1887 [281], Figura 3.3) y por TRABERT (1905 [610]).

El siguiente avance está asociado a la guerra de Crimea. El 14 de noviembre de 1854 una tormenta destruyó la flota anglo-francesa que estaba anclada en las proximidades de la Península de Crimea. El desastre fue tan grande que NAPOLEÓN III encargó el análisis de la situación y las medidas que habrían de adoptarse

a fin de mejorar la predicción de este tipo de sucesos al astrónomo LE VERRIER, que había sido capaz de predecir la existencia y posición de Neptuno a partir de las discrepancias entre la órbita de Urano y las leyes de KEPLER y NEWTON. Los incipientes servicios meteorológicos francés e inglés recogieron los datos disponibles y se pudo identificar la estructura de la borrasca que había ocasionado el desastre.

La principal conclusión de estos trabajos fue que la predicción se podría mejorar significativamente si se dispusiera de mapas meteorológicos con las observaciones mucho más rápidamente. De esa manera, los mapas podrían ser verdaderas herramientas para la predicción. Gracias a la existencia del telégrafo se do empezó a realizar este intercambio rápido de datos a escala internacional. De hecho en 1849 se había creado en EE. UU. una red telegráfica para la transmisión diaria de un conjunto de observaciones. Durante la Exposición Universal de Londres en 1851 una compañía telegráfica preparó mapas meteorológicos diarios [520]. Finalmente, en 1859, el British Meteorological Department empezó a distribuir información meteorológica de manera rutinaria. Los mapas elaborados con esta información, obtenida casi en tiempo real, permitieron elaborar un nuevo tipo de predicciones basadas sobre todo en la identificación de sistemas de presión y su desplazamiento según la dirección del viento.

La realización de las observaciones, que ya habían empezado a estandarizarse (en 1853 bajo el auspicio de M. MAURY se celebró en Bruselas la Conferencia para la estandarización de observaciones en el mar [409]), la transmisión de las mismas y la posibilidad de realizar las primeras predicciones son las bases que habían ido justificado la creación de los Servicios Meteorológicos en los diferentes países. Así, en 1854, el almirante FITZROY, antiguo capitán del Beagle, el barco de DARWIN, fue nombrado jefe del British Meteorological Service, que en 1861 empezó a emitir predicciones y avisos de tormentas. En 1870 los EE. UU. crearon un servicio meteorológico dentro del cuerpo de señales del ejército, que inició sus predicciones al año siguiente. En España hay que esperar a 1887 para la creación del Servicio Meteorológico Nacional (véase [16] para los detalles que explican este retraso y las circunstancias de la creación).

Pero el avance no fue lineal. Obviamente, las primeras predicciones eran poco fiables, dado que se basaban en observaciones escasas y en la experiencia y el «arte» del predictor a la hora de elaborar e interpretar los mapas. De hecho, en Inglaterra un comité de la British Royal Society recomendó al Ministerio de Comercio que se interrumpieran los avisos, como finalmente se hizo en 1866. En definitiva, aunque se tenían las bases operativas (observación, comunicaciones y experiencia), los científicos eran escépticos sobre la posibilidad de obtener predicciones fiables. La predicción no era una ciencia todavía.

Sin embargo, el último elemento que faltaba para el abordaje científico de la predicción meteorológica se estaba desarrollando en paralelo. A lo largo de la segunda mitad del siglo XIX se estaban sentando las bases teóricas de la cinemática, dinámica y termodinámica atmosféricas. Aunque las ecuaciones básicas del movimiento de un sólido sobre una esfera en rotación se conocían desde principios de siglo, W. FERREL [192] fue el primero en formular las ecuaciones dinámicas del movimiento de un fluido sobre una esfera en rotación. Casi simultáneamente, BUYS-BALLOT descubrió la relación entre la velocidad del viento y el gradiente de presión [92], es decir, que *en el Hemisferio Norte el viento siempre sopla dejando las altas presiones a la derecha y las bajas a la izquierda según su dirección*. Por otra parte, entre 1850 y 1870 se dedujo el primer principio de la termodinámica y se demostró el equivalente mecánico del calor.

Por tanto, a principios del siglo XX se dan las condiciones para que BJERKNES plantee la predicción meteorológica como un problema científico, es decir mediante la resolución de ciertas ecuaciones, tal y como se relata más adelante en este libro. Habrá que esperar a la segunda mitad del siglo para que, gracias al desarrollo de la computación y la informática y a la aportación de investigadores como L. F. RICHARDSON, J. CHARNEY o J. VON NEUMANN, ese planteamiento científico sea la base de la predicción operativa [388, 389] (capítulo 4 en la página siguiente). Pero esa parte de la historia ya se narra en otros capítulos de este libro.

La predicción operativa y el papel del predictor

4

JUAN CARLOS BULLÓN
GPV Barcelona, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

SAMUEL VIANA
Área de Modelización, AEMET

La predicción era buena, pero luego la atmósfera se equivocó.

Frase popular entre meteorólogos – ANÓNIMO

El término *predicción operativa* engloba todas aquellas actividades encaminadas a elaborar y ofrecer los productos de predicción a los diferentes usuarios. Salvo en el caso de las predicciones automáticas, son los meteorólogos predictores (también denominados predictores operativos) los que se enfrentan al reto de realizar la vigilancia meteorológica y de elaborar las predicciones. ¿Cuándo se disipará una espesa niebla situada sobre las pistas de un aeropuerto? ¿Cómo evolucionará una línea de tormentas conforme avanza hacia una zona poblada? Si está previsto que una profunda borrasca se sitúe en las proximidades de las islas Canarias, ¿las precipitaciones intensas afectarán a las islas o se quedarán en el mar? Ante vientos intensos previstos para el día siguiente, ¿qué nivel de aviso por vientos fuertes conviene emitir y en qué zonas? ¿A partir de qué altura cuajará la nieve en Galicia y qué espesor alcanzará? Este tipo de preguntas forman parte del día a día de los predictores, que han de aprender a convivir con las dudas, afrontarlas y tomar decisiones, a menudo en cortos intervalos de tiempo.

Palabras clave: predicción operativa, predicción operativa 2.0, valor añadido del predictor.

Imagen parte superior: Predictor de servicio en el Grupo de Predicción y Vigilancia (GPV) de Barcelona, AEMET.

4.1 Introducción a la predicción operativa

Los servicios meteorológicos se esfuerzan en ofrecer herramientas a los predictores que faciliten y agilicen su labor, que suele tener gran repercusión social, con decisiones de las que a menudo dependen la seguridad de bienes y personas. Así, numerosos especialistas se esfuerzan en mejorar los modelos de predicción, la teledetección y las técnicas aplicadas a la predicción. Las grandes mejoras en supercomputación y los avances científicos y técnicos en los sistemas de teledetección (como satélites y radares) y en el conocimiento científico del sistema atmosférico en general, han incrementado considerablemente la cantidad y la calidad de herramientas y productos orientados hacia la predicción operativa, permitiendo una mejora sustancial en la calidad de la predicción meteorológica.

Esta diversidad de herramientas al alcance de los predictores se entiende porque las predicciones son diferentes en función del tipo de usuarios a los que van dirigidas, las áreas geográficas y los plazos temporales involucrados (Figura 4.1).

Pronóstico en clave para el aeropuerto de Valencia:
TAF LEVC 090500Z 0906/1006 VRB03KT 9999 FEW030 TX28/0913Z TN16/0906Z PROB40 TEMPO 0906/0908 BKN008 BECMG 0910/0912 10010KT BECMG 0918/0920 VRB03KT=

Predicción España

Validez: sábado, 10 junio 2017 de 0 a 24 horas (oficial)
Fenómenos significativos
Temperaturas significativamente altas en los valles del Tajo, Guadiana y Guadalquivir.
Predicción
Predominio del tiempo estable en todo el país, con cielos poco nubosos o con intervalos de nubes altas y algunos intervalos de nubes bajas costeras en los litorales de Alborán. No obstante, al final del día se esperan también intervalos de nubes bajas en Galicia y cordillera cantábrica.
Temperaturas en ascenso en gran parte de la península y en Baleares. El ascenso será acusado en el Cantábrico oriental. En la embocadura mediterránea del Estrecho, pueden descender ligeramente. En Canarias sin cambios. Se alcanzarán valores por encima de lo normal para esta época del año en la mayor parte del interior peninsular, excepto en el área mediterránea, superándose probablemente los 38 grados en los valles del Tajo, Guadiana, Guadalquivir y zonas próximas.
Viento de componente norte en Canarias. De componente este en el tercio oriental peninsular y, con intervalos de fuerte, en el Estrecho. Flojo en el resto, predominando la componente sur en el interior.

AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA
BOLETÍN DE FENÓMENOS ADVERSOS DE NIVEL AMARILLO
C. AUTÓNOMA: ANDALUCÍA (ORIENTAL)
BOLETÍN NÚMERO 123/61ANR_C_C_AM_TT
EMITIDO A LAS 10:58 HORA OFICIAL DEL 09/06/2017
VÁLIDO HASTA LAS 00:00 HORA OFICIAL DEL 11/06/2017

FENÓMENOS PREVISTOS

Fenómeno(1) - Temperatura máxima. 38 °C. Nivel: amarillo.
Ámbito geográfico: Granada (Cuenca del Genil); Jaén (Valle del Guadalquivir).
Hora de comienzo: 14:00 hora oficial del 10/06/2017.
Hora de finalización: 20:00 hora oficial del 10/06/2017.
Probabilidad: 40 %-70 %.

Figura 4.1: Algunos ejemplos de boletines de predicción elaborados por los predictores de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Arriba: predicción en clave para el aeropuerto de Valencia. En el centro: predicción general para España. Abajo: boletín de fenómenos meteorológicos adversos para Andalucía oriental.

Según el tipo de usuarios las predicciones pueden ser boletines de predicción generalista para el gran público, de fenómenos meteorológicos adversos, aeronáuticas, marítimas, de montaña, o bien otras específicas relacionadas con el turismo, fiestas locales, agricultura, medios de transporte, producción eléctrica, etc. Dependiendo de su área de extensión, las predicciones pueden ser para localidades o zonas muy limitadas, como ciudades, playas o aeropuertos, para áreas más amplias, como provincias o zonas costeras, o para áreas muy extensas, como un país o una amplia zona aeronáutica o de alta mar. Por último, según el plazo de predicción, pueden ser de *nowcasting* (para las inmediatas horas), de *corto plazo* (para los próximos 2 ó 3 días), de *medio plazo* (para los días siguientes), y en un escalón inferior en cuanto a su fiabilidad y precisión, las predicciones *mensuales* y *estacionales*.

En función de cada uno de estos casos las herramientas de predicción a utilizar pueden ser bastante diferentes, así como los criterios a aplicar. Es muy distinto hacer una predicción para un aeropuerto que para una extensa área como las islas Canarias. O realizar una predicción de tipo *nowcasting*, en la cual los sistemas de teledetección son fundamentales, que una de medio plazo, donde se utilizan casi exclusivamente modelos de predicción.

Con el aumento de las herramientas disponibles para la predicción, el predictor se encuentra ante numerosas fuentes de información. Con su experiencia debe elegir según el caso las que le serán más útiles. Como su trabajo siempre está limitado en el tiempo, en ocasiones debe decidir con bastante celeridad, añadiendo una presión extra que no sufren otros meteorólogos como los que se dedican a predicción numérica, a desarrollar nuevas técnicas de predicción o a estudios de situaciones pasadas.

El predictor es quien acaba definiendo las predicciones y los avisos meteorológicos generales o de aeródromos y el que suele asumir la interlocución con las protecciones civiles, los usuarios aeronáuticos y marítimos, o cualquier otro al que preste servicios. Por ello, en situaciones complicadas, las decisiones se toman en equipo y por consenso, mejorándolas y evitando que dependan de una sola persona, especialmente las que implican avisos por fenómenos adversos.

4.2 El trabajo del predictor en función del rango de predicción

La primera tarea de un meteorólogo a la hora de elaborar una predicción es realizar un diagnóstico adecuado del estado de la atmósfera. En función del alcance temporal de la predicción, tendrá que seleccionar unos u otros productos de teledetección, analizar con mayor o menor detalle las observaciones disponibles, el tiempo pasado, los campos de análisis de los modelos numéricos, etc. Además, como se verá en la siguiente sección, las escalas temporales y espaciales en la atmósfera están estrechamente ligadas. Por todo ello merece la pena detenerse un poco más en la clasificación por rango temporal mencionada en el punto anterior.

4.2.1 Nowcasting

El *nowcasting* consiste en la predicción a muy corto plazo, para las horas inmediatas. Es en este caso cuando el predictor se suele enfrentar a las decisiones más difíciles y delicadas y con menor tiempo de actuación. Ante episodios extremos, intentará deducir su probable evolución en las próximas horas y, si procede, actuar con rapidez emitiendo avisos meteorológicos, modificando previsiones o asesorando a Protección Civil o a la torre de control de un aeropuerto.

En este rango de predicción, la teledetección es básica para realizar un buen diagnóstico y, con ayuda de los modelos de predicción, poder predecir mejor la evolución atmosférica. Hay una serie de sistemas de teledetección a disposición del predictor, como las imágenes de satélites, los radares meteorológicos, la red de detección de rayos, las estaciones meteorológicas en superficie, las boyas marinas o los sondeos meteorológicos para datos en altura. Según la situación elegirá unos u otros. Las redes sociales se han incorporado recientemente, aportando en tiempo real información de numerosos puntos, muchas veces acompañadas de imágenes o vídeos que muestran los fenómenos o sus efectos *in situ*.

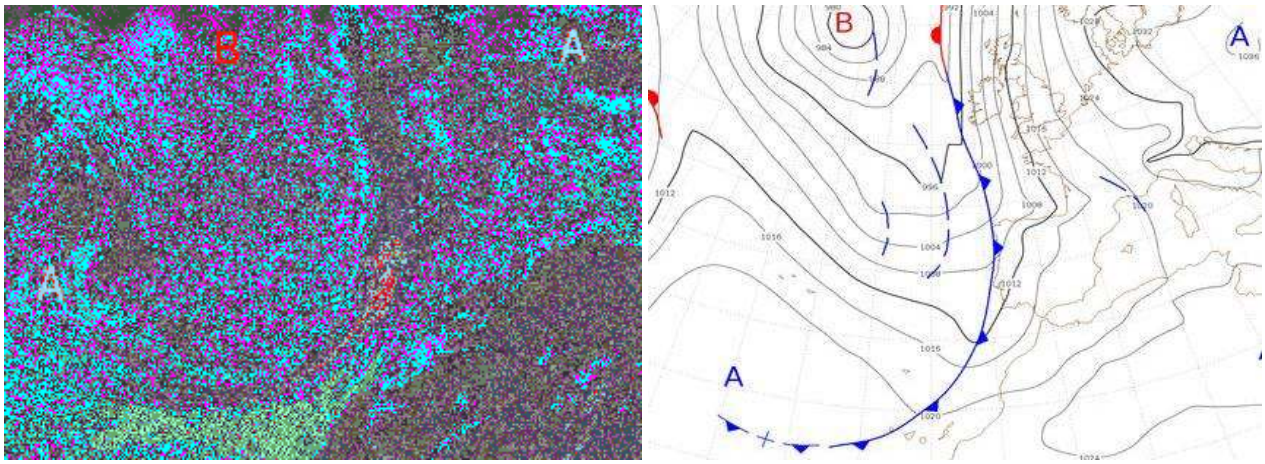


Figura 4.2: Frente frío alcanzando la península ibérica en imagen de canal visible del Meteosat y su reflejo en la correspondiente guía técnica de diagnóstico de AEMET (26 de enero de 2017)

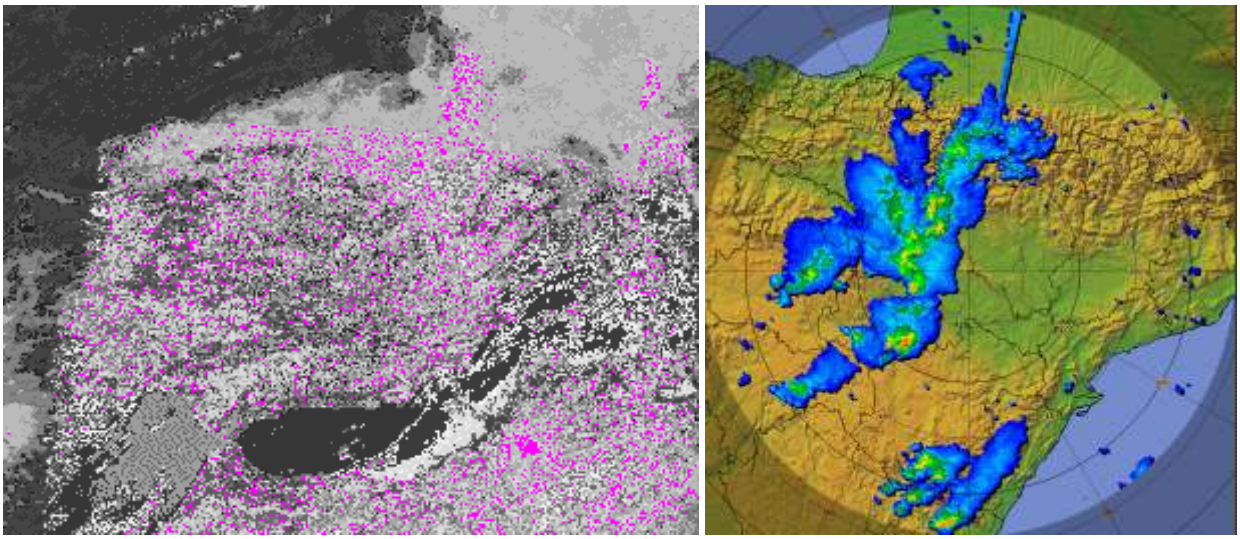


Figura 4.3: Células convectivas en el canal visible del Meteosat y en el radar de Zaragoza (3 de junio de 2017)

Los sistemas de teledetección permiten detectar estructuras meteorológicas a gran escala, denominada escala sinóptica, como las vaguadas y dorsales, depresiones aisladas en niveles altos (depresión aislada de niveles altos (DANA)), corriente en chorro en capas altas de la troposfera, frentes (Figura 4.2), intrusiones de polvo sahariano (Figura 4.17 en la página 45), etc. A menor escala, o mesoescala, sistema convectivo de mesoescala (SCM) (Figura 4.3), líneas de turbonada, mesociclones, zonas de convergencia, áreas con niebla, etc. A pequeña escala (microescala) se pueden detectar fenómenos de incidencia más local, como los tornados o las nieblas locales.

4.2.2 Predicción a corto plazo

Para la predicción a dos o tres días los sistemas de teledetección pierden importancia, mientras la ganan los modelos deterministas de predicción, ya sean de escala global, como el ECHRES del ECMWF (sec. 19.2 en la página 297), o de área limitada, de mayor resolución pero menor alcance, como el HARMONIE-AROME (sec. 10.1 en la página 138 y sec. 20.4 en la página 316).

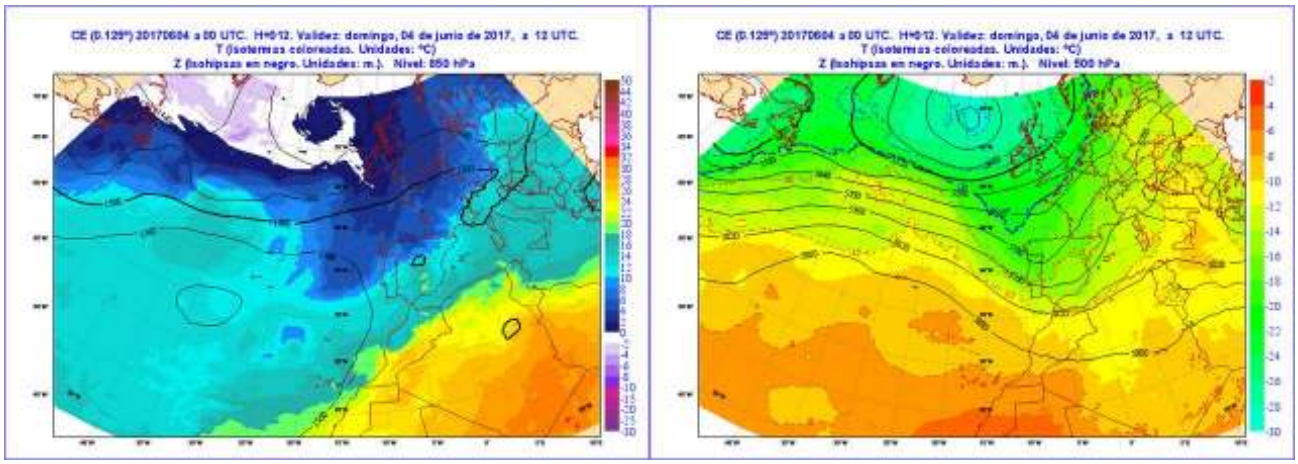


Figura 4.4: Situación sinóptica prevista por el ECHRES a 850 hPa (izquierda) y 500 hPa (derecha) para el 4 de junio de 2017

Gracias al aumento de potencia de cálculo de los superordenadores, los modelos deterministas van aumentando su resolución y fiabilidad a pocos días. Por ello para el corto plazo son muy útiles. Los sistemas de predicción por conjuntos para el corto plazo, como el anterior AEMET-SREPS o el próximo AEMET-gamma-SREPS, requieren muchos recursos para su desarrollo y operatividad, por lo que aún no han podido ser explotados convenientemente, aunque su papel va a ser cada vez más preponderante en el futuro.

Los predictores disponen de mapas previstos (Figuras 4.4, 4.5 y 4.6 en la página siguiente) para distintos fenómenos o variables (precipitaciones, temperaturas, vientos, cotas de nieve, etc.), y de numerosas herramientas de postproceso, como las relacionadas con la convección atmosférica (sondeos previstos, áreas de inestabilidad, zonas de convergencia, áreas de convección organizada, rayos previstos, etc.). Con su experiencia, el predictor ultimará las predicciones con el uso de los llamados modelos conceptuales, su conocimiento del territorio y de los efectos de las situaciones según la época del año y con la ayuda de casos de estudio de situaciones anteriores.

4.2.3 Predicción a medio y largo plazo

A partir del tercer o cuarto día básicamente se utilizan modelos de área global. Al alejarnos del día en curso van ganando peso los sistemas probabilistas, de manera que las predicciones por conjuntos van adquiriendo protagonismo, fundamentalmente el sistema ECENS del centro europeo.

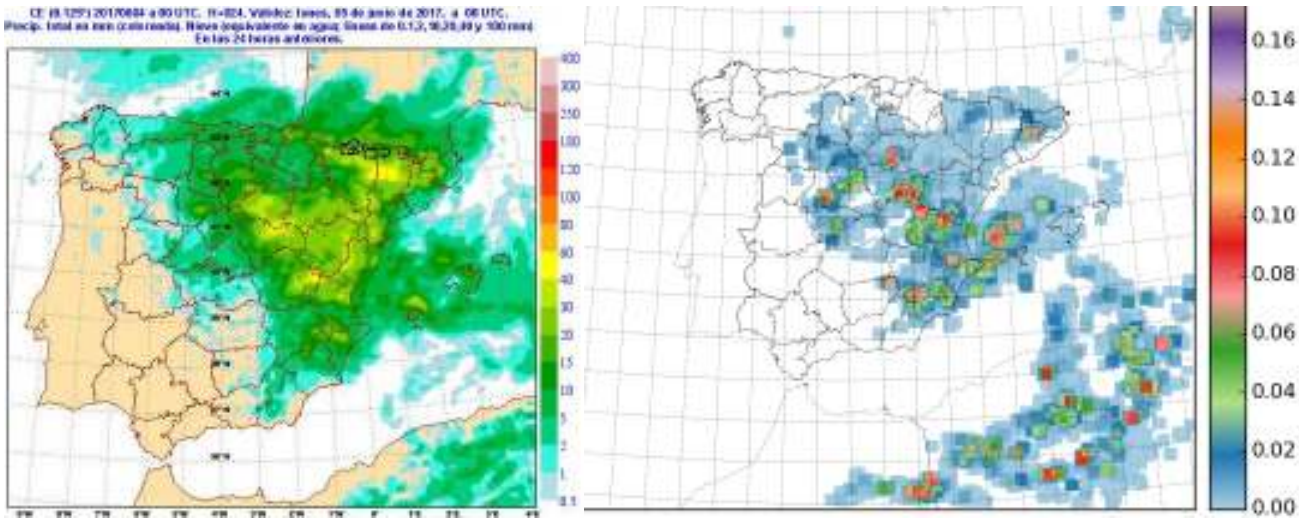


Figura 4.5: Precipitación prevista por el ECHRES (izquierda) y densidad de rayos (número de rayos / km²) estimada por el HARMONIE-AROME (derecha) para el 4 de junio de 2017

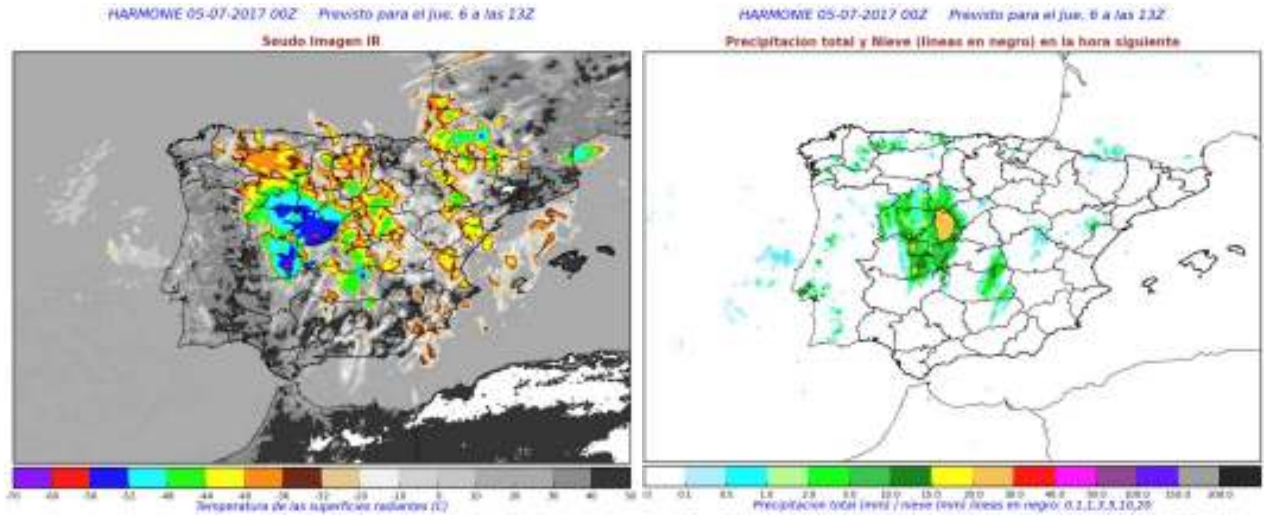


Figura 4.6: Seudoimagen de satélite (izquierda) y precipitación en una hora (derecha) previstas por el HARMONIE-AROME del día 5 de julio para las 13 UTC del día 6 de julio de 2017

También se dispone de productos derivados relacionados con la probabilidad de fenómenos extremos que se alejan de los valores climatológicos (sec. 27.7 en la página 425), como el *extreme forecast index,* EFI (sec. 27.7.2 en la página 426), o el *shift of tails,* SOT (sec. 27.7.3 en la página 427) (Figura 4.7).

La predicción meteorológica será principalmente probabilista, mucho más la referente al medio y largo plazo, donde las incertezas y posibles desvíos son mayores. Como afirma Ángel Rivera en el prólogo de este libro, la predicción probabilista es el mejor producto que se puede ofrecer a los usuarios. Pero las resistencias por su desconocimiento y falta de uso por parte de la sociedad hacen que los productos elaborados por los servicios meteorológicos, así como los predictores, se vayan adaptando lentamente a ella. Así pues, uno de los objetivos debe ser intentar avanzar en la calidad de la predicción probabilista, y ahí la predicción por conjuntos jugará un papel esencial.

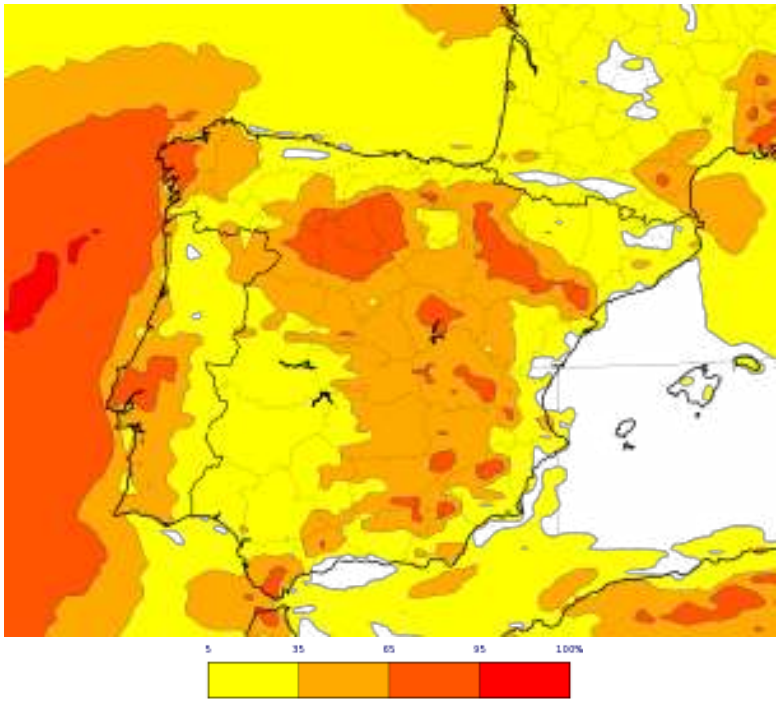


Figura 4.7: Probabilidad de rachas de viento superiores a 40 km/h para D+5 (al cabo de 5 días) previsto por el ensemble del ECMWF, ECENS

Figura 4.8: Línea convectiva cerca de la costa central catalana. Foto: JOAN CARLES BULLÓN.

4.3 Estructuras meteorológicas a escala sinóptica y mesoescalar

El estado y evolución de la atmósfera vienen determinados por la combinación de un gran número de procesos que tienen lugar en un amplio espectro de escalas espaciales y temporales [461]. La meteorología operativa se centra principalmente en los procesos de escalas a partir de varios kilómetros, distinguiendo dos rangos de variación espacial y temporal. Por una parte la escala sinóptica, con movimientos de centenares a varios miles de kilómetros y escalas temporales de hasta varios días, donde aparecen estructuras de gran dimensión y, por otra parte, la *mesoescala*, con procesos que van desde unas decenas hasta unos centenares de kilómetros y escalas temporales desde decenas de minutos a un día. Por debajo queda la llamada *microescala*, donde se producen los fenómenos más locales y breves. A continuación se exponen algunas de las estructuras y fenómenos más habituales a escala sinóptica y mesoescalar. Puede decirse que forman parte del «entorno de trabajo» cotidiano de cualquier predictor.

4.3.1 Escala sinóptica

En capas medias y altas de la atmósfera las principales estructuras que aparecen a escala sinóptica son las vaguadas y las dorsales, así como la corriente en chorro (*jet stream*), mientras que en capas bajas se presentan los grandes sistemas de presión, es decir, los anticiclones y las depresiones o borrascas.

Las dorsales son áreas donde las isohipsas correspondientes a un nivel de presión presentan un valor máximo, mientras que en las vaguadas presentan un valor mínimo. Ambas se suelen representar indicando el eje donde se alcanza el valor máximo (dorsal) o mínimo (vaguada). Cuando las isohipsas llegan a cerrarse representando valores máximos o mínimos se habla de altas o bajas en altura, respectivamente.

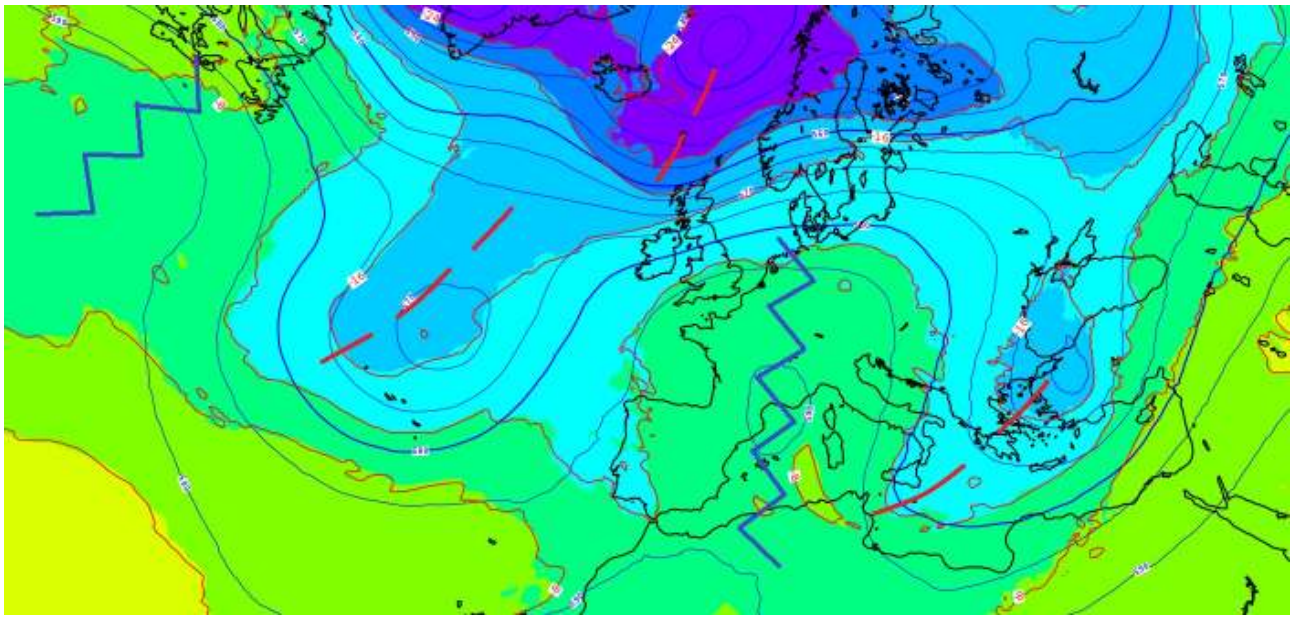


Figura 4.9: Vaguadas (líneas rojas discontinuas) y dorsales (líneas azules quebradas) en 500 hPa sobre el Atlántico Norte y Europa. Los colores azulados indican aire frío. Se aprecian claramente las vaguadas sobre el Atlántico y sobre Grecia y la dorsal sobre Baleares y Francia (19 de junio de 2017).

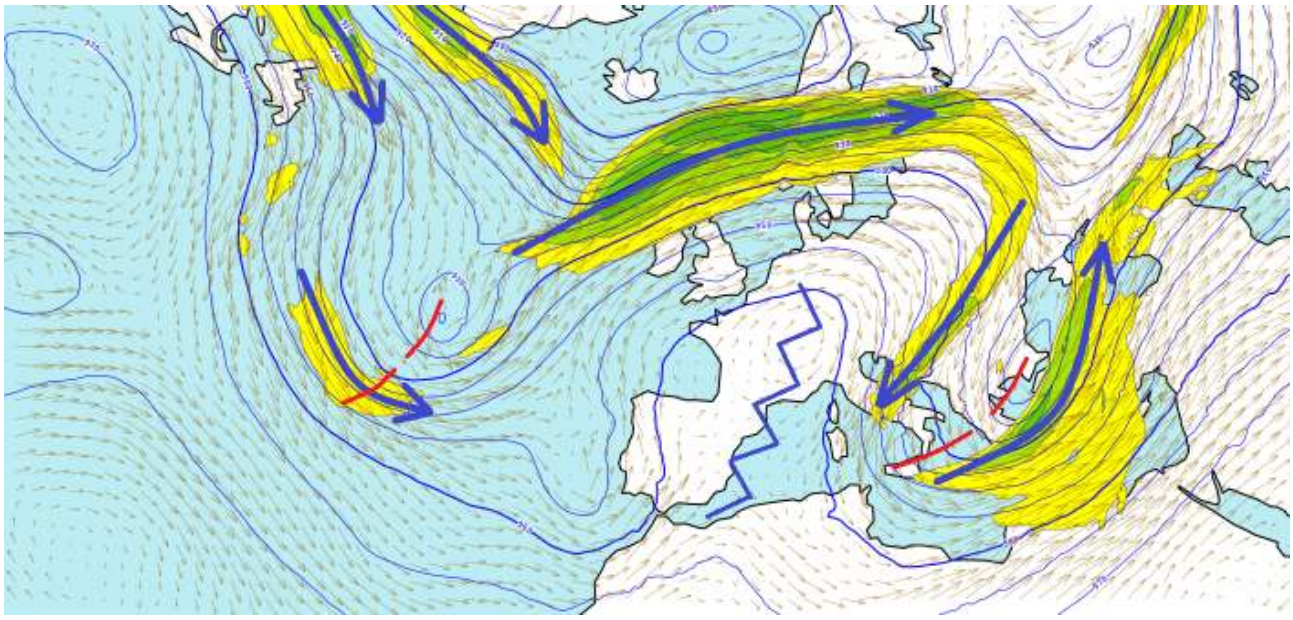


Figura 4.10: Como en la Figura 4.9 mostrando ahora casos de corriente en chorro (líneas azules de trazo grueso terminadas en flecha) asociadas en 300 hPa.

Normalmente las dorsales suelen ir acompañadas de anticiclones en superficie, mientras las vaguadas y bajas en altura suelen ir con depresiones (o borrascas) y sus habituales frentes. Frecuentemente en latitudes medias se suceden vaguadas y dorsales que avanzan de oeste a este (Figuras 4.9 y 4.10).

En ocasiones se presentan grandes áreas donde no se aprecian dorsales ni vaguadas, de manera que las isohipsas van paralelas siguiendo una trayectoria oeste-este. En estos casos se habla de flujo zonal (Figura 4.11).

Por contra, a veces una dorsal se sitúa a lo largo de una gran extensión latitudinal, lo que da lugar a situaciones de bloqueo que pueden durar varios días, normalmente con un potente anticiclón en superficie (Figura 4.12). Estas situaciones suelen darse con mayor frecuencia en la época invernal, provocando entradas de aire frío de origen polar o continental.

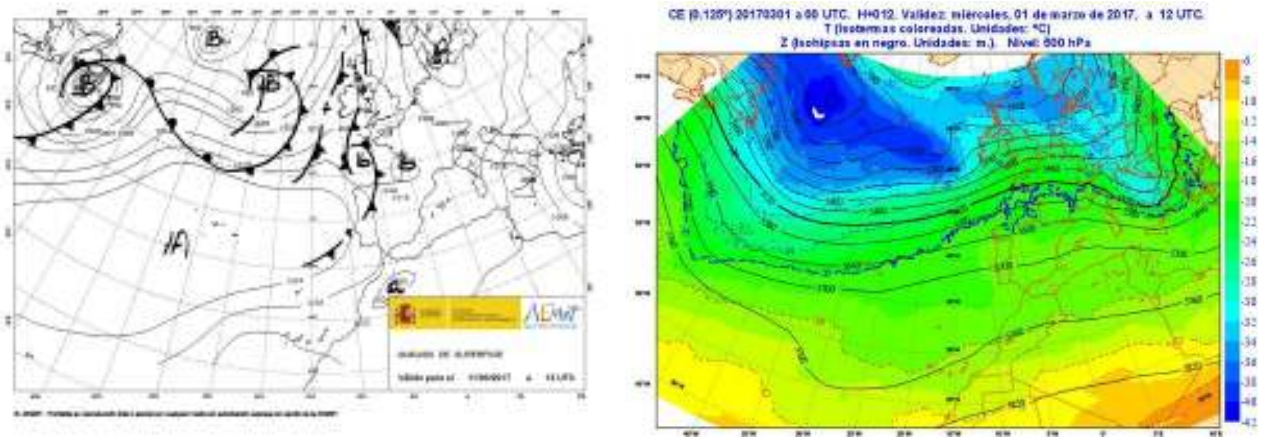


Figura 4.11: Flujo zonalsobre la península ibérica, en superficie (izquierda) no afecta más que al extremo norte de la península ibérica, y en 500 hPa afecta más claramente a todo el área peninsular (1 de marzo de 2017).

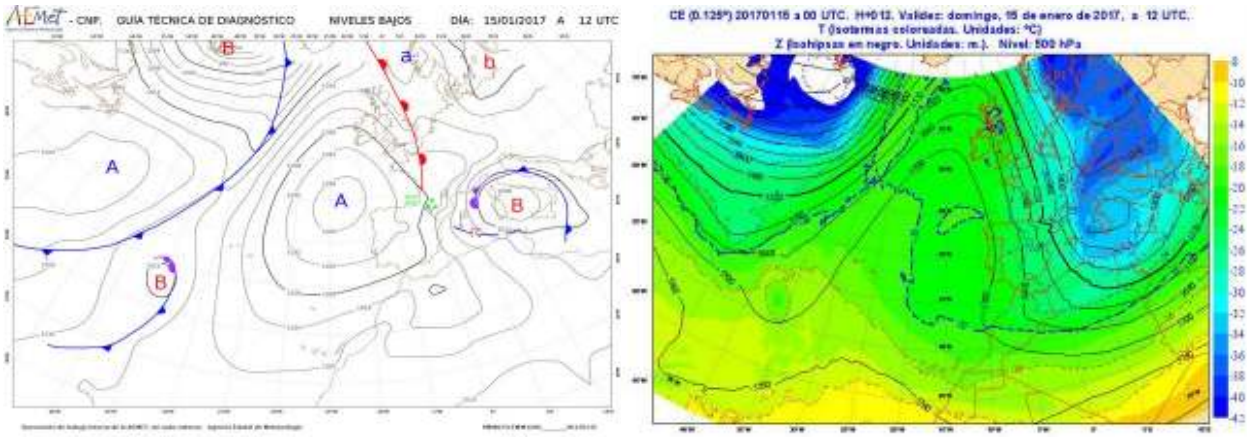


Figura 4.12: Anticiclón de bloqueo (izquierda) con potente dorsal en capas altas (derecha) que se extiende hasta altas latitudes (15 de enero de 2017)

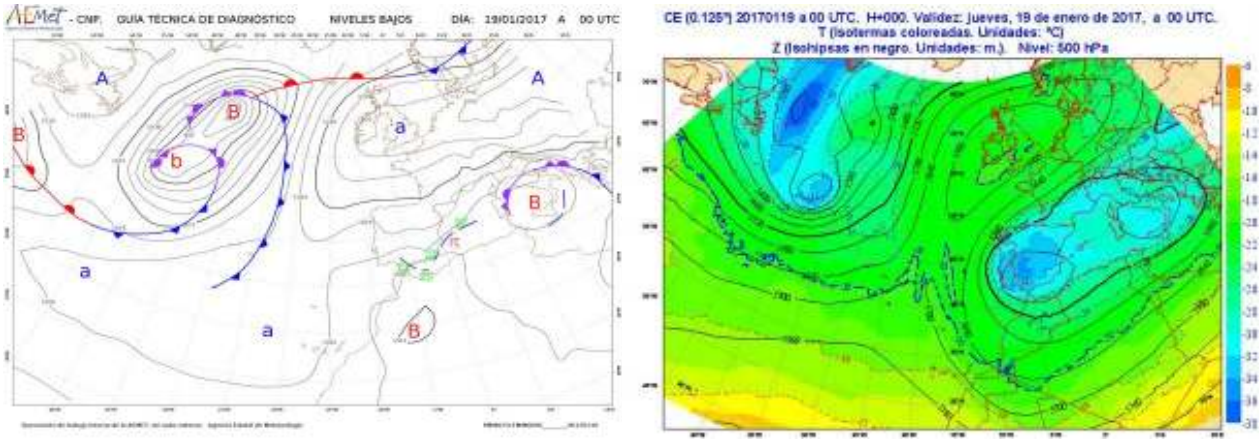


Figura 4.13: Una DANA sobre el sur peninsular, con anticiclón y dorsal de bloqueo sobre las islas británicas. En la imagen izquierda se ve que no va acompañada de una depresión en superficie (19 de enero de 2017).

Cuando se presenta una baja en altura sin que lleve aparejada una depresión en superficie, se habla de depresión aislada en niveles altos o DANA. En el sur de Europa y el Mediterráneo, las DANA en ocasiones dan lugar a precipitaciones torrenciales, especialmente en otoño (Figuras 4.13 y 4.14).

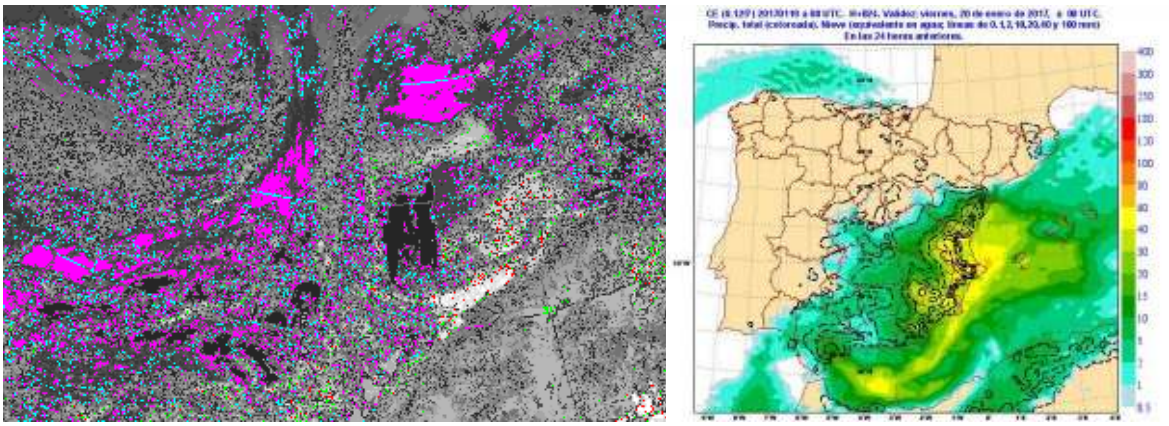


Figura 4.14: DANA sobre el sur peninsular, como en la Figura 4.13. Aquí se muestra la abundante nubosidad asociada y la precipitación prevista por el ECHRES.

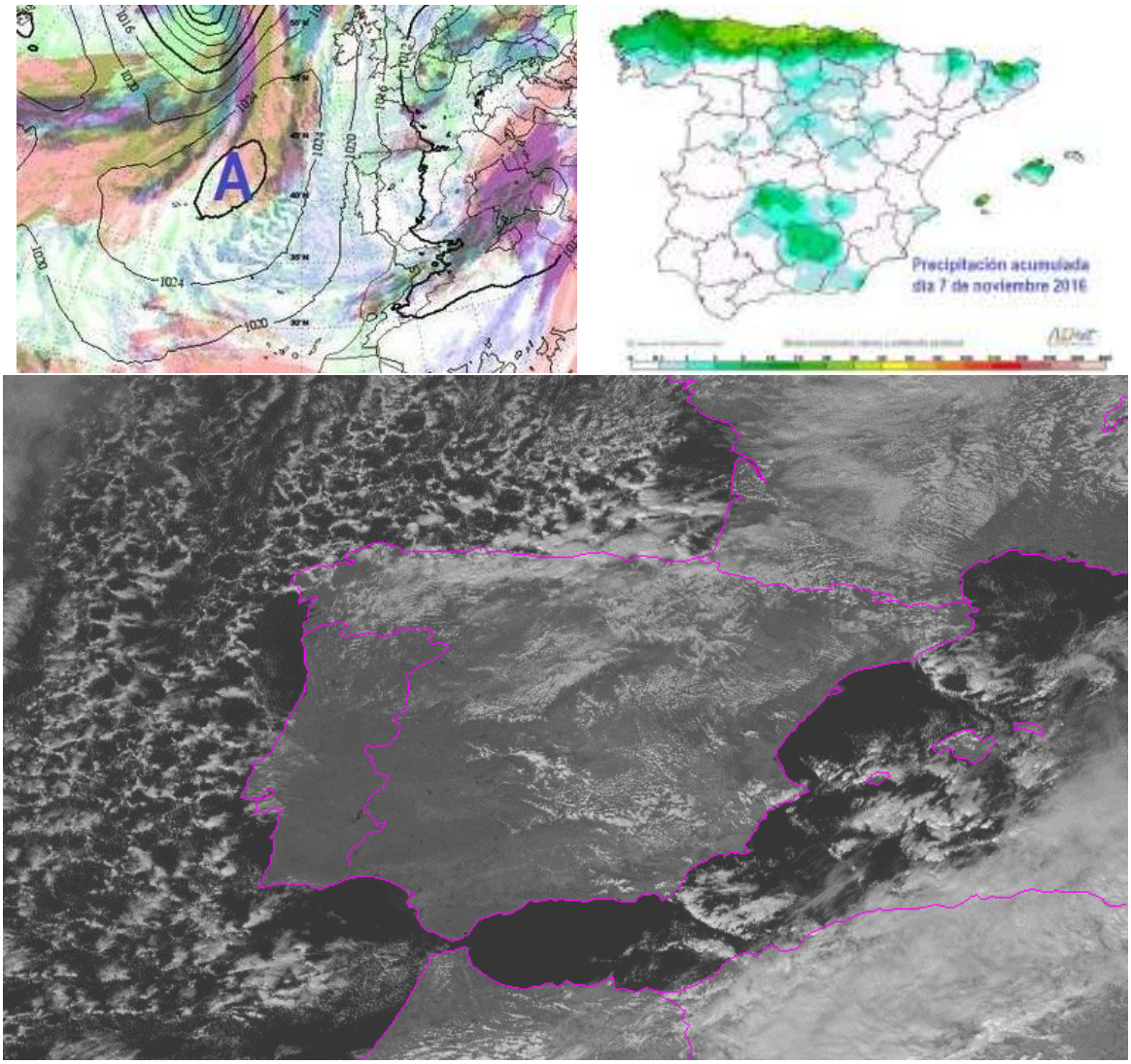


Figura 4.15: Precipitación persistente en la cornisa cantábrica con entrada de norte en situación anticiclónica (7 de noviembre de 2016). Arriba, de izquierda a derecha: mapa de presión y precipitación observada. Abajo: imagen de satélite, canal visible.

4.3.2 Mesoescala

A esta escala inferior se presentan estructuras y fenómenos de menor dimensión que a escala sinóptica.

En numerosos casos vienen condicionados por las características orográficas, como por ejemplo las zonas montañosas que realzan la precipitación (Figura 4.15 en la página anterior), las llanuras interiores y sus habituales nieblas de irradiación invernales, sobre todo en los grandes valles fluviales como los del Duero y el Ebro (Figura 4.16), las zonas costeras con las nieblas de advección y las brisas, etc.

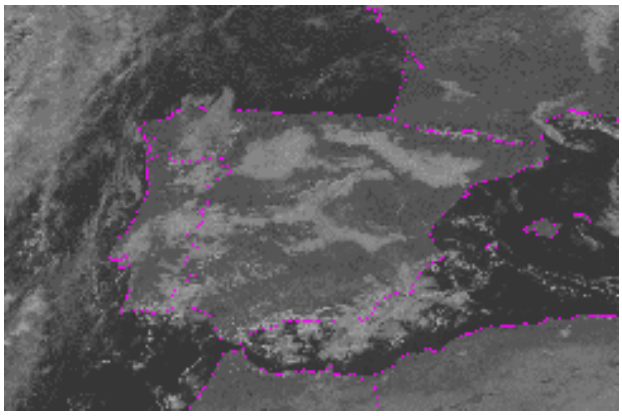


Figura 4.16: Formación de extensas nieblas de irradiación en los valles del Duero, Ebro y Tajo con anticiclón invernal (13 de diciembre de 2016)

Un caso particular es el denominado dipolo orográfico, que se forma cuando un anticiclón se extiende hacia el sur de Francia, generándose un fuerte gradiente de presión entre los Alpes y los Pirineos, con formación de una mesobaja al sur de Pirineos, lo que da lugar a los vientos de cierzo y tramontana (Figura 4.18).

Así mismo se puede generar convección organizada de dimensiones mesoescalares, como las supercélulas, líneas de turbonada o los SCM (Figura 4.17).

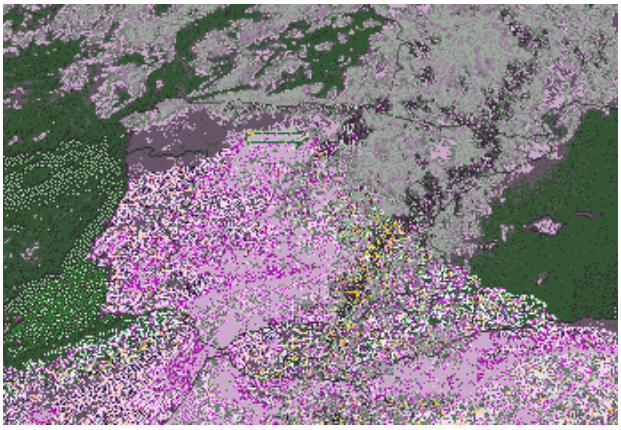


Figura 4.17: Línea convectiva organizada avanzando hacia el este. Se aprecia entrada de polvo de origen sahariano por el sur de la península ibérica (20 de julio de 2016)

En ocasiones se forman ondas de montaña cuando vientos intensos en capas bajas y medias van en dirección perpendicular a los sistemas montañosos, a veces con formación de bandas de nubes orográficas (Figura 4.19 en la página siguiente).

Es frecuente que las convergencias de aire en capas bajas generen bandas de nubes (Figura 4.19 en la página siguiente) o determinen dónde se disparará la convección, como con el paso de frentes, entradas de tramontana por la comentada formación de dipolo orográfico, convergencias de brisas en el interior de islas de cierto tamaño, como Mallorca (Figura 4.20 en la página 47), etc.

Figura 4.18: Dipolo orográfico con formación de una mesobaja al sur de los Pirineos y vientos de cierzo y tramontana (1 de julio de 2017)

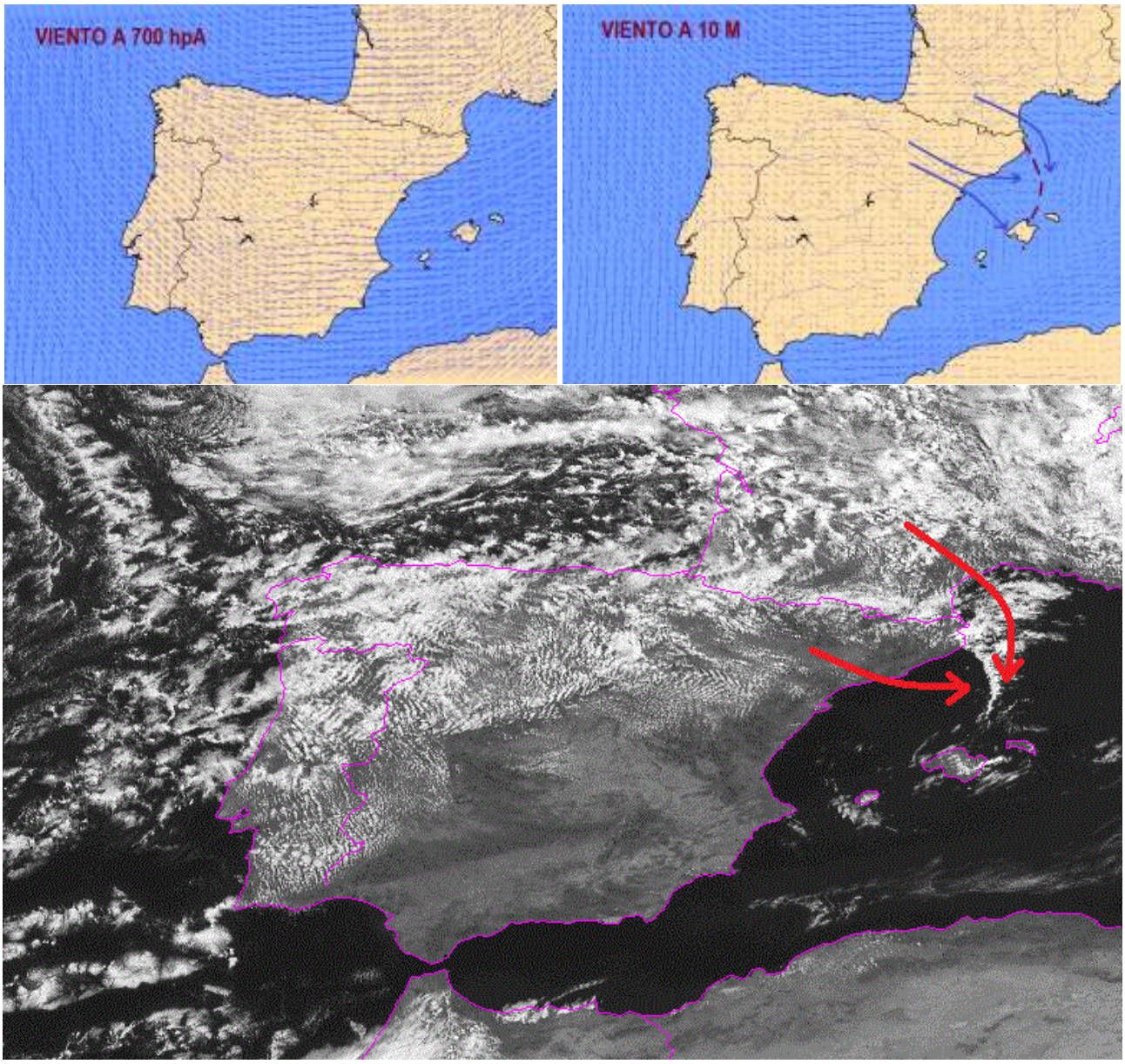


Figura 4.19: Flujo intenso del oeste y noroeste sobre la península ibérica en capas medias (700 hPa), con generación de ondas de montaña y bandas de nubes orográficas. En superficie la convergencia de la tramontana (raya discontinua) con los vientos del noroeste genera una banda de nubes desde Baleares al golfo de León (29 de junio de 2017).

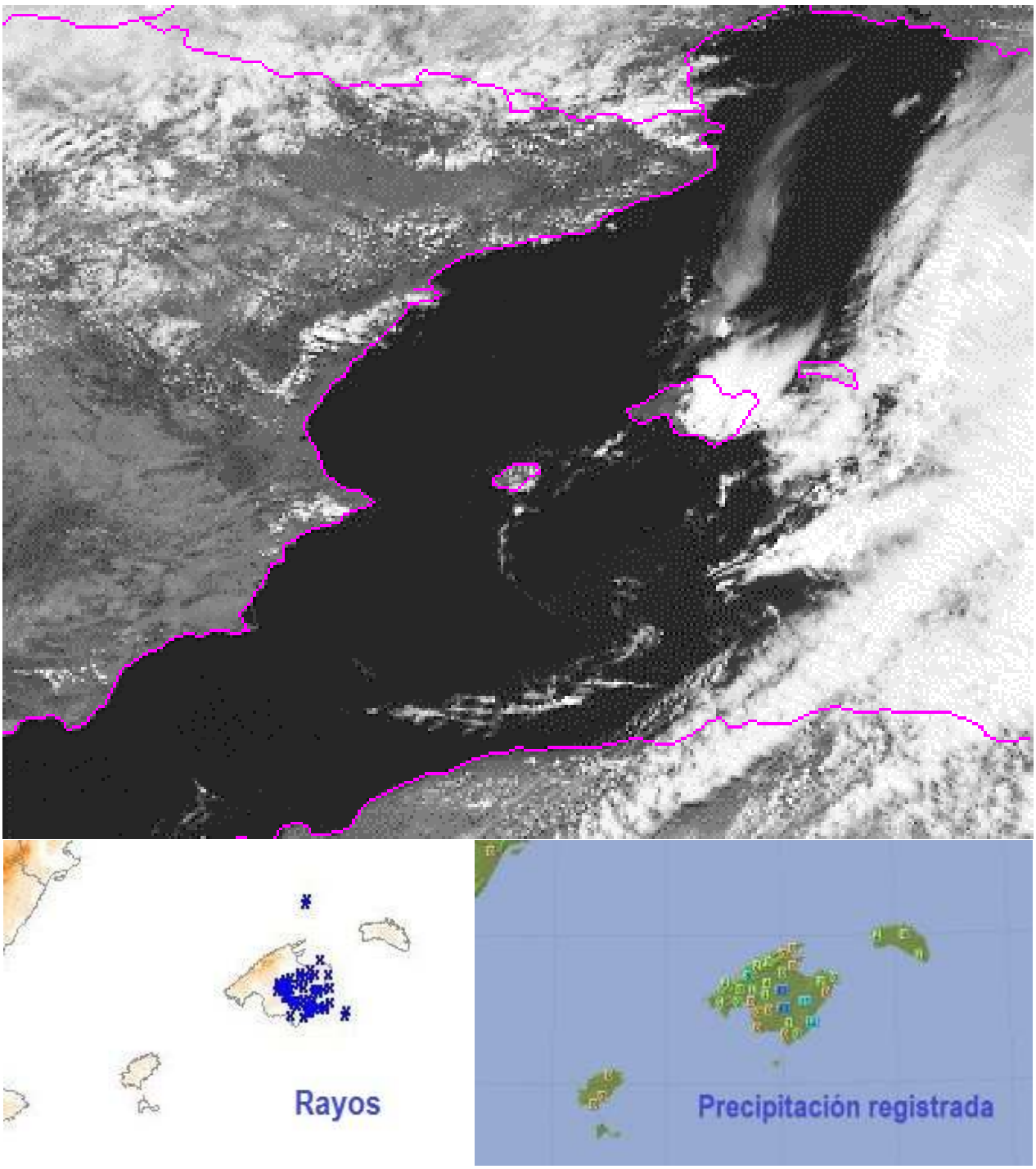


Figura 4.20: Célula tormentosa en el interior de Mallorca formada con ayuda de la convergencia de la brisa (arriba). Importante actividad eléctrica y registros superiores a 20 mm en puntos del interior de la isla (abajo), 30 de junio de 2017.

4.3.3 Fenómenos locales o de microescala

Cuando la extensión de los fenómenos se reduce, no excediendo de unos pocos kilómetros, entramos en la microescala. Algunos ejemplos pueden ser los cumulonimbos aislados (Figura 4.21), las nubes lenticulares (Figura 4.22), los tornados y trombas marinas, los mares de nubes (Figura 4.23) o las nieblas locales, ya sean marítimas o en zonas de interior (Figura 4.24).

Figura 4.21: Algunos fenómenos de microescala: cumulonimbos. En el Pirineo catalán (izquierda) y la ciudad de Barcelona (derecha). Fotos: JOAN CARLES BULLÓN.

Figura 4.22: Algunos fenómenos de microescala: nubes lenticulares en el Pirineo catalán. Fotos: JOAN CARLES BULLÓN.

Figura 4.23: Algunos fenómenos de microescala: mares de nubes en la cara norte del Pirineo central francés. Fotos: JOAN CARLES BULLÓN.

Figura 4.24: Algunos fenómenos de microescala: nieblas de advección en la línea de costa de Barcelona. Foto: JOAN CARLES BULLÓN.

La modelización de la meteorología a escala inferior a un kilómetro es muy complicada, pero existen ejemplos como los LES (Large Eddy Simulations, [437]), con resoluciones horizontales de pocas decenas de metros. La aplicación de estos modelos puede ser muy útil en casos como la instalación de parques eólicos. Los vientos locales son determinantes a la hora de decidir su ubicación. Y la modelización de vientos a escala aún más local para detectar zonas de mayor velocidad de viento o zonas de turbulencia puede servir para decidir el lugar de colocación de cada molino de viento dentro de la zona del parque, con la intención de conseguir un mayor rendimiento y un mayor tiempo de vida de las instalaciones.

4.4 El papel del predictor y su evolución: La predicción 2.0

El contenido de esta sección está desarrollado basándose en [624] actualizando, completando y contextualizando gran parte de lo ahí expuesto. Los predictores operativos son el último eslabón de una compleja cadena mediante la que se trasladan a la sociedad los beneficios de los continuos avances producidos en las ciencias atmosféricas. Desde sus inicios, la profesión del predictor se encuentra en continua transformación, aunque ha sido en las últimas décadas cuando la evolución exponencial en los avances científicos y tecnológicos ha abierto el debate sobre su papel en el futuro. Desde mediados de la década de los 80 existe la opinión generalizada de que, a medida que estas mejoras van reduciendo la intervención humana en cada vez más productos de predicción, el papel del predictor humano debe irse adecuando continuamente para incorporar los avances en sus rutinas de trabajo. Cada vez son más habituales los *workshops,* o talleres, y foros de predictores [564, 591] en los que se analizan la evolución futura de la profesión y su adaptación a los cambios tecnológicos. A continuación se recogen algunos aspectos cruciales en la evolución futura de la profesión y que vienen marcando la labor del predictor operativo durante los últimos tiempos.

4.4.1 El predictor y la resistencia al cambio

Por la posición que ocupan al final de la cadena de producción, casi todos los avances tecnológicos y científicos en meteorología acaban afectando directa o indirectamente al trabajo de los predictores. La mayor parte de ellos son conscientes de que la adaptación a los cambios y la incorporación de nuevas herramientas de trabajo forman parte consustancial de su profesión. Sin embargo, entre el resto de compañeros del sector meteorológico ajenos a la operatividad, existe la creencia relativamente extendida de que los predictores trabajan con mucha inercia y demasiada resistencia al cambio. ¿A qué puede deberse esta diferencia de percepciones?

Por un lado, algunas características del trabajo operativo no ayudan a que el dinamismo y la adaptación permanente se perciban desde fuera como aspectos característicos de la profesión. Entre ellas destacan la preponderancia del trabajo en régimen de turnos en la mayoría de centros de predicción, o el hecho de que buena parte de los predictores desarrollen su trabajo en solitario o en grupos muy reducidos y en periodos fuera del horario de oficina (noches, vacaciones, fines de semana, festivos, etc.). Todos estos factores ralentizan tanto la adopción de nuevas herramientas de trabajo como el conocimiento de sus particularidades.

Paralelamente, esa aparentemente excesiva resistencia es la que ha permitido durante décadas el desarrollo de gran parte del llamado valor añadido del predictor. Este valor añadido "clásico" se construye mediante procesos cognitivos por los que el predictor reconoce patrones atmosféricos y los relaciona con los modelos conceptuales que conoce y situaciones atmosféricas pasadas. Esto requiere una cierta estabilidad en cuanto a las metodologías de trabajo, las herramientas y los protocolos de actuación, lo que además permite que exista una cierta homogeneidad y coherencia interna

en las actuaciones de los predictores operativos a lo largo del tiempo.

Esta concepción clásica del valor añadido ha evolucionado a medida que ha aumentado la fiabilidad de los modelos numéricos. La labor del predictor se extendió al papel de intermediario entre los modelos y las condiciones meteorológicas realmente esperables en su zona de influencia, actuando de traductor del modelo, haciendo una especie de *downscaling* (ver sec. 10.1 en la página 138) humano, por ejemplo, considerando sus sesgos sistemáticos, cuestionándolos y corrigiéndolos en los momentos clave, también en base a su experiencia.

En definitiva, el oficio del predictor se ve caracterizado por dos fuerzas actuando en sentido opuesto: una lo obliga a estar en permanente modernización; la otra, lo mantiene ligado a ciertas metodologías de trabajo que esencialmente no han cambiado desde hace varias décadas. Todo hace pensar que esta dualidad seguirá marcando la evolución de la profesión durante los próximos años, en los que la profesión podría sufrir un nuevo impulso o por el contrario ir restringiéndose a un número aún más reducido de profesionales cada vez más especializados.

4.4.2 La incertidumbre «se queda en casa»

El enfoque probabilista de la meteorología se ha ido imponiendo a lo largo de los últimos años, tanto en modelización como en muchas herramientas y productos de postproceso; a su vez los predictores operativos han incorporado este enfoque a su práctica diaria. Sin embargo, los avances en cuanto a la comunicación de la incertidumbre entre los distintos grupos de usuarios han sido más limitados (cap. 40 en la página 623). La sensación es que la incertidumbre «se queda en casa». Esto pone de manifiesto que el predictor no es la única parte que se resiste a los cambios: por ejemplo, muchos usuarios especializados tampoco están concienciados sobre la utilidad de la variable incertidumbre meteorológica en su toma de decisiones, a pesar de que a menudo sí que usan información probabilista en otros ámbitos de su actuación.

Las consecuencias negativas de esta escasa difusión de la información probabilista son múltiples. Por un lado para el predictor, que puede dejar de pensar en términos de incertidumbre y regresar al enfoque determinista ante la evidencia de que tiende a ignorarse esta información. Esto puede conducirlo a la llamada «sobrepredicción», pues para la mayoría de predictores el «precio» de no pronosticar un fenómeno adverso se percibe mayor que el de pronosticarlo y que no llegue a producirse [591]. Por su parte el usuario estancado en predicciones deterministas sufrirá una pérdida de confianza en las predicciones y un desconocimiento de la precisión real de las mismas, perdiendo así la oportunidad de realizar su toma de decisiones de forma más efectiva.

4.4.3 El predictor «saturado»

Desde la irrupción de las computadoras en la práctica de la meteorología operativa, el predictor siempre ha contado con un abanico de herramientas y modelos a su alcance para ayudarlo en su labor. Cada predictor desarrolla una metodología propia para procesar y manejar toda esa información, y poder ver el bosque y no sólo los árboles. Merece la pena señalar que este proceso mental, es decir, el conjunto de procesos cognitivos que llevan a los predictores a tomar sus decisiones, es quizá uno de los aspectos menos estudiados de la meteorología. La bibliografía al respecto es bastante escasa: destacamos por ejemplo una clasificación de tipos de predictores en función de diversas características comunes [340], o un extenso estudio sociológico realizado por un investigador que convivió durante varios meses en una oficina regional de predicción del servicio meteorológico de los Estados Unidos [200].

Con el paso del tiempo, el número y la diversidad de herramientas y modelos numéricos (deterministas, probabilistas, atmosféricos, de oleaje, etc.) al alcance del predictor operativo no han hecho más que aumentar. No hay duda de que la mayor disponibilidad de modelos, cada uno con sus puntos débiles y fuertes, ha permitido mejorar la calidad de las predicciones. Pero por otra parte, la complejidad del proceso de toma de decisiones también ha aumentado proporcionalmente. Cuantos más modelos se deban manejar, más difícil se hace para el predictor conocerlos en profundidad. Además, la frecuencia de actualización y mejora de los modelos también ha ido aumentando durante los últimos años, por lo que el predictor, que anteriormente podía llegar a corregir sesgos de un modelo en base a la mera experiencia en su uso, hoy día puede no llegar a desarrollar esta experiencia antes de que se implante la siguiente versión.

Por otra parte, debería prestarse más atención a estudiar cómo explotar los modelos numéricos de manera óptima y cuáles son las «mejores prácticas» para que un predictor saque el mayor provecho de los mismos. Por ejemplo, actualmente están en auge los modelos no hidrostáticos de alta resolución como el HARMONIE-AROME AROME (sec. 10.1 en la página 138 y sec. 20.4 en la página 316), que no se pueden interpretar de la misma manera que los modelos globales o de área limitada disponibles hasta el momento [591]. Estos modelos de alta resolución pueden aportar una información muy valiosa en ocasiones y en otras muchas pueden conducir a pronósticos fallidos y falsas alarmas, sin que el predictor tenga hasta el momento una forma adecuada de distinguir unos y otros casos.

4.4.4 Meteorología operativa vs. meteorología de desarrollo

La mayoría de herramientas de trabajo al alcance del predictor operativo son el resultado del trabajo de profesionales de la meteorología externos a la predicción operativa (predictores numéricos o «desarrolladores» de cualquier tipo de productos para la operatividad). A pesar de ello, probablemente no existen dos profesiones con intereses tan unidos y formas tan distintas de vivirlos. Los «desarrolladores» tienden a focalizarse en los conceptos físicos más teóricos, tienen una profunda comprensión de la predicción numérica y amplias aptitudes fuera de la estricta meteorología (programación, etc). Por su parte, el predictor operativo centra su interés en los aspectos más prácticos, suele tener conocimientos muy generales sobre la predicción numérica y mucha soltura en la toma rápida de decisiones combinando distintas dosis de análisis, experiencia e intuición.

El predictor operativo se siente así como el destinatario último de gran parte del trabajo de los «desarrolladores», situado al final de una larga cadena con la que generalmente no llega a interaccionar tanto como sería conveniente [457]. En general, entre ambos tipos de profesionales existe un cierto grado de desconocimiento sobre el «universo» laboral del opuesto. En ocasiones algunos predictores operativos pasan a formar parte del otro grupo, llevándose consigo una experiencia valiosa que podrán aprovechar en su nueva labor; el recorrido opuesto, por el contrario, está mucho menos transitado. Si se pusieran en marcha iniciativas orientadas a aumentar la interacción entre ambos grupos de profesionales, o incluso a la creación de perfiles mixtos como es el caso en EE. UU., la predicción en su conjunto se beneficiaría. El predictor obtendría una información directa sobre las características de los modelos y de las herramientas desarrolladas para la predicción, que le podría ser muy útil para mejorar su explotación. Por su parte, el «desarrollador» podría igualmente beneficiarse de un contacto más «real» con aquello que los modelos buscan predecir y conocería de primera mano las necesidades de sus usuarios directos.

4.4.5 Redes sociales

El auge de las redes sociales en general y de *Twitter* en particular ha permitido introducir un nuevo canal de difusión de la información meteorológica elaborada por los grupos de predicción operativa y la posibilidad de establecer una vía de comunicación rápida y directa con el público general, con quien hasta ahora los contactos eran más bien escasos. Gracias a la amplia presencia de aficionados a la meteorología en estas redes, es muy frecuente recibir casi en tiempo real información de retorno muy valiosa en situaciones de tiempo adverso. Por ejemplo, mediante estos reportes puede llegarse a determinar casi en tiempo real la cota de nieve o la severidad de episodios convectivos, puesto que casi siempre vienen acompañados de testimonios gráficos. Anteriormente este tipo de observaciones sobre la ocurrencia de fenómenos atmosféricos singulares como granizadas severas, trombas marinas o pequeños tornados llegaban al predictor en mucha menor medida y con un desfase temporal muy superior.

A pesar de las bondades de esta herramienta social y su gran potencial de desarrollo futuro, es aconsejable tomar con cautela esta nueva fuente de información, sobre todo por la incertidumbre en ocasiones existente sobre su precisión y fiabilidad y por su distribución espacial y temporal tan variable.

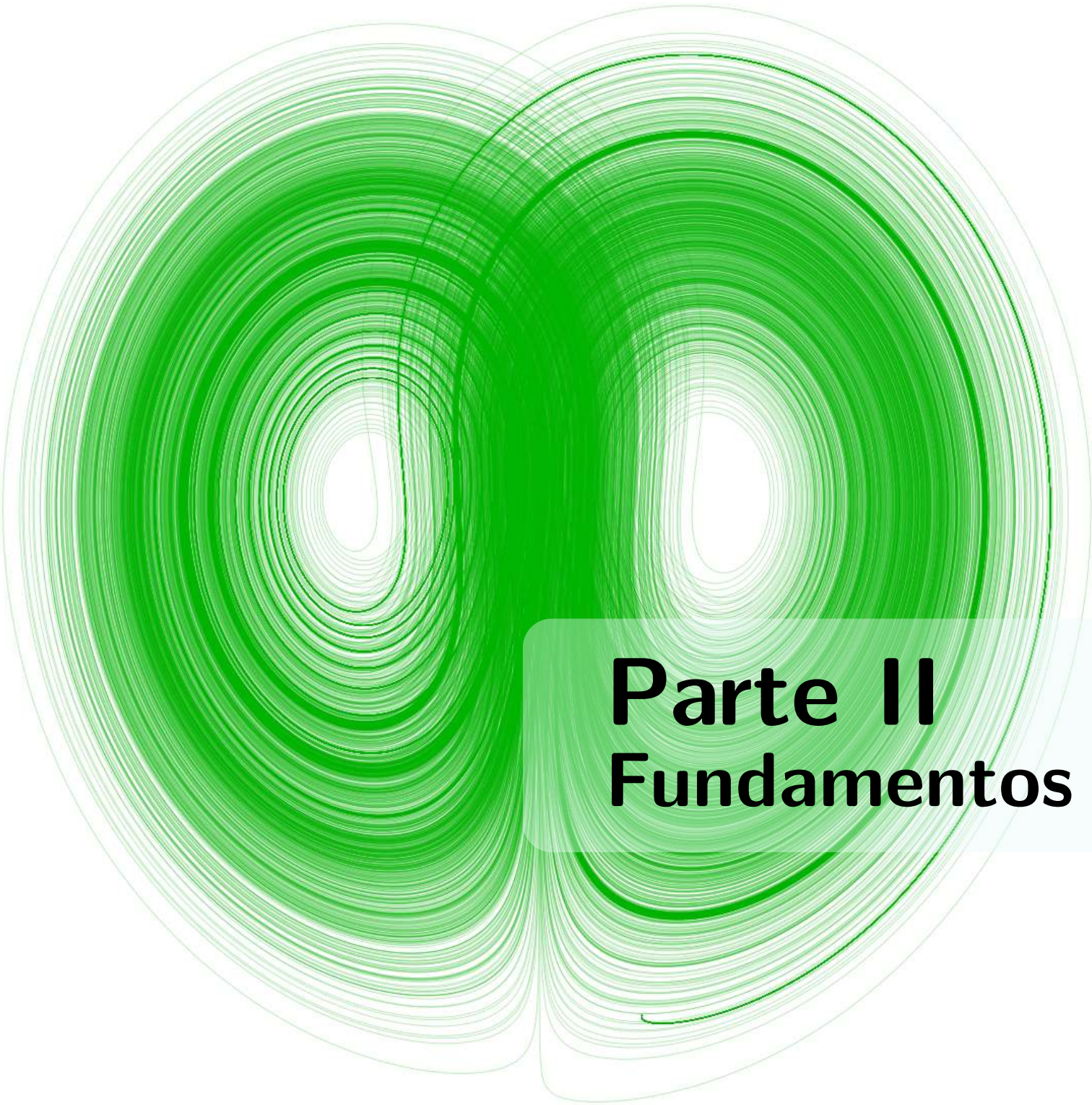
4.4.6 El futuro valor añadido del predictor

¿Cuál será el papel del predictor humano en la meteorología operativa del futuro? Esta pregunta equivale a localizar y cuantificar el valor añadido que aún pueda aportar el predictor dentro de un universo meteorológico que, si no obramos con precaución, podría estar dominado por máquinas. Aunque la fiabilidad de los

modelos todavía tiene un amplio margen de mejora (por ejemplo en las situaciones de fenómenos adversos que es precisamente cuando más se necesita una buena predicción), parece claro que la frecuencia con la que un predictor podrá cuestionar y «corregir» al modelo continuará su tendencia decreciente. Por lo tanto, el valor añadido seguirá evolucionando y transformándose, quién sabe si perdiendo definitivamente los lazos que aún lo unen con su concepción más clásica.

Nos encaminamos así hacia una «predicción operativa 2.0», aunque sin conocer exactamente cuáles serán sus características. El trabajo cotidiano de un predictor debería estar ya evolucionando hacia ese horizonte futuro. Sin embargo, debido a factores de muy diverso tipo (organizativo, presupuestario, etc.) en muchos centros de trabajo una parte significativa del tiempo se sigue empleando en tareas que podría realizar mejor una máquina pero que aún no han sido automatizadas. La mayor orientación hacia tareas de consultoría y asesoramiento técnico a usuarios especializados, particularmente en el uso e interpretación de los nuevos productos -cada vez más basados en enfoques probabilistas- es otro de los anunciados roles futuros del predictor operativo, que igualmente se ha venido retrasando, en parte debido a las resistencias de muchos usuarios hacia este tipo de predicciones probabilistas [457].

Así, aunque parece claro que la profesión vivirá cambios sustanciales durante los próximos años, la dirección exacta de estos cambios no está clara y las características de esa futura «predicción 2.0» actualmente no pueden concretarse. El reto de la predicción operativa en los próximos años pasa por realizar un análisis en profundidad sobre el estado del arte en meteorología, el tipo de servicios meteorológicos demandados por la sociedad y la evolución de ambos aspectos a corto y medio plazo, hasta encontrar un hueco en el que la profesión pueda seguir abriéndose camino: es un debate en el que esperamos tengan voz todos los eslabones de la cadena. Será fundamental llevar a cabo con éxito este análisis para evitar un escenario en el que, finalizada con éxito la automatización de todo lo automatizable, el predictor operativo pueda quedar relegado a las tareas residuales -una suerte de predictor humano «automatizado».



Parte II
Fundamentos

Parte II Fundamentos

Dedicamos una parte importante del libro a los fundamentos científicos y técnicos de la predicción y la observación del tiempo, así como de la física del caos y su incursión en la modelización numérica de la atmósfera. Empezamos por una exposición sencilla de la física del caos, seguida de un modesto pero audaz resumen de las ciencias de la atmósfera. Abordamos después la observación meteorológica: un capítulo para los satélites, otro para el radar y redes de rayos y un tercero para observaciones de diversos tipos en tierra, con un breve resumen de la climatología como ciencia y técnica. Sigue una pareja importante de capítulos dedicados, respectivamente, a los modelos atmosféricos y a la supercomputación, con la problemática teórica y práctica, respectivamente, de la simulación de un sistema tan complejo como la atmósfera. Las limitaciones de los modelos deterministas se exponen en el capítulo de predecibilidad y, en el siguiente, se presenta a los protagonistas del libro: los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC), integrando el caos en la predicción numérica y dando pronósticos puramente probabilistas. El posproceso estadístico de estos sistemas puede mejorar sus predicciones, lo que se cuenta en el capítulo siguiente. Cierra esta parte el capítulo dedicado a la verificación de estos SPC: cómo evaluar sus resultados.

Página anterior: Atractor de LORENZ. Simulación de JUAN PABLO SIMARRO GRANDE.

Física del caos

5

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JUAN PABLO SIMARRO GRANDE
Delegación territorial (DT) en Valencia, AEMET

DAVID FUERTES MARRÓN
Instituto de Energía Solar, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Telecomunicaciones (ETSIT), Universidad Politécnica de Madrid (UPM)

> If we knew exactly the laws of nature and the situation of the universe at the initial moment, we could predict exactly the situation of that same universe at a succeeding moment. but even if it were the case that the natural laws had no longer any secret for us, we could still only know the initial situation approximately. If that enabled us to predict the succeeding situation with the same approximation, that is all we require, and we should say that the phenomenon had been predicted, that it is governed by laws. But it is not always so; it may happen that small differences in the initial conditions produce very great ones in the final phenomena. A small error in the former will produce an enormous error in the latter. Prediction becomes impossible, and we have the fortuitous phenomenon.
>
> *Science and method, 1903* – HENRI POINCARÉ

¿Qué es la física del caos? Anteriormente hemos encuadrado esta teoría dentro de los grandes paradigmas en la historia de la ciencia. En este capítulo nos adentramos en sus fundamentos. Dentro de los llamados sistemas dinámicos, veremos qué relación hay entre lo que se llama *sensibilidad a las condiciones iniciales* y la posibilidad de predecir el futuro de un sistema o *predecibilidad*. Enlazando con las ideas inherentes a la teoría del caos desde el punto de vista científico llegaremos, por fin, al *efecto mariposa*. Más tarde abordaremos las ideas más relevantes de la teoría para la predicción meteorológica.

Palabras clave: física del caos, sistemas dinámicos, sensibilidad a las condiciones iniciales, sensibilidad a los parámetros del modelo, efecto mariposa.

Imagen parte superior: Yunque "masivo" de un *Cumulonimbus* (supercélula), Parque Juan Carlos I (Madrid), hacia el este, 7 de septiembre de 2004 a las 19:40. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

5.1 Sistemas dinámicos

Los *sistemas dinámicos* son modelos matemáticos que explican sistemas cuyo estado va cambiando con el tiempo. En *física matemática* hay toda una rama que estudia estos sistemas, que se aplican también con éxito en ecología, economía o cualquier disciplina en la que se puedan cuantificar los elementos, límites y relaciones del sistema de interés y, por tanto, explicarlos con herramientas matemáticas. Por ejemplo, podríamos utilizar un sistema dinámico para explicar el movimiento de un péndulo, de una noria o de un coche; pero podríamos también utilizar sistemas dinámicos para explicar la evolución de una población de conejos en un ecosistema, la volatilidad en la bolsa durante unos días o el número de usuarios de un portal web en función de algunas innovaciones en el mismo.

Atendiendo a ciertas propiedades matemáticas del sistema dinámico distinguiremos, por un lado, entre sistemas discretos y continuos.

Sistemas dinámicos discretos y continuos. Desde el punto de vista matemático [282], la evolución de algunos sistemas dinámicos puede describirse dando pequeños *saltos* en el tiempo y entonces hablamos de sistemas dinámicos *discretos.* Se trabajan matemáticamente con ecuaciones *recursivas* o *iteraciones*:

$$x_{k+1} = f(x_k) \tag{5.1}$$

donde x representa el estado del sistema, k es el momento discreto en el tiempo, y f es una función de x. Estas relaciones permiten expresar el estado del sistema en el instante k+1 como función de su estado inmediatamente anterior k. Si el sistema, por el contrario, puede caracterizarse mediante la evolución en el tiempo de forma continua, entonces se denominan sistemas dinámicos *continuos* y se representan matemáticamente con ecuaciones diferenciales:

$$\frac{dx}{dt} = f(x) \tag{5.2}$$

donde ahora t es el tiempo.

Como veremos más tarde, las condiciones iniciales de los sistemas están directamente relacionadas con las constantes de integración de estas ecuaciones diferenciales.

Por otro lado, distinguiremos aquellos sistemas que son *lineales* de aquellos que son *no lineales* y, por último, identificaremos aquellos que son *no lineales y caóticos*. Como veremos, los sistemas dinámicos no lineales ostentan dos características cruciales: la sensibilidad a las condiciones iniciales y la limitación en la predecibilidad de su comportamiento futuro.

5.1.1 Sistemas dinámicos discretos

En los sistemas dinámicos *discretos,* como se señalaba anteriormente, se trabaja matemáticamente con ecuaciones *recursivas* o *iteraciones.*

Un ejemplo conocido es la llamada *ecuación logística:*

$$x_{k+1} = a x_k (1 - x_k) \tag{5.3}$$

donde x es la variable dinámica y el subíndice k denota los pasos de tiempo. Esta ecuación puede utilizarse para modelizar dinámica de poblaciones en algunos ecosistemas. En ese contexto, x sería, por ejemplo, una población de conejos en ausencia de depredadores, a representaría una cantidad de alimento fija disponible anualmente y k sería el número de años. El sistema dinámico así definido es sensible a las condiciones iniciales x_0 y al parámetro del modelo a. Haciendo variar el parámetro a, el sistema puede evolucionar hacia *puntos fijos* o hacia estructuras mucho más complejas, incluyendo *bifurcaciones* [24].

La representación gráfica de las soluciones de la ecuación logística conduce a hermosas figuras llamadas diagramas de bifurcación, e.g. Figura 5.1.

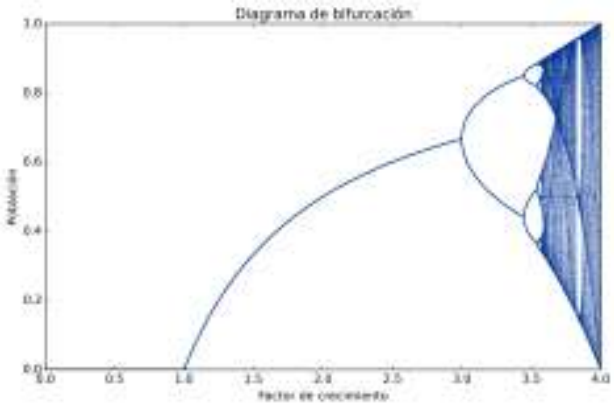


Figura 5.1: Diagrama de bifurcación para la ecuación logística *haciendo variar el parámetro* a *descrito en el texto.*

5.1.2 Sistemas dinámicos continuos

¿Cómo describimos la evolución de los sistemas dinámicos en física? La invención del cálculo diferencial por NEWTON y LEIBNIZ para este propósito fue determinante en el desarrollo posterior de esta ciencia en todos sus campos. En el caso concreto de la mecánica, el cálculo nos permite relacionar entre sí las variables que gobiernan el comportamiento de los sistemas: su *posición*, *velocidad* y *aceleración*. Las relaciones particulares que se establezcan entre dichas variables recogerán la física del sistema. Por ejemplo, una carga eléctrica describirá una trayectoria en presencia de un campo eléctrico distinta a la que seguiría en presencia de un campo magnético. Cada tipo de campo ejercerá una fuerza característica sobre la carga y le impartirá una aceleración distinta en magnitud y dirección, lo que determinará la posición de la partícula en un instante de tiempo posterior. Matemáticamente las relaciones entre posición, velocidad y aceleración se expresan mediante ecuaciones diferenciales. Éstas pueden ser ordinarias o parciales, dependiendo de la existencia de una o más variables de las que dependa cada magnitud.

Velocidad, aceleración y trayectoria. Por ejemplo, la velocidad de una partícula obligada a moverse en una dirección se define como el cambio de su posición en función del tiempo mediante la ecuación diferencial ordinaria:

$$v = \dot{x} = \frac{dx}{dt} \tag{5.4}$$

De manera similar, su aceleración se define como el cambio de velocidad en función del tiempo que, a su vez, podemos expresar también en función del cambio de posición utilizando la ecuación anterior:

$$a = \dot{v} = \frac{dv}{dt} = \frac{d}{dt}\left(\frac{dx}{dt}\right) = \frac{d^2x}{dt^2} = \ddot{x} \tag{5.5}$$

La trayectoria de la partícula vendrá determinada tras la integración de las ecuaciones diferenciales anteriores, es decir, una vez que consigamos eliminar en las mismas aquellos términos que incluyan las derivadas temporales. De esta manera podremos expresar la posición, por ejemplo, como función del tiempo:

$$x(t) = f(t) \tag{5.6}$$

En el ejemplo anterior, la trayectoria $f_1(t)$ de la carga eléctrica en presencia de un campo magnético será diferente de la trayectoria $f_2(t)$ que seguirá la misma carga bajo un campo eléctrico.

Las ecuaciones dinámicas integradas, algebraicas, nos permiten manejar el tiempo directamente como variable y no solamente a través de su efecto sobre la tasa de cambio de las magnitudes de interés, como en el caso de las ecuaciones diferenciales.

Ambas expresiones deben contener la misma información para que sean intercambiables: unas resultan más cómodas para describir la física del problema que tratamos de resolver mientras que las otras nos permiten visualizar más fácilmente las trayectorias de los sistemas estudiados. Pero esencialmente se trata de dos maneras equivalentes de decir lo mismo. Dicha equivalencia se traduce en que si derivamos con respecto al tiempo la solución integrada obtenida a partir de la ecuación diferencial (es decir, deshacemos la integración), recuperaremos de nuevo la ecuación diferencial original.

Sin embargo existe una cierta asimetría entre los procesos de integración y diferenciación. El paso de una expresión diferencial a otra algebraica mediante la integración introduce términos adicionales, antes ausentes en las expresiones. Dichos términos no son arbitrarios sino que deben escogerse de manera que el camino inverso, es decir, la diferenciación de la expresión integrada, resulte en la expresión diferencial original y, por tanto, desaparezcan. Estas características funcionales de los términos entrantes y salientes implican que dichos términos deben ser independientes de la variable con respecto a la que derivamos e integramos, el tiempo. Es decir, son constantes. Dichas constantes de integración son los grados de libertad que nos permiten fijar las condiciones iniciales de nuestro problema. La integración de la ecuación 5.4, por ejemplo, nos permitirá fijar una posición inicial de nuestra partícula (que no necesariamente coincidirá con el origen de coordenadas que utilicemos), mientras que la integración de la ecuación 5.5 nos permitirá fijar la velocidad inicial con la que se desplazaba la partícula antes de sufrir el efecto del campo eléctrico o magnético.

La dinámica de los sistemas, de acuerdo con la *segunda ley de* NEWTON, relaciona las fuerzas que gobiernan su evolución con su aceleración.

5.1.3 El péndulo simple

Figura 5.2: Péndulo simple

Imaginemos una representación sencilla del péndulo de un reloj de pared como el de la Figura 5.2, consistente en una barra rígida fijada en el punto superior de la misma y una pesa (disco verde de la figura) en el extremo libre inferior. En física este sistema se denomina *péndulo simple*.

Para visualizar el movimiento del péndulo imaginamos una cámara fotográfica con la que registraríamos la posición de la pesa en distintos instantes de tiempo, como se ilustra en la simulación numérica de la Figura 5.3, entre el instante inicial (t=0) y 4,25 segundos más tarde (t=4,25). La estela de cada fotograma brinda efecto de animación a la simulación.

El péndulo simple arranca colocando el disco en alguna posición separada de la vertical y soltándola sin aplicarle impulso. El disco caerá hacia el centro, y remontará vuelo hacia el otro lado, como péndulo que es. Oscilará de este modo entre uno y otro lado. Un péndulo real siempre está amortiguado, por estar rodeado de aire y por tanto sujeto a fricción (*disipación de energía*), de modo que irá perdiendo en cada oscilación un poco de amplitud hasta que por fin, después de muchas oscilaciones cada vez más pequeñas, se parará en el centro. En el péndulo simple simulado se ha eliminado esta característica de la fricción y podría estar oscilando eternamente.

¿Por qué un sistema como el péndulo simple evoluciona con el tiempo? La respuesta es que la fuerza de atracción gravitatoria terrestre imprime una aceleración a la masa que hará que ésta se desplace. Lo anterior quiere decir que para averiguar la trayectoria seguida por la masa del péndulo deberemos resolver una ecuación diferencial como la ecuación 5.5 en la página anterior, que incluye la aceleración, en cuya solución aparecerán dos constantes de integración, tantas como las veces que tengamos que derivar la expresión algebraica integrada para recuperar la ecuación diferencial original. Las constantes de integración de la ecuación 5.5 en la página anterior corresponden, como se dijo antes, a las condiciones iniciales que describen la posición y la velocidad de la partícula en el instante en el que empezamos a estudiar su comportamiento.

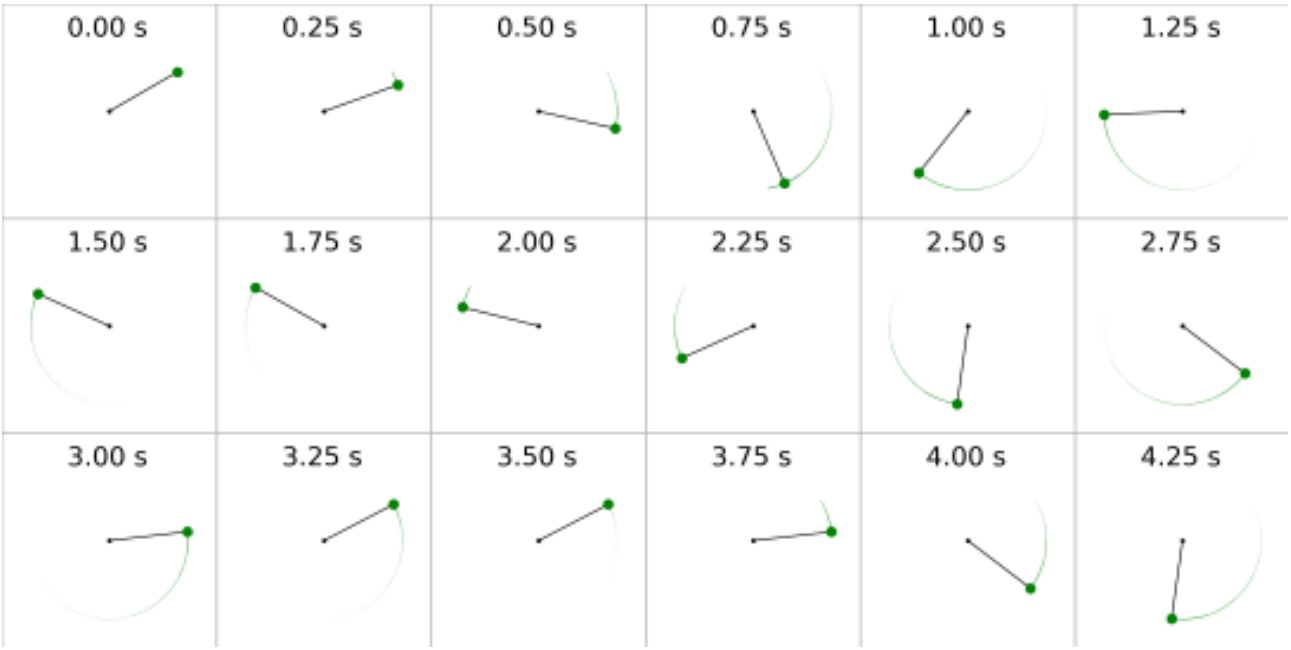


Figura 5.3: Simulación numérica del movimiento de un péndulo simple

5.1.4 Diagrama de fases

Una manera práctica de describir la evolución de un sistema como el péndulo simple consiste en hacer un mapa con los valores de los parámetros involucrados en la evolución del sistema. ¿Qué valores de posición y velocidad puede tomar la masa de un péndulo simple en acción? Evidentemente no cualesquiera, sino únicamente aquellos que sean compatibles con su dinámica. Ese mapa de valores posibles de los parámetros del sistema se conoce como *diagrama de fases*. En el caso del péndulo simple, el diagrama de fases representa parejas de valores de posición y velocidad de la masa del péndulo en cada instante de tiempo. De esta forma, cada punto en el diagrama corresponde a la fotografía del sistema en un cierto instante de tiempo, caracterizado por que la masa del péndulo se encuentra en una determinada posición viajando a una cierta velocidad. La siguiente figura representa el diagrama de fases de un péndulo simple (ver Figura 5.4) con una familia de trayectorias posibles. La elección de una curva particular de la familia de curvas posibles viene impuesta por las condiciones iniciales del problema. Por ejemplo, si desplazamos la masa del péndulo una distancia x_1 y la liberamos en el instante $t = 0$, de manera que $v = 0$, el punto indicado en el diagrama con coordenadas $(x_1, 0)$ será el fotograma de nuestro sistema en el instante inicial.

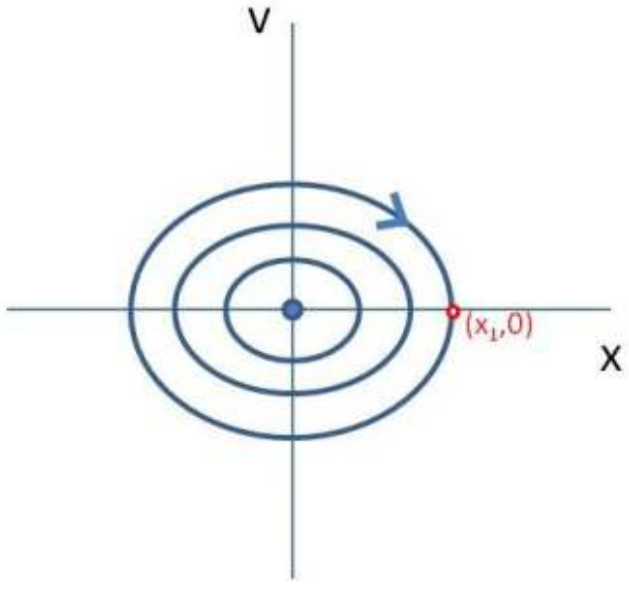


Figura 5.4: Diagrama de fases de un péndulo simple

La evolución del sistema estará determinada a partir de ese instante por los puntos comprendidos en la curva correspondiente. Si, por ejemplo, asignamos valores positivos de velocidad cuando la masa se desplaza de izquierda a derecha y negativos cuando lo hace de derecha a izquierda, tendremos además definido el sentido de la trayectoria de nuestro sistema en el espacio de fases. Podemos predecir también qué ocurriría con nuestro sistema si desplazáramos la masa del péndulo un poco más allá de x_1 en el instante inicial: la nueva trayectoria elíptica será entonces un poco más amplia, de manera que el valor máximo de la velocidad que alcanza la masa en su movimiento pendular al pasar por el punto de equilibrio $(x = 0)$ será algo mayor también. Si el incremento en la posición original es arbitrariamente pequeño, también lo será el incremento correspondiente de velocidad máxima y las trayectorias correspondientes estarán arbitrariamente cerca la una de la otra. Decimos pues que se trata de un sistema determinista.

Los diagramas de fases permiten identificar rápidamente propiedades importantes de la evolución de los sistemas dinámicos. Por ejemplo, si las trayectorias son cerradas nuestro sistema describirá un movimiento periódico, es decir, parejas de valores de posición y velocidad se repetirán periódicamente con el paso del tiempo. Si, por el contrario, las trayectorias en el diagrama de fases son abiertas, el movimiento del sistema será aperiódico. Existen situaciones en las que las trayectorias tienden a converger en un punto del diagrama de fases al que, en un lapso de tiempo suficientemente largo, el sistema terminará aproximándose arbitrariamente cerca. Estos puntos particulares se conocen como *atractores* y se asocian a situaciones de equilibrio al que determinados sistemas evolucionan de manera natural. Por ejemplo, el movimiento de un péndulo amortiguado termina por detenerse en su posición de equilibrio. En este caso, las trayectorias del espacio de fases son espirales que convergen hacia el origen $(0,0)$, el *atractor* de este sistema. El equilibrio termodinámico al que convergen los sistemas estudiados por la termodinámica puede considerarse también un atractor del espacio de fases de los parámetros termodinámicos correspondientes de dichos sistemas.

Existen igualmente sistemas inestables, caracterizados por la divergencia de sus trayectorias en sus diagramas de fases. La evolución temporal de la trayectoria asociada a un atractor, considerando que el tiempo avanza hacia el pasado en lugar de hacerlo hacia el futuro, describe un ejemplo de esta situación, en la que a partir de un punto del diagrama de fases la evolución temporal «rebobinada» nos distanciaría arbitrariamente lejos de esas condiciones iniciales. Generalizando

esta última idea, existe una fuerte conexión entre las simetrías de un sistema y la conservación de ciertas cantidades importantes en física, e.g. la cantidad de movimiento, el momento angular o la energía. La matemática EMMY NÖETHER demostró esta conexión formulando el que probablemente sea el teorema más profundo de la física matemática: el teorema de NÖETHER.

Teorema de NÖETHER. Toda simetría diferenciable, en términos de la acción, en un sistema dinámico tiene una ley de conservación correspondiente [360, 456]. La acción es una integral en el tiempo de una función lagrangiana y permite determinar el comportamiento del sistema por el principio de mínima acción. En particular, si el sistema es invariante bajo traslaciones se conserva la cantidad de movimiento. Si lo es bajo rotaciones, se conserva el momento angular. Y si no varía en el tiempo, se conserva la energía.

Finalmente, el teorema de LIOUVILLE es un resultado de la mecánica *hamiltoniana*, una variedad avanzada de la mecánica *newtoniana*, sobre la evolución temporal de un sistema mecánico a través de su diagrama de fases. Supone también una pieza clave para la teoría del caos.

Teorema de LIOUVILLE. Un conjunto de partículas con condiciones iniciales cercanas puede representarse por la región conexa que ocupa en el llamado *espacio de fases*, espacio de estados posibles de un sistema [49]. El teorema establece que dicha región mantendrá invariante su volumen a pesar de que se estirará y se encogerá a medida que cada partícula evolucione.

Los diagramas de fases revelan propiedades importantes de los sistemas dinámicos, como su estabilidad o inestabilidad o bien su periodicidad o aperiodicidad. La Figura 5.5 muestra un resumen de posibles trayectorias en el diagrama de fases de algunos sistemas dinámicos, caracterizados por su posición y velocidad o, más generalmente, descritas por coordenadas y momentos generalizados, q y p. Se pueden observar trayectorias cerradas, asociadas a movimientos periódicos; abiertas, correspondientes a movimientos no periódicos; estables, permaneciendo sus trayectorias en regiones limitadas del diagrama de fases; o inestables, en cuya evolución el sistema ocupará regiones del diagrama arbitrariamente distantes de su posición inicial. El concepto de diagrama de fases se puede generalizar a otro tipo de sistemas caracterizados por parámetros distintos a la posición y la velocidad. Podemos aplicarlo a sistemas termodinámicos, caracterizados por su temperatura y presión, o bien definir combinaciones de parámetros de distinto tipo, dinámicos y termodinámicos, por ejemplo, para estudiar sistemas más complejos, como es el caso de la atmósfera.

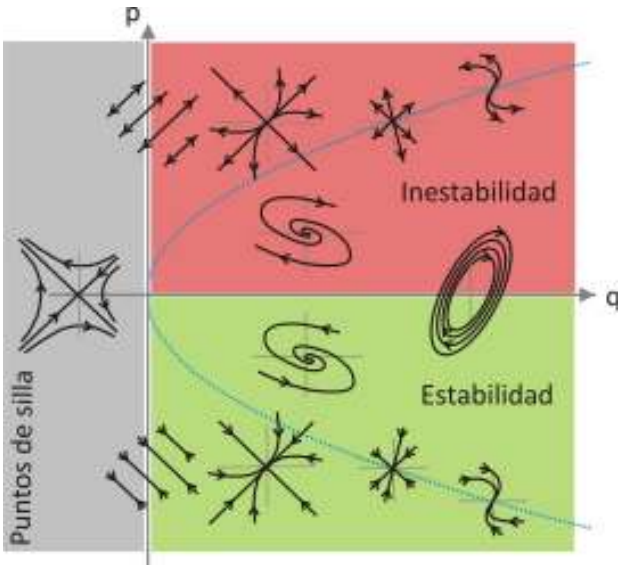


Figura 5.5: Posibles trayectorias en el diagrama de fases de algunos sistemas dinámicos (inspirada en Simmons [568]).

5.1.5 Sistemas dinámicos lineales, no lineales y caóticos

En los sistemas lineales, pequeñas diferencias en las condiciones iniciales conducen a diferencias también pequeñas en el estado final después de la evolución. Sin embargo, en los sistemas no lineales, pequeñas diferencias en las condiciones iniciales pueden conducir a grandes diferencias en el estado final después de la evolución, como puede verse en los ejemplos de este capítulo. Este último fenómeno, ilustrado en la Figura 5.6 en la página siguiente, es absolutamente crucial para la predicción del futuro del sistema y se llama *sensibilidad a las condiciones iniciales*. La diferencia entre dos estados iniciales del sistema, a menudo llamada *incertidumbre* o *error* por estar asociada a la máxima precisión con la que podemos identificar dichos estados de manera diferenciada, se mantiene en los sistemas lineales cuando estos evolucionan en el tiempo. En los sistemas no lineales, la incertidumbre

puede crecer con el tiempo, aunque también podría permanecer constante o reducirse.

Sistemas dinámicos lineales, no lineales y caóticos. Siguiendo la notación de las ecuaciones anteriores, cuando f es una función lineal de x, es decir, si se cumple que:

$$f(\alpha x+\beta y)=\alpha f(x)+\beta f(y), \qquad \alpha,\beta\in\mathbb{R} \quad (5.7)$$

entonces el sistema dinámico descrito por f se dice que es *lineal*. De lo contrario, se dice que es *no lineal*. Cuando el sistema dinámico es lineal, se cumple el *principio de superposición* para las soluciones, se pueden separar las distintas variables aplicando la ecuación 5.7 y, sobre todo, tiene *solución analítica*, es decir, una expresión explícita de x en función del tiempo $x(t)$. Por el contrario, cuando el sistema es no lineal no existe tal solución analítica. Si, además de no ser lineal, el sistema muestra una propiedad llamada *mezclado topológico* (que veremos más adelante), entonces el sistema es *caótico*.

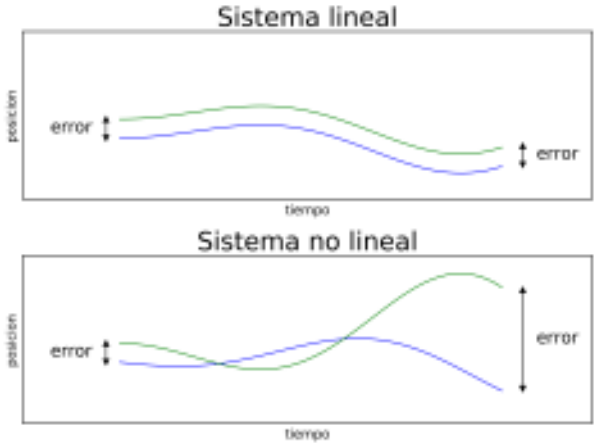


Figura 5.6: Comportamiento frente a variaciones en las condiciones iniciales en un sistema lineal y en otro no lineal.

5.1.6 Linealización

En la historia de las ciencias con soporte matemático se ha resuelto una enorme variedad de problemas mediante la técnica de aproximación denominada *linealización*: si el sistema dinámico que representa matemáticamente nuestro problema no tiene solución analítica porque no es lineal, podemos encontrar a menudo un *conjunto de estados* (unas circunstancias concretas) en los que el sistema puede considerarse aproximadamente lineal; se simplifican las ecuaciones correspondientes, linealizándolas, de modo que puedan tener solución analítica.

Linealización de sistemas dinámicos. Un sistema dinámico general con vector de estado x, es decir, conjunto de valores que adquieren las variables en un mismo instante, lo representamos [282] con la ecuación:

$$\dot{\mathbf{x}}=\mathbf{f}(x) \quad (5.8)$$

donde estamos usando la notación de Newton para la derivada temporal:

$$\dot{\mathbf{x}}=\frac{d\mathbf{x}}{dt} \quad (5.9)$$

Ahora, con ciertas condiciones, e.g. un rango de valores pequeños para x, denotado $|x|\ll$, puede suponerse que la función $\mathbf{f}$ es aproximadamente lineal, i.e. $\mathbf{f}(\mathbf{x})\sim\mathbf{A}\mathbf{x}$, donde $\mathbf{A}$ es un operador lineal, representado mediante una matriz con coeficientes constantes. En ese caso el sistema tiene siempre solución analítica:

$$\dot{\mathbf{x}}=\mathbf{A}\mathbf{x} \quad (5.10)$$

Oscilador armónico. Se trata de un sistema dinámico muy utilizado, con forma general:

$$\ddot{\mathbf{x}}=\Omega\mathbf{x} \quad (5.11)$$

donde Ω es una matriz que contiene las frecuencias del sistema. En el caso unidimensional (1D) queda reducido a:

$$\ddot{x}=-\omega^2 x \quad (5.12)$$

que se ajusta a la ecuación general 5.8 cambiando de variable:

$$\begin{aligned}\dot{x}&=y\\ \ddot{x}=\dot{y}&=-\omega^2 x\end{aligned} \quad (5.13)$$

A su vez, en forma matricial:

$$\begin{pmatrix}\dot{x}\\ \dot{y}\end{pmatrix}=\begin{pmatrix}0 & 1\\ -\omega^2 & 0\end{pmatrix}\begin{pmatrix}x\\ y\end{pmatrix} \quad (5.14)$$

cuya solución nos da la amplitud de oscilación x en función del tiempo t.

$$\ddot{x}+\omega^2 x=0 \quad \Rightarrow \quad x=x_0\cos(\omega t+\phi) \quad (5.15)$$

El *oscilador armónico* es un sistema dinámico de gran importancia porque a él se ajustan aproximadamente muchas pautas en la naturaleza y podemos estudiarlo con una ecuación diferencial prototipo, lineal, sencilla y con solución analítica. Por ejemplo, el péndulo

simple puede describirse con estas ecuaciones.

Grandes teorías y técnicas de considerable éxito contienen ecuaciones linealizadas en física, química, economía, biología, ingeniería, etc. Por ejemplo, en el caso del oscilador armónico o del péndulo simple, se asume a menudo que las amplitudes de las oscilaciones son pequeñas, lo que permite linealizar el problema. Ocurre lo mismo en *electromagnetismo*, *magnetohidrodinámica*, dinámica de fluidos en regímenes *laminares*, soluciones particulares de la *relatividad*, *cosmología*, etc.

5.2 Sensibilidad a las condiciones iniciales

Como decíamos anteriormente, en los sistemas dinámicos no lineales pequeñas diferencias en las condiciones iniciales pueden conducir a grandes diferencias en el estado final después de la evolución del sistema. Este último fenómeno crucial se denomina *sensibilidad a las condiciones iniciales*. Para ilustrarlo convenientemente, tomemos para empezar un ejemplo muy sencillo de sistema dinámico no lineal: el *péndulo doble*.

5.2.1 El péndulo doble

Figura 5.7: Péndulo doble

Podemos construir un péndulo doble a partir del péndulo simple de la sección anterior añadiendo a la primera masa (disco rojo de la Figura 5.7) una segunda barra con su masa correspondiente en el extremo libre (disco verde). El péndulo simple y el péndulo doble son sistemas dinámicos aparentemente inocentes por su sencillez, pero en su evolución está escondida la clave de la *impredecibilidad* básica en la Naturaleza: la sensibilidad a las condiciones iniciales.

La Figura 5.8 muestra el movimiento de un péndulo doble mediante una simulación, de la que mostramos la posición del péndulo cada cuarto de segundo.

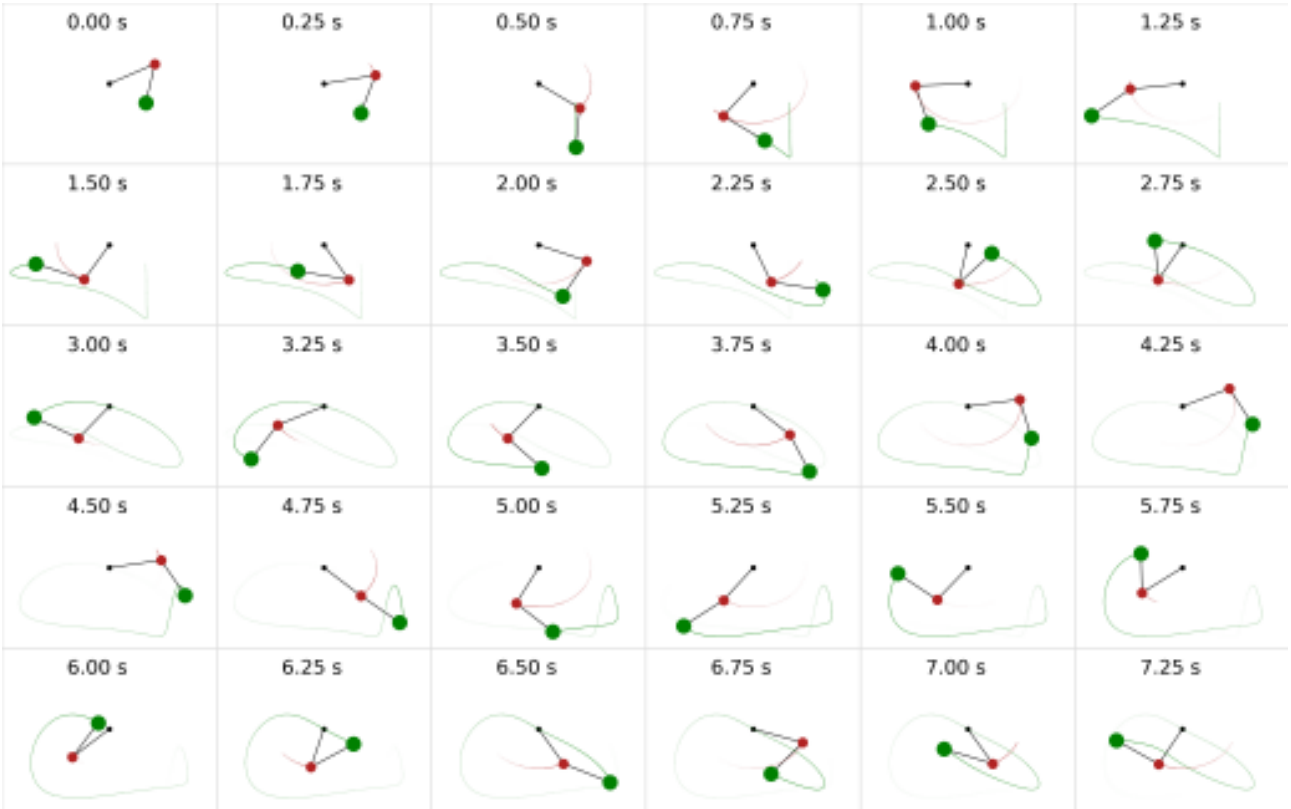


Figura 5.8: Simulación del movimiento de un péndulo doble

El disco rojo está colgado de la pared mediante una varilla negra, como si la varilla fuera la manecilla de un reloj. A su vez, el disco verde está colgado del rojo por otra varilla negra, como una manecilla de reloj enganchada a la primera manecilla. Podemos imaginar que en 0,00 segundos un amigo invisible está levantando el disco verde hasta esa posición y lo suelta. Los discos y manecillas van cayendo, en 0,50 s el verde está en una posición inferior, en 0,75 s el rojo lo ha adelantado, remontando hacia la parte izquierda. En 1,00 s el rojo alcanza la parte superior de nuevo, mientras que el verde no llega, como puede verse en 1,25 s. En 2,50 s y 2,75 s podemos ver al disco verde dar la vuelta por arriba, cosa que no ocurría en el pendulo simple. Esta película en formato cómic nos permite imaginar el movimiento de este péndulo doble.

Nos interesa entender la sensibilidad a las condiciones iniciales. Imaginemos ahora dos péndulos dobles, uno al lado del otro. Imaginemos también que vamos a hacerlos moverse, colocando el disco inferior de cada uno de ellos en una posición algo más elevada que en el caso anterior, soltándolos y observando lo que sucede (Figura 5.10 en la página siguiente). En esta figura se han dibujado los péndulos dobles con tonos de color distintos, para poder distinguir mejor a cada péndulo doble y las viñetas se siguen en vertical.

Si las *condiciones iniciales*, es decir, las posiciones de los discos inferiores en el instante inicial son idénticas entonces su evolución también lo será. Pero, ¿cómo sabemos si son realmente idénticas en la práctica? En una *simulación por ordenador* lo sabemos, pero en una *construcción real* hay una *imposibilidad práctica* de asegurar que las dos condiciones iniciales son realmente idénticas. Si aceptamos el hecho de que no conocemos las condiciones iniciales a la perfección, debemos admitir la posibilidad de introducir un *ligerísimo error* o *incertidumbre*. Para investigar el impacto de ese ligerísimo error podemos preparar una simulación con dos péndulos dobles que tengan condiciones iniciales casi, pero no del todo, iguales. Esa simulación la podemos observar en la Figura 5.10 en la página siguiente. Se muestra la posición de los péndulos cada cuarto de segundo. El cómic hay que seguirlo en vertical y en cuatro columnas, para facilitar la visualización. Los péndulos comienzan con movimientos iguales, por ejemplo en 0,75 segundos con posiciones parecidas, pero a partir de 6,00 s hay diferencias sospechosas, en 7,50 s vemos diferencias rotundas, en 10,00 s va cada uno por su cuenta, pareciendo increíble que empezaran a la par. Esta sensibilidad a las condiciones iniciales es una de las claves para entender la impredecibilidad del futuro.

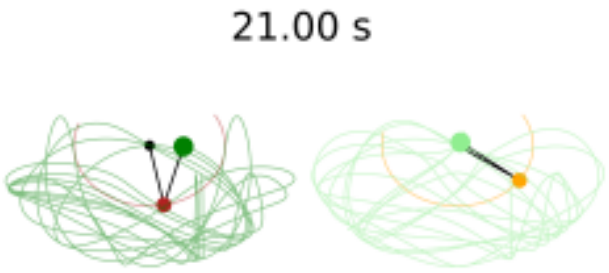


Figura 5.9: Simulación del movimiento de dos péndulos dobles con condiciones iniciales "casi idénticas", con estela de su historial completo en 21 segundos

Para completar el cuadro, la Figura 5.9 ilustra el movimiento de estos dos péndulos dobles dejando una estela prolongada que recoge toda la historia de su trayectoria en 21 segundos de simulación. Aquí vemos claramente que las estelas son bien diferentes, a pesar de haber partido con condiciones iniciales casi ideńticas. Puede llamar la atención la trayectoria del disco rojo, que tiene, naturalmente, menos libertad que el verde.

5.2.2 Problema de los tres cuerpos

Este problema de física clásica consiste en encontrar el movimiento en el espacio de tres cuerpos con masas diferentes sometidos a mutua atracción gravitatoria, como por ejemplo el sistema Luna, Tierra y Sol.

El enunciado del problema se sitúa en 1867, por el mismo ISAAC NEWTON en sus *Principia Mathematica* [454]. Dos siglos más tarde, HENRI POINCARÉ demostró que este problema no tiene una solución en forma de expresiones algebraicas e integrales [502]. Las soluciones, en general y salvo conocidas excepciones, son órbitas que, a diferencia del problema de dos cuerpos, no se repiten nunca o no son cerradas. El trabajo de POINCARÉ es uno de los primeros precedentes claros de la *teoría del caos* [150].

El *problema de los tres cuerpos* tiene versiones simplificadas, que, sin perder la característica principal de sistema dinámico caótico, pueden ser analizadas mejor.

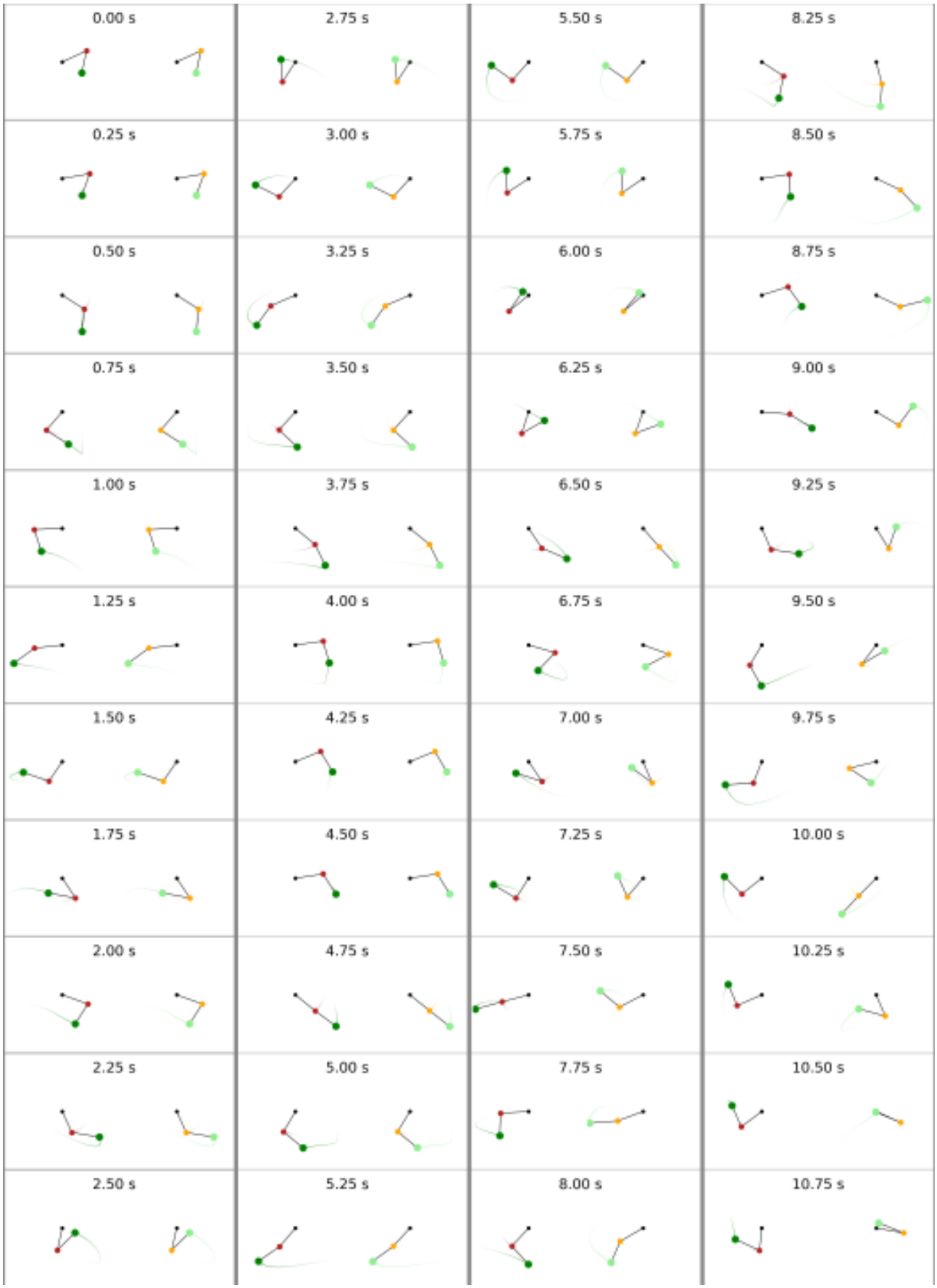


Figura 5.10: Simulación del movimiento de dos péndulos dobles con condiciones iniciales muy parecidas

POINCARÉ estudió el problema de tres cuerpos con las siguientes simplificaciones: supuso que una de las tres masas es insignificante frente a las otras dos, el movimiento de las tres masas ocurre en un plano y, por último, el movimiento de las dos masas principales es circular con velocidad angular constante. Para visualizarlo, podríamos pensar en el movimiento de una nave espacial atrapada en el campo gravitatorio de la Tierra y la Luna. En su movimiento, la nave espacial pasaría cerca de la Tierra en algunos momentos y de la Luna en otros en una órbita, en general, no cerrada y caótica. En la búsqueda de las soluciones de este problema, POINCARÉ llegó muy cerca a varios puntos centrales de la teoría del caos, como son las *órbitas no periódicas acotadas* y las *estructuras fractales* (ver Tabla 5.2 en la página 71)

5.2.3 El sistema de Lorenz

El meteorólogo estadounidense EDWARD N. LORENZ investigaba en 1963 los límites en la predicción meteorológica. Diseñó experimentos muy interesantes para tal fin e ideó un sistema dinámico sencillo para profundizar en sus ideas. Buscaba una relación entre la predecibilidad de las condiciones atmosféricas y la física y las matemáticas que nos ayudan a entenderlas. LORENZ ideó un sistema dinámico no lineal, algo más complicado que los ejemplos del péndulo doble o el problema de los tres cuerpos, pero todavía con la aparente sencillez de los anteriores cuando lo comparamos con los sistemas reales como la atmósfera. El de LORENZ es un sistema que describe la *convección* en un sistema cerrado como podría ser una olla o, para ser más precisos, la evolución de las corrientes de agua dentro de la olla, en la que aparecen pequeñas burbujas de aire por el calentamiento. Dichos fenómenos de convección son parte fundamental de los fenómenos atmosféricos, en los que parámetros como la temperatura, diferencias de presión o de densidad juegan un papel determinante. Considerando la atmósfera como un sistema cerrado, limitado por el espacio y por la superficie terrestre, y con una interpretación distinta de las magnitudes de las variables del modelo, el sistema de LORENZ proporciona información muy valiosa sobre la dinámica atmosférica. Matemáticamente el modelo es un sistema dinámico con tres *variables*, es decir, tridimensional en el espacio de fases, aunque esas variables no sean espaciales. Es un sistema dinámico y es no lineal, por tanto no tiene solución analítica: no podemos saber el valor de esas variables en función del *tiempo* a partir de una única expresión cerrada sino únicamente mediante cálculos numéricos particulares para cada instante dado. Al igual que hicimos con el péndulo doble, podemos realizar una simulación de ordenador para esos cálculos numéricos.

¿Cómo es esta simulación? Tomamos las ecuaciones de evolución de las variables (ver caja siguiente) y las preparamos en un programa, algo asequible a cualquier persona aficionada a la simulación con un ordenador corriente, no hace falta un superordenador. El ordenador tampoco puede proporcionarnos la solución exacta, pero nos puede ayudar, calculando mucho más rápido que nosotros. A partir de las ecuaciones y el estado inicial de las variables, que llamamos condiciones iniciales, el ordenador calculará el primer paso: aumentando el tiempo, puede calcular los valores nuevos de las variables en ese primer paso. Esos nuevos valores los guarda para repetir la operación en un segundo paso. Nos dará valores aproximados de las variables en ese segundo paso, basándose en los valores obtenidos en el primer paso. Y así sucesivamente, paso a paso, en un proceso llamado *iterativo*, iremos obteniendo los valores de las variables, es decir, lo que llamamos evolución del sistema. Finalmente, en un gráfico dibujamos, con ayuda del ordenador, esos valores progresivos del estado del sistema. El resultado lo tenemos en la Figura 5.11 en la página siguiente, parte izquierda.

La evolución del sistema describe una figura curiosa. Parece que algunas zonas tienen preferencia sobre otras, las líneas se agrupan en torno a esas zonas favoritas, aunque también hay líneas solitarias. Y las líneas, solitarias o no, no se cortan nunca. La región del espacio de fases hacia donde el sistema tiende nos permite identificar el atractor del sistema. Este en particular es el atractor de LORENZ. Dado que recuerda las alas de una mariposa, LORENZ acuñó el término *efecto mariposa*, para denotar la sensibilidad a las condiciones iniciales en el atmósfera. Esta evolución temporal del sistema en una región del espacio de fases puede solaparse en un momento dado con la de otra región, propiedad que se denomina *mezcla topológica* y permite distinguir a los sistemas *caóticos* de los *puramente inestables*. De modo que *los sistemas caóticos son un caso particular de los sistemas no lineales*. La Figura 5.11 en la página siguiente, parte derecha, muestra mediante dos ampliaciones sucesivas de una región del atractor de LORENZ que, de todos modos, las trayectorias no se cortan si se amplía lo suficiente la escala de la figura.

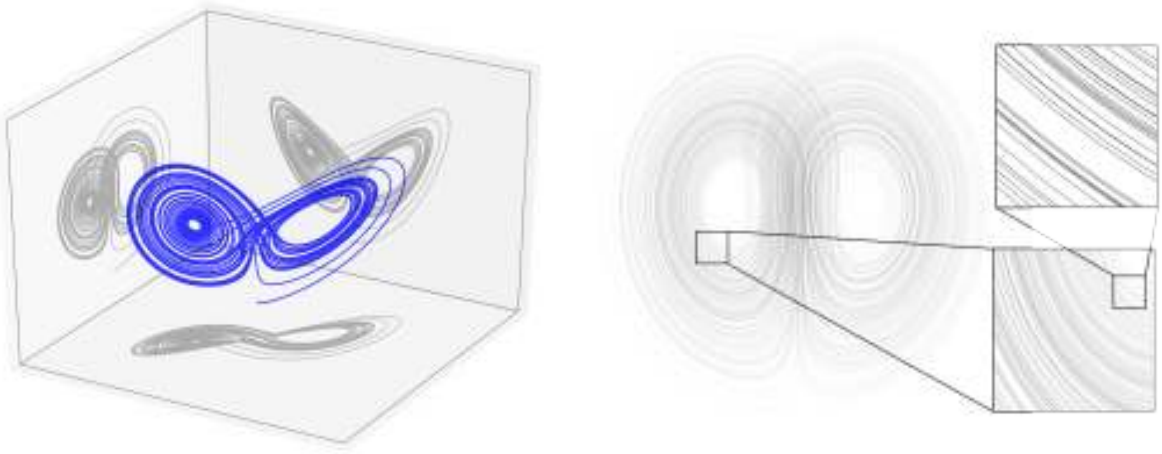


Figura 5.11: Izquierda: representación tridimensional del sistema de LORENZ (1963). *derecha: dos ampliaciones sucesivas de una región del atractor de* LORENZ.

El sistema dinámico de LORENZ (1963). El sistema dinámico de LORENZ es un modelo simplificado de convección que describe el flujo caótico emergente de ecuaciones hidrodinámicas no lineales [49]. Tiene sólo tres dimensiones o grados de libertad, pero muestra muchas propiedades de otros sistemas caóticos más complejos que representan el comportamiento de la atmósfera. El sistema es *forzado* y *disipativo*, en contraste con los sistemas *hamiltonianos* que conservan la energía; es no lineal, puesto que las ecuaciones contienen productos cruzados de variables dependientes y es autónomo al ser los coeficientes independientes del tiempo.

$$\begin{cases} \dot{x} &= \sigma(y-x) \\ \dot{y} &= rx-y-xz \\ \dot{z} &= xy-bz \end{cases} \tag{5.16}$$

Todas las variables son adimensionales, siendo $x(t)$ proporcional a la amplitud del movimiento de convección, $y(t)$ proporcional al gradiente térmico entre las corrientes ascendente y descendente, y $z(t)$ a la distorsión de la linealidad del perfil vertical de temperatura. Dadas unas condiciones iniciales en $t=0$, (x_0, y_0, z_0) existe una única solución $(x(t), y(t), z(t))$, es decir, el sistema es teóricamente determinista. Los parámetros σ, r y b son constantes del sistema y diferentes valores dan lugar a diferentes familias de soluciones. σ es el *número de* PRANDTL (viscosidad/conductividad térmica), r es el *número de* RAYLEIGH (diferencia de temperatura entre base y tope) y b es la razón entre la longitud y la altura del sistema. LORENZ eligió los valores $\sigma = 10$, $r = 28$ y $b = 8/3$ que conforman un sistema no lineal y, además, caótico. Por un lado, no lineal por ser sensible a pequeños cambios en las condiciones iniciales.

Por otro lado, caótico por ostentar *mezclado topológico,* propiedad que tiene que ver con lo parecidas que podrán llegar a ser dos condiciones meteorológicas inicialmente diferentes en la evolución del sistema [382]. Como se ha dicho, la dimensión del espacio de fases es 3, aunque la dimensión del subespacio de soluciones es más pequeña, diferencia relacionada con la divergencia del flujo:

$$\frac{\partial \dot{x}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{y}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{z}}{\partial z} = -(\sigma + r + b) \tag{5.17}$$

De modo que un volumen original V del *espacio de fases* se contraerá en el tiempo:

$$V \rightarrow \quad Ve^{-(\sigma+r+b)t} \tag{5.18}$$

Esta reducción del volumen del espacio de fases no es más que la concentración de estados posibles del sistema, tras un cierto tiempo de evolución, en una región más pequeña que la inicialmente ocupada por los estados, región que, si tiene lo que se llama estructura *fractal,* entonces hablamos de *atractor extraño*. Una solución del sistema de LORENZ tiene una parte inicial transitoria y después converge a un atractor extraño. La parte derecha de la Figura 5.11 muestra una simulación numérica con condiciones iniciales $(x_0 = 0, y_0 = 1, z_0 = 0)$ usando un esquema *euleriano* con paso de tiempo $\triangle t = 0{,}01$. El llamado exponente de LYAPUNOV cuantifica la separación de trayectorias infinitamente próximas; por tanto, da una medida de la sensibilidad a las condiciones iniciales [387]. No puede hallarse analíticamente en general y suele, por tanto, simularse [348].

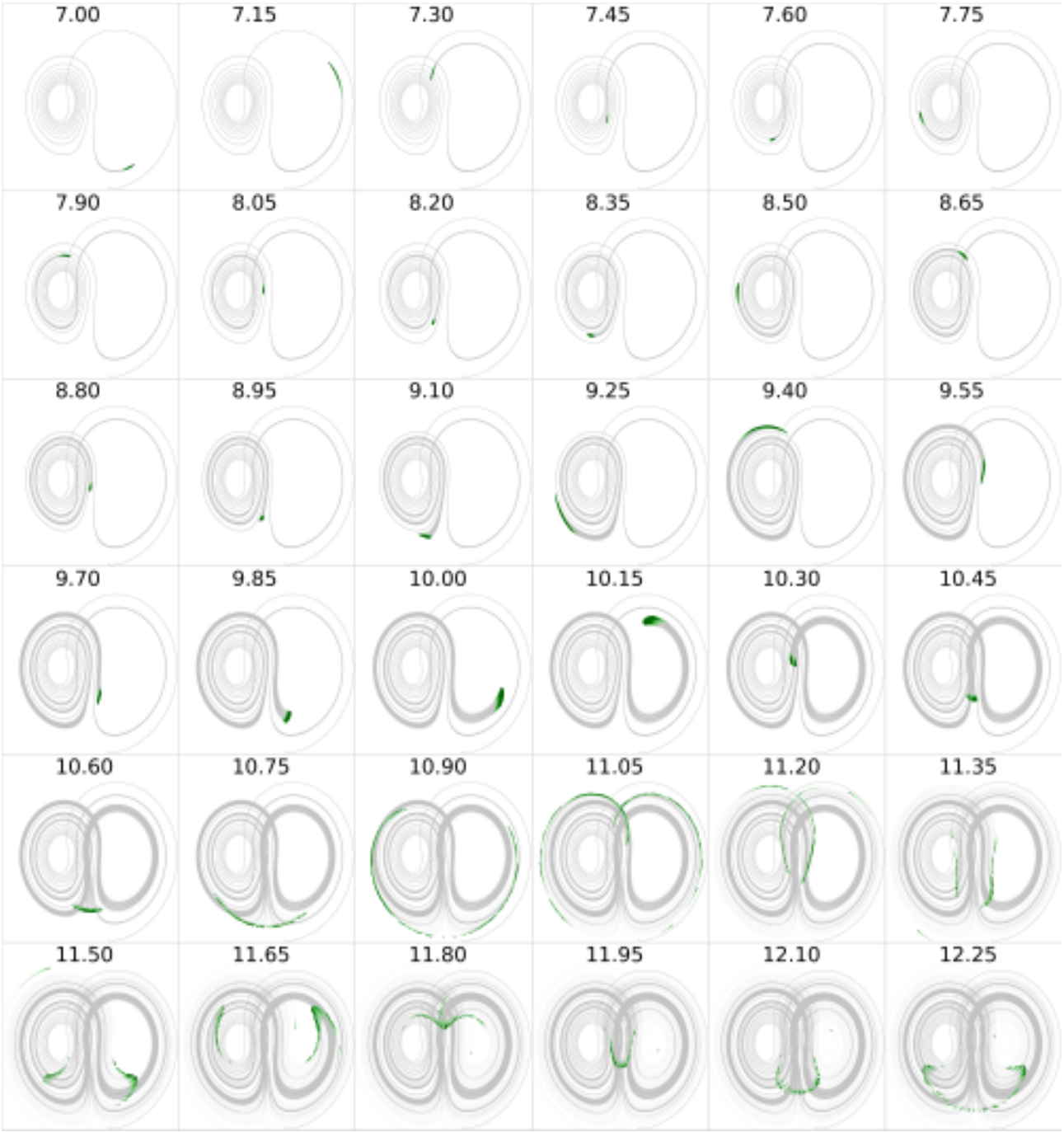


Figura 5.12: Simulación de la evolución en el atractor de LORENZ *de un conjunto de condiciones iniciales ligeramente diferentes entre sí. Los puntos de color verde identifican los estados actuales del sistema en cada instante dado. Las lineas de color gris representan las trazas dejadas por los estados del sistema (ver texto).*

En la Figura 5.12 mostramos una simulación de gran belleza en la que un conjunto de condiciones iniciales próximas evoluciona en el tiempo en el *atractor de* LORENZ. Por simplicidad, se ha omitido una buena parte de la evolución inicial, de modo que sólo mostramos un segmento que comienza a los 7,00 segundos de simulación y llegando hasta 12,25 s. Observamos al principio que el conjunto de estados del sistema, especificado para un conjunto de condiciones iniciales ligeramente diferentes, está estirándose. A partir de 7,45 se entretiene un rato en el ala izquierda del atractor. En 9,55-9,70 s se cambia al ala derecha. Hasta aquí la predecibilidad del sistema es grande, esto es, se observa que la zona verde de estados actuales a partir de condiciones iniciales ligeramente distintas ocupa un región delimitada del espacio de fases, lo que quiere decir que dichos estados, aún siendo distintos, son aún similares. En 10,45-10,60 s hay una bifurcación: el conjunto se descompone en dos, dirigiéndose a partir de entonces cada una de las dos

partes a una rama diferente del atractor. Se puede decir que a partir de ese paso se pierde predecibilidad. En pasos como 11,05 s la probabilidad de encontrar soluciones en una rama o en otra, es decir, con valores notablemente distintos de los parámetros involucrados en la evolución del sistema, es prácticamente la misma. Obsérvese con atención la sensibilidad a las condiciones iniciales. El sistema de LORENZ, aparentemente sencillo, esconde una complejidad fascinante. En esencia, la atmósfera se comporta de un modo similar a este sistema. Por esa razón lo eligió LORENZ para convencer a la comunidad científica de sus importantes descubrimientos.

5.3 Sensibilidad a parámetros del modelo

Además de la sensibilidad a las condiciones iniciales, la dificultad para predecir las condiciones atmosféricas reside también en la llamada *sensibilidad a los parámetros del modelo*. El conjunto de ecuaciones diferenciales no lineales que usamos para describir el comportamiento de la atmósfera no puede resolverse analíticamente y por ello se hacen las simulaciones por ordenador. Estas simulaciones simplifican las ecuaciones mediante lo que se llama *esquemas numéricos*. Estos esquemas no tienen una precisión absoluta y pequeñas variaciones en los mismos pueden conducir a grandes variaciones en sus resultados, lo que se llama a menudo *error del modelo*.

5.3.1 Otra vez el sistema de Lorenz

Sensibilidad a los parámetros del modelo en el sistema de LORENZ. Para comparar el impacto de las dos sensibilidades tratadas hasta ahora, a las condiciones iniciales y a la formulación del modelo, observemos la Figura 5.13. A la izquierda se muestra la evolución del sistema de LORENZ para cada una de sus variables por separado para dos condiciones iniciales muy similares (en azul y en verde). Las soluciones se parecen mucho hasta $t = 25$ s (la azul tapa a la verde) y después crece su diferencia, sobre todo para x e y; después de $t = 30$ s la predecibilidad para los valores de x e y ha quedado notablemente reducida, aunque z es más predecible: la diferencia entre la línea azul y la verde es mucho menor. En general, el plazo de tiempo en el que el sistema es todavía predecible depende del estado inicial. Esta característica se llama *dependencia de la predecibilidad con el flujo*.

Por otro lado, el efecto del error en la formulación del modelo puede verse variando ligeramente los parámetros constantes del mismo σ, r *y* b (LORENZ 1963). En un modelo más complejo y realista de la atmósfera estos cambios corresponderían, por ejemplo, a cambios en las parametrizaciones de la física (sec. 10.5 en la página 145). En la parte derecha de la misma figura vemos de nuevo la evolución del sistema de LORENZ, pero esta vez para dos juegos ligeramente distintos de parámetros σ, r *y* b. La predecibilidad se pierde después de $t = 20$ s para todas las variables del modelo (x, y, z).

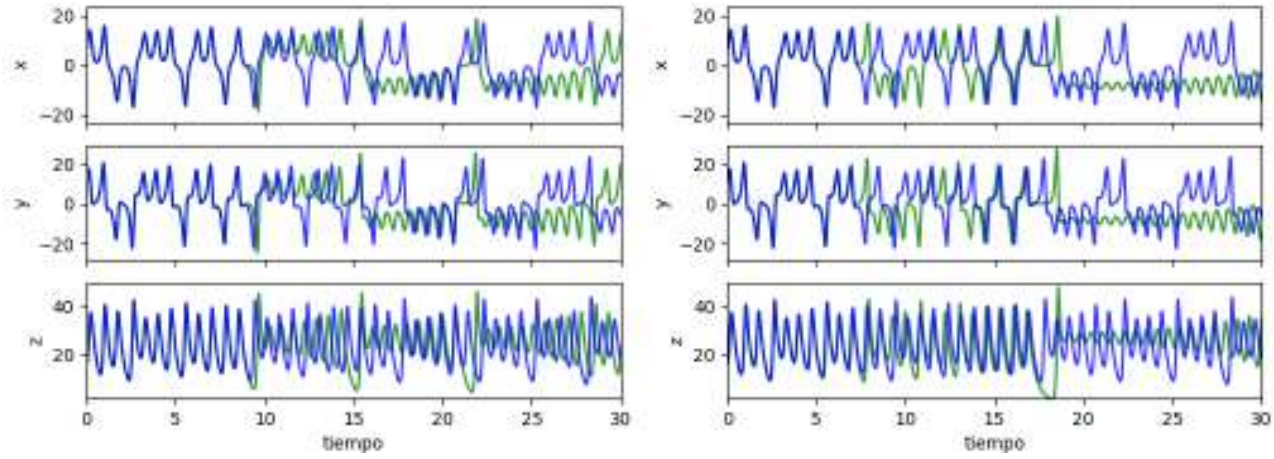


Figura 5.13: Integración numérica del sistema de LORENZ *(1963). Izquierda: para dos condiciones iniciales muy similares pero diferentes, en azul* $(x,y,z)_0 = (6{,}272, 10{,}221, 15{,}904)$*, en verde* $(x,y,z)_0 = (6{,}273, 10{,}221, 15{,}904)$*. Derecha: para dos juegos de parámetros del modelo muy similares pero diferentes, en azul* σ, r, $b = 10, 28, 8/3$ *y en verde* σ, r, $b = 10{,}001, 28{,}001, 8/3 + 0{,}001$.

Con los resultados obtenidos a partir de los estudios del modelo de LORENZ y otros similares que se desarrollaron tras él, se dio un soporte formal por primera vez a la cuestión de los límites en la *predecibilidad* de los fenómenos atmosféricos. Se perfiló un camino a seguir para la comunidad meteorológica. Ese camino nos lleva hasta el momento actual y aún queda mucho por recorrer.

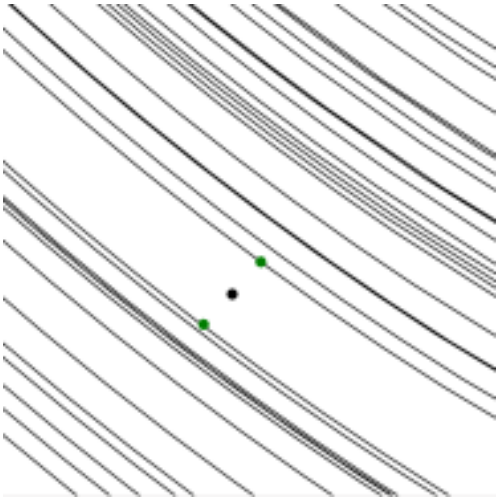


Figura 5.14: Un punto intermedio entre dos puntos físicos del atractor de LORENZ *puede no tener sentido físico (ver también Figura 5.11 en la página 66).*

5.4 El caos

La Tabla 5.1 muestra un esquema comparativo entre las principales características del paradigma clásico y el paradigma del caos. En el paradigma clásico se trabaja principalmente con sistemas dinámicos lineales, mientras que al introducir sistemas dinámicos no lineales, algunos de ellos caóticos, nos movemos al paradigma del caos.

Recordemos que los sistemas no lineales se caracterizan entre otras propiedades por la *sensibilidad a las condiciones iniciales*: pequeñas variaciones en las condiciones iniciales pueden llevar a grandes cambios en la evolución del sistema. Recordemos también que, dentro de los sistemas no lineales, los sistemas propiamente caóticos sufren además de *mezcla topológica* (ver sec. 5.1.5 en la página 60 y 5.2.3 en la página 65), que tiene que ver con lo parecidos que podrán llegar a ser dos estados del sistema que han evolucionado a partir de condiciones iniciales diferentes. Es interesante notar que dos trayectorias pueden llegar a estar arbitrariamente cerca, pero la trayectoria intermedia entre dos trayectorias dadas no tiene necesariamente sentido físico. En la Figura 5.14, donde se rescata una parte de la Figura 5.11 en la página 66, podemos observar una región ampliada del atractor de LORENZ. Los puntos verdes pertenecen a dos trayectorias cercanas pero el punto negro, intermedio entre las dos trayectorias, no tiene sentido físico, no hay ninguna trayectoria en esa región. Como consecuencia no se debe, en general, realizar el promedio entre distintas trayectorias o soluciones. Volveremos sobre este concepto en otros capítulos.

Paradigma clásico	**Paradigma del caos**
Sistemas dinámicos lineales	Sistemas dinámicos no lineales
Ecuaciones diferenciales lineales	Ecuaciones diferenciales no lineales
Sensibilidad acotada a las condiciones iniciales	Sensibilidad a las condiciones iniciales
Solución analítica	No existe solución analítica
El futuro de un sistema dinámico se puede calcular y predecir a partir del conocimiento de su estado anterior	El futuro de un sistema dinámico se puede calcular pero en general es impredecible a partir de un cierto horizonte: predecibilidad limitada en el tiempo
Determinismo	Determinismo formal, pero limitaciones en la predecibilidad
El comportamiento del todo se puede inferir como la suma de los comportamientos de las partes	La suma de las partes introduce comportamientos cualitativamente nuevos, emergen nuevas propiedades
Dualidad conceptual *orden* vs *caos*	Se profundiza y enriquece el concepto de *caos*: no es opuesto al orden, sino un distinto tipo o grado de orden.

Tabla 5.1: Esquema comparativo entre los paradigmas clásico y del caos

Los sistemas caóticos son, pues, sistemas dinámicos no lineales en los que se observa mezclado topológico. Se suele hablar de caos determinista porque estos sistemas son, estrictamente hablando, sistemas deterministas cuyo comportamiento puede, en principio, ser calculado. Sin embargo, son predecibles por un tiempo y después aparentan volverse aleatorios. El tiempo durante el cual un sistema caótico se puede predecir depende de tres factores: la incertidumbre que toleramos en la predicción, la exactitud con la que podemos medir su estado y una escala de tiempo llamada tiempo de LYAPUNOV que depende de la dinámica del sistema. La incertidumbre en la predicción crece exponencialmente con el paso del tiempo, de modo que si doblamos el plazo de predicción la incertidumbre, al menos, se cuadriplica o algo peor. En la práctica esto implica que una predicción útil no puede hacerse para un plazo superior a 2-3 veces el tiempo de Lyapunov del sistema. En esos plazos mayores el sistema aparenta ser aleatorio. Esto es lo que ocurre en la predicción meteorológica, a la que se suele asociar un tiempo de Lyapunov de 2-3 días, a lo sumo una semana, según la situación.

5.5 El efecto mariposa

En una conferencia en 1972 en la Sociedad Americana para el Avance de la Ciencia (American Association for the Advancement of Science, AAAS), el meteorólogo EDWARD N. LORENZ pronunció la célebre frase «*El aleteo de una mariposa en Brasil puede producir un tornado en Texas*». Según parece, LORENZ había empleado anteriormente el símil de una *gaviota provocando una tormenta*, pero la de la mariposa es una frase más llamativa [554]. Aunque desde el punto de vista científico no es precisamente cierta, sí que resume de forma notablemente efectista el efecto de la *sensibilidad a las condiciones iniciales*.

Aunque, desgraciadamente, en la comunidad meteorológica no se pudo prestar demasiada atención al descubrimiento de LORENZ hasta finales de los años 80, éste no fue el primero en llamar la atención sobre el problema de la *predecibilidad atmosférica*. A mediados de los años 1950 NORBERT WIENER ya expresaba su preocupación por este problema [657] y, anteriormente, en 1898 el físico WILLIAM SUDDARDS FRANKLIN escribió [554]:

> La predicción detallada del tiempo meteorológico a largo plazo es por tanto imposible y la única posibilidad es la inferencia de la tendencia principal y carácter de la(s) tormenta(s) a partir de observaciones de su estadio temprano. La exactitud de esta predicción está sujeta a la condición de que el vuelo de un saltamontes en Montana ¡podría trasladar una tormenta de Filadelfia a Nueva York!

Por lo tanto, aunque las ideas de LORENZ tienen precedentes, se asume a menudo que LORENZ acuñó el término *efecto mariposa* para denotar la sensibilidad a las condiciones iniciales en la atmósfera. Como hemos visto, podría haberse llamado *efecto saltamontes* o *efecto gaviota*, pero terminó llamándose *efecto mariposa*. La representación del atractor de LORENZ recuerda las alas de este animal y el efecto mariposa ha llegado a convertirse en un icono cultural popularmente asociado al caos. En este libro utilizaremos este icono como puente entre los sistemas dinámicos no lineales sencillos y la atmósfera como sistema dinámico no lineal complejo, así como como icono gráfico del espacio de fases de la atmósfera en conjunto, tal como veremos en el capítulo 12 en la página 163.

5.6 Conclusiones

Los *sistemas dinámicos* son modelos matemáticos que explican sistemas cuyo estado va cambiando con el tiempo. Los sistemas dinámicos lineales son una aproximación restrictiva de la realidad que, a pesar de su éxito, no puede dar explicación a muchos fenómenos observados en la naturaleza. Para los sistemas no lineales no existen herramientas matemáticas tan poderosas como las desarrolladas para los sistemas lineales, pero sus propiedades pueden explorarse mediante simulaciones que permiten explicar un amplio abanico de procesos físicos fuera del alcance de la aproximación lineal.

Estos *sistemas dinámicos no lineales* son sensibles a las condiciones iniciales, es decir, pequeñas diferencias en las condiciones iniciales pueden conducir a grandes diferencias en la evolución del sistema, lo cual limita en el tiempo su *predecibilidad*. A aquellos sistemas dinámicos no lineales que, además, presentan mezclado topológico en sus diagramas de fases los llamamos *sistemas caóticos*. En particular, la atmósfera es un sistema dinámico fuertemente no lineal

y caótico, con gran sensibilidad a las condiciones iniciales y, por ende, con predecibilidad en un tiempo finito.

El paradigma clásico, con aproximaciones lineales, con todo su rotundo éxito, es una aproximación que ha encontrado sus limitaciones. Tan importante es conocer la aproximación propiamente dicha como sus limitaciones y su rango de aplicabilidad. El universo es, principalmente, caótico y utilizamos a menudo la linealidad como aproximación. Sólo vemos la punta de un iceberg: en la naturaleza hay una enorme complejidad. Todavía nos falta lenguaje matemático, físico y ordinario para abordar esa problemática misteriosa y fascinante aunque, desde POINCARÉ, hacemos camino al andar.

5.7 Anexo: conceptos asociados a sistemas dinámicos no lineales

Aunque no es necesario para seguir este capítulo ni el resto de este libro, a modo ilustrativo y para motivar otras lecturas, introducimos brevemente en la Tabla 5.2 algunos conceptos y propiedades generales ligados a los sistemas dinámicos no lineales.

Sensibilidad a las condiciones iniciales	Pequeñas diferencias en el estado inicial pueden conducir a grandes diferencias en la evolución del sistema.
Atractor	Subconjunto del espacio de fases (estados posibles) hacia el que converge un sistema en su evolución. Los llamados atractores extraños van ligados al caos.
Bifurcaciones	Transición de una fase de equilibrio con un punto fijo (punto hacia el que converge el sistema) a otra con dos o más al variar un parámetro.
Fractal	Objeto geométrico con estructura aparentemente irregular pero que se repite a diferentes escalas, hay ejemplos abundantes en la naturaleza.
Turbulencia	Flujo con baja difusión de momento, alta convección y cambios espacio-temporales rápidos de presión y velocidad. El número de REYNOLDS, proporción entre fuerzas inerciales y viscosas, permite diferenciar el flujo laminar del turbulento.
Dimensión fractal	Generalización de la dimensión ordinaria, puede tener valores no enteros, e.g. entre 2 y 3, mide cómo llena el espacio una estructura.
Cascada de energía	El flujo inestable produce torbellinos cada vez más pequeños, hasta que son difundidos en calor por viscosidad.
Autosemejanza	Propiedad de objetos en los que el todo tiene la misma forma que una o varias de sus partes, e.g. las ramas de helecho.
Realimentación	Una parte de la señal de salida de un sistema se redirige a la entrada del mismo, formando un bucle, que puede contribuir a la estabilidad del sistema.
Auto-organización	Proceso espontáneo con fluctuaciones aleatorias amplificadas por realimentación positiva, resultando en organización distribuida, robusta y estable, e.g. la emergencia de patrones de convección en un fluido.
Caos	Complejidad topológica en el diagrama de fases. El caos se da sólo en algunos sistemas dinámicos no lineales.

Tabla 5.2: Conceptos y propiedades generales ligados a los sistemas dinámicos no lineales. Se incluyen términos técnicos que no se explican en detalle pero pueden motivar para otras lecturas.

Ciencias de la atmósfera

6

MARCOS GÓMEZ MOLINA Y ÁLVARO SUBÍAS DÍAZ-BLANCO
Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> La ciencia es respecto del alma lo que es la luz respecto de los ojos, y si las raíces son amargas, los frutos son muy dulces.
>
> ARISTÓTELES

Ofrecemos en este capítulo una introducción a las ciencias atmosféricas que puede servir como base para entender otros capítulos de este libro. En particular, el capítulo que versa sobre modelos atmosféricos puede ser opaco para el profano pero, con ayuda de esta introducción, puede abordarse su lectura y aumentar el grado de comprensión. Una introducción a las ciencias atmosféricas preparada para profanos es un auténtico reto. Intentar ahorrar en expresiones matemáticas, exprimir materia hasta quedarse en el concepto, equilibrar la completitud con la profundidad, sabiendo lo difícil que resulta todo ello. El abanico de las ciencias atmosféricas se va ampliando progresivamente y, a día de hoy, disciplinas como la química atmosférica resultan de vital importancia. Hemos querido ofrecer un capítulo asequible sin exceder un cierto número de páginas, por lo que hemos decidido quedarnos, si no con lo más esencial, con lo más clásico: la radiación, la termodinámica y la dinámica atmosféricas. Invitamos al lector interesado a acudir a textos especializados para profundizar en estas materias o bien para ampliar ese abanico tan difícil de abarcar.

Palabras clave: ciencias de la atmósfera, termodinámica atmosférica, radiación en la atmósfera, dinámica atmosférica.

Imagen parte superior: "Cascada de nubes". Muro de Föhn desde el Volcán de Tacande, en la isla de La Palma, el 8 de julio de 2011 a las 19:48 horas. Fotografía de FERNANDO BULLÓN.

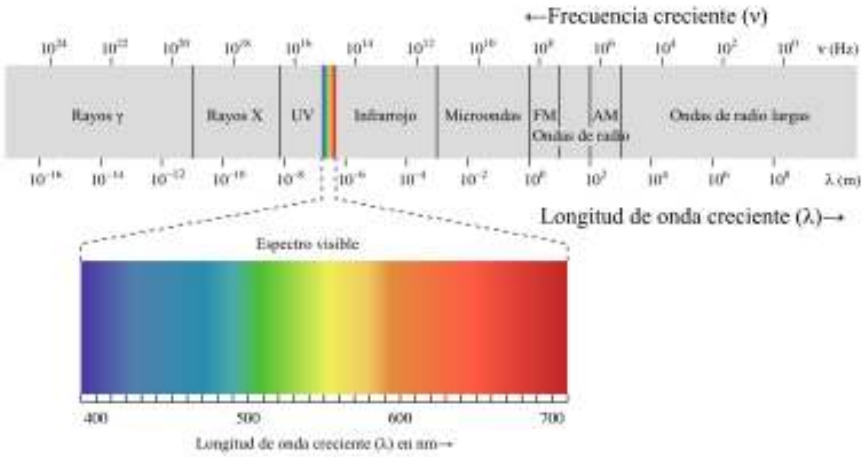


*Figura 6.1: Espectro de radiación de las ondas electromagnéticas (ver texto) (*PHILIP RONAN, *CC-BY-SA https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:EM_spectrum_es.svg).*

6.1 Radiación

La radiación solar es la responsable del movimiento de aire en la atmósfera y por lo tanto de los fenómenos asociados que conocemos habitualmente como *el tiempo*. Por tanto, comprender la interacción entre la radiación y el sistema Tierra-atmósfera es el primer paso para comprender su funcionamiento.

Lo primero que hay que destacar es que la radiación solar supone más del 99 % de la energía que entra en el sistema y por tanto, a efectos prácticos, se considera su única fuente de energía. Pero lo realmente importante de toda esta energía es la forma en la que se distribuye. Por lo pronto diremos que no se distribuye de forma homogénea lo cual crea un calentamiento desigual que atmósfera y océanos tratan incesantemente de compensar para alcanzar así el equilibrio térmico. Los movimientos que se producen en el sistema Tierra-atmósfera tratan por tanto de llevar calor de las zonas más calientes a las más frías.

6.1.1 Leyes y conceptos fundamentales

Cuando hablamos de radiación electromagnética es habitual pensar en la luz solar que podemos ver y que como sabemos está compuesta por multitud de colores como queda de manifiesto al ver el arco iris. Podemos decir que la luz está caracterizada por su color. Si extendemos este concepto al resto de ondas electromagnéticas decimos que la radiación está caracterizada por su energía, o lo que es lo mismo por su *longitud de onda*.

El estudio de la materia y su interacción con las diferentes longitudes de onda de la radiación se llama espectroscopía. Así, cuando hablamos de espectro de un cuerpo o compuesto nos referimos al análisis de su radiación emitida o absorbida. Cada compuesto se caracteriza por su espectro de absorción y de emisión, esto es algo así como una huella dactilar que lo identifica. Que cada elemento o compuesto químico tenga un espectro diferente es importante ya que permite determinar la composición de un cuerpo a partir del análisis de su radiación.

En la Figura 6.1 podemos ver todo el espectro electromagnético, del cual a efectos prácticos solo nos interesa la radiación ultravioleta, visible e infrarroja. Nótese lo estrecha que es la franja visible en comparación al resto.

Por último, veamos de forma cualitativa las leyes y conceptos más importantes que gobiernan la radiación:

- Todos los cuerpos emiten radiación por el hecho de encontrarse a cierta temperatura. Por tanto no solo el Sol emite radiación sino que el suelo, las nubes, el agua, el hielo también lo hacen. El caso del Sol o de una bombilla es más evidente porque parte de la radiación es visible a nuestros ojos. Esto se conoce como *Ley de* PLANCK, y a partir de ella se deducen las dos leyes siguientes.
- Los cuerpos más calientes emiten más energía que los más fríos, según la *Ley de* STEFAN-BOLTZMANN.
- Cuanto más caliente esté un cuerpo menor será la longitud de onda de la radiación máxima que emite, según la *Ley de* WIEN.

- Los cuerpos que emiten bien la radiación también la absorben bien. Esto se traduce en que los espectros de absorción y de emisión son complementarios.

6.1.2 La radiación solar y su espectro electromagnético

El espectro del Sol, es decir la cantidad de energía en función de la longitud de onda puede verse en la Figura 6.2. Fijémonos en primer lugar en el contorno amarillo que muestra la radiación solar antes de entrar en la atmósfera. La línea negra indica la radiación que predice la Ley de PLANCK para un cuerpo a 5250℃. Nótese lo bien que ajustan ambas gráficas. Según dicha ley podemos identificar esa temperatura como la de la superficie del Sol.

Aunque la parte visible parece un región estrecha en la gráfica, al corresponderse con el máximo, supone el 49 % de la energía total. A la izquierda de la misma, en las longitudes de onda más cortas queda la radiación ultravioleta con un 9 % de la energía, responsable de ponernos morenos y de las quemaduras que nos produce un larga exposición al Sol. La radiación infrarroja queda a la derecha con un 42 % de la energía. Nuestros ojos no la pueden apreciar pero sí la podemos sentir, por ejemplo acercando nuestra mano a algo caliente como es nuestro propio cuerpo.

El área roja se corresponde con la radiación que ha logrado traspasar la atmósfera y llega al suelo. Queda por ver lo que ocurre con la energía de la región amarilla. El estudio de la interacción radiación-materia muestra la clave en esta cuestión.

6.1.3 Calentamiento desigual

Veamos ahora las causas principales que crean diferencias de temperatura. Ejemplos de calentamiento desigual los tenemos todos los días, para empezar pensar simplemente en la diferencia de insolación de un día con cielo despejado a uno cubierto o en la diferencia de temperatura de un suelo de asfalto a uno de hierba. Estas diferencias de temperatura se deben a las diferentes características de los materiales a la hora de reflejar o absorber la radiación solar. Por otro lado, cabe pensar en las grandes diferencias entre verano e invierno. La diferencia de insolación estacional es debida a la inclinación que tiene el eje de la Tierra con respecto al plano de la órbita.

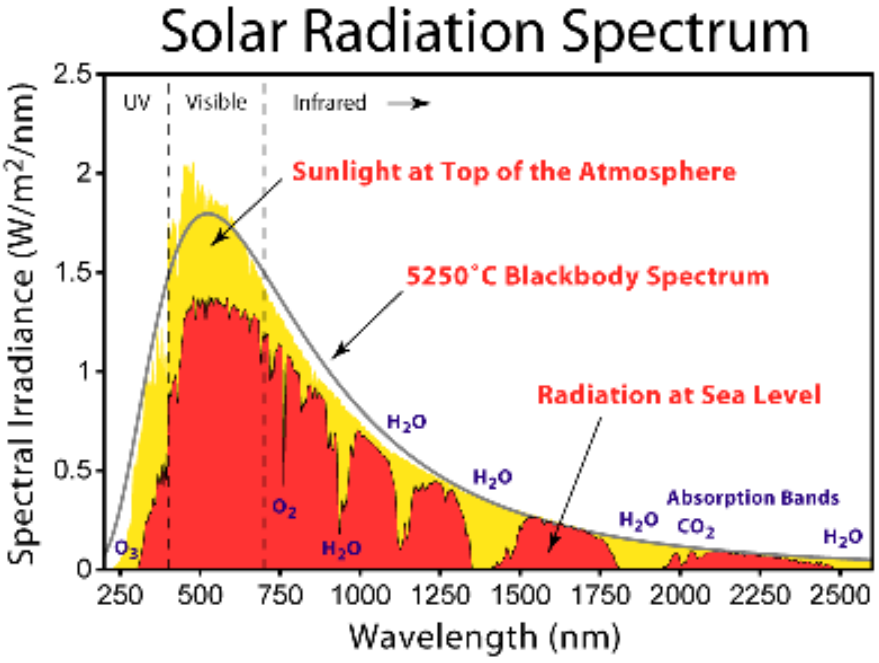


Figura 6.2: Espectro de la radiación solar por encima de la atmósfera (amarillo) y a nivel del mar (rojo) junto a la curva de emisión de cuerpo negro a 5250℃ *(ver texto) (*ROBERT A. ROHDE, *GFDL, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Solar_Spectrum.png).*

Piénsese, por último, en la diferencia entre el ecuador, donde el Sol incide de forma casi perpendicular y los polos, donde lo hace de forma inclinada. La forma esférica de la tierra hace que el rayo de Sol esté más concentrado en torno al ecuador, aunque ilumine más área cerca de los polos. Este desequilibrio debido a la forma esférica de la tierra es el que provoca las mayores diferencias de calentamiento. Para compensarlo la atmósfera y océanos transportan calor constantemente desde el ecuador a los polos. Estas tres causas son suficientes para entender de forma cualitativa la desigualdad en el calentamiento que experimenta el sistema y que es responsable directo del movimiento atmosférico.

6.1.4 Interacción radiación-materia

La interacción radiación-materia nos permite comprender la cantidad de energía que es absorbida y crea por tanto el calentamiento diferencial del que hablábamos antes. Aunque la atmósfera es bastante transparente a la radiación del Sol, solo un 25 % llega al suelo sin sufrir ninguna interacción. El resto será o bien absorbida por los gases que componen la atmósfera, o bien dispersada hasta que alcance la superficie o regrese al espacio, o reflejada directamente hacia el espacio. ¿De qué depende que sufra uno u otro proceso? Pues en gran medida de la longitud de onda de la radiación y del tamaño de las partículas con las que interacciona como veremos a continuación.

A modo de ejemplo podemos acompañar a un rayo de Sol a lo largo de su entrada en la atmósfera para ver qué tipo de interacciones sufre. Pues bien, puede ocurrir que nuestro rayo sea *dispersado*, es decir, que cambie su dirección pero no su energía. Esto ocurre al interaccionar con los gases, agua y aerosoles de la atmósfera. Este proceso depende de la energía de nuestro rayo y del tamaño de las partículas con las que interaccione. Las moléculas gaseosas dispersan de forma más efectiva los rayos más energéticos, lo que explica por qué vemos el cielo azul y por qué vemos el amanecer y anochecer de colores cálidos (dispersión de RAYLEIGH).

Las partículas más grandes, aerosoles y gotitas de agua, dispersan la luz de forma homogénea y por ello por ejemplo vemos las nubes blancas, todos los colores han sido dispersados por igual y no predomina ninguno de ellos. El color del cielo nos da idea de la cantidad de partículas de gran tamaño que hay presentes, cuando más azul es, más limpio está el aire.

También puede ocurrir que el rayo sea *reflejado*. Esto ocurre en la separación entre dos medios, por ejemplo entre el aire y el suelo o entre el aire y una gota de agua. Existen superficies que reflejan mejor que otras, la nieve, las nubes, y otras peor, el mar, la vegetación. El porcentaje de radiación solar que una superficie es capaz de reflejar se denomina *albedo* (Tabla 6.1), y varía mucho entre superficies. De valores inferiores al 5 % en asfalto hasta valores del 90 % en nieve recién caída. El albedo medio del sistema Tierra-atmósfera está en torno a 33 % (a lo cual contribuye también la dispersión que se produce hacia el espacio).

Superficie	Albedo típico
Asfalto (fresco-gastado)	4 al 12 %
Océano	6 %
Bosque	8 a 15 %
Suelo desnudo	17 %
Hierba verde	25 %
Arena del desierto	40 %
Hielo oceánico	50 al 70 %
Nieve fresca	80 al 90 %

Tabla 6.1: Albedo promedio de diferentes medios (https://es.wikipedia.org/wiki/Albedo).

Por último, nuestro rayo puede ser *absorbido* por los gases y partículas que componen la atmósfera o por el suelo. En el caso de los gases dependerá de la energía de nuestro rayo y del gas con el que interaccione. En general la atmósfera absorbe muy poco de luz visible y por eso llega hasta la superficie. Sin embargo la luz ultravioleta se absorbe casi completamente por el oxígeno y ozono, lo cual es de agradecer ya que tiene tremendos efectos sobre la salud. La radiación infrarroja interacciona fuertemente con el vapor de agua y dióxido de carbono. Como veremos a continuación esto tiene consecuencias muy importantes. Cuando un rayo es absorbido se incrementa la energía del átomo o molécula y esto se traduce en un incremento de temperatura del cuerpo.

Hay que hacer notar que nuestro rayo puede sufrir varias dispersiones y reflexiones en su viaje a través de la atmósfera y así puede que tras varios procesos logre escapar de nuevo hacia el espacio o, por el contrario, sea absorbido finalmente por la atmósfera o por el suelo.

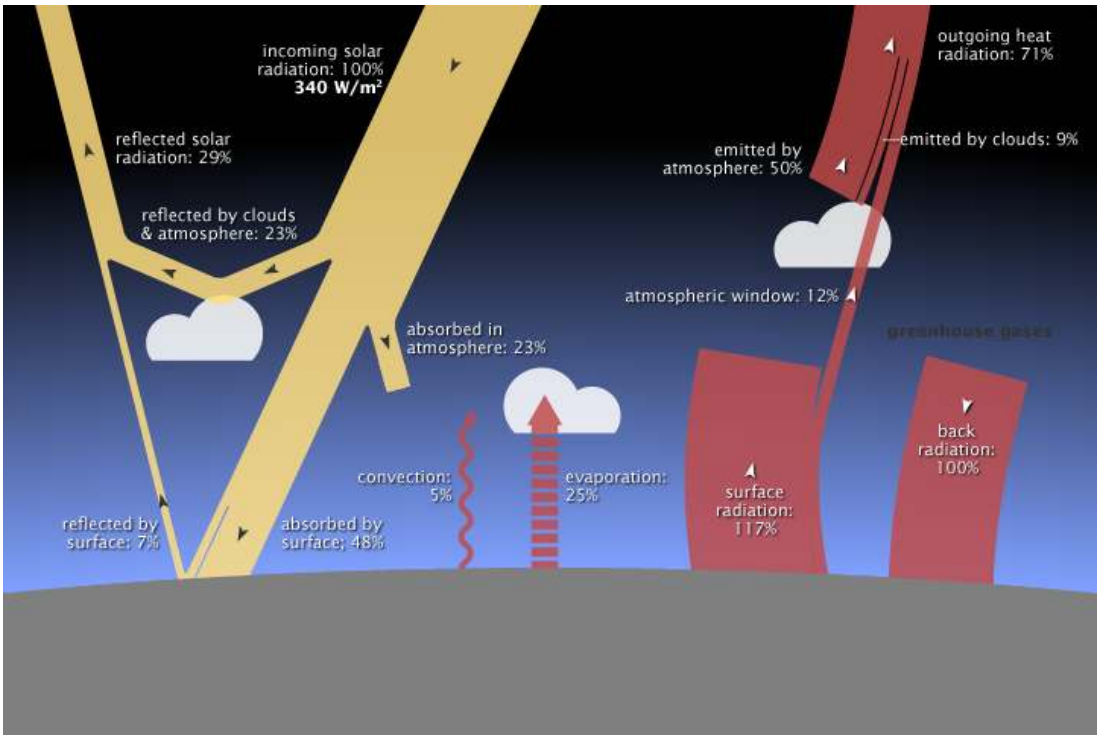


Figura 6.3: Balance de energía en la atmósfera (ver texto) (NASA, https://earthobservatory.nasa.gov/ContentFeature/EnergyBalance/images/global_energy_budget_components.png).

6.1.5 Balance de energía

La temperatura media de la Tierra, en periodos que no abarquen cambios climatológicos bruscos, se mantiene aproximadamente constante. Esto implica que el balance de energía en el sistema Tierra-atmósfera debe ser nulo y por tanto debe salir hacia el espacio la misma cantidad de energía que entra en el sistema. La salida de energía se produce en forma de radiación electromagnética. Un 29 % de esta energía es radiación solar reflejada por las nubes y por el suelo, el resto, un 71 %, es energía en forma de radiación infrarroja. Como ya dijimos anteriormente, todo cuerpo emite radiación electromagnética por el simple hecho de estar a cierta temperatura. Con el suelo y los componentes de la atmósfera ocurre lo mismo, emiten radiación infrarroja que finalmente acaba saliendo al espacio y compensado de esta forma la radiación que entra. Pero cuidado, este proceso no es tan sencillo. Resulta que algunos gases como el CO_2 y el vapor de agua son muy eficientes absorbiendo la radiación infrarroja. Esto implica que la radiación emitida por la tierra es en gran medida absorbida por los gases atmosféricos que a su vez vuelven a emitir parte de ella hacia el suelo. Se crea de esta forma un bucle o circuito que mantiene esta radiación infrarroja dentro de la atmósfera. Los gases responsables de este proceso se denominan de *efecto invernadero* y actúan de alguna forma como una manta que ayuda a mantener una temperatura más cálida en la Tierra, haciendo que gran parte de ella sea habitable. La Figura 6.3 esquematiza muy bien los principales efectos radiativos en un esquema vertical. Entiéndase que son valores promedio a escala global.

Hasta ahora hemos hablado sólo de radiación y su interacción con el sistema Tierra-atmósfera. Pero para acabar de comprender el balance de energía de este sistema hay que estudiar también la transferencia de calor que se produce por conducción y convección/advección. La *conducción* explica la transferencia de calor de un cuerpo más caliente a uno más frío cuando están en contacto, por ejemplo del suelo (más caliente) al aire (más frío) durante el día. La *convección/advección* es el transporte de calor que se produce por el movimiento de un volumen del aire de un sitio a otro. Hablamos de convección para movimientos verticales y advección para movimientos horizontales.

Hay que tener en cuenta que una buena parte del calor que llega al suelo se invierte en la evaporación de agua y que esa energía es liberada de nuevo en la atmósfera al producirse la condensación. Esta transferencia de energía se conoce como transferencia de *calor latente* y explica cómo un 25 % de la energía es transportada desde el suelo hasta la atmósfera.

Por último, decir que un análisis latitudinal de la radiación desvela que existe un gran desequilibrio en el balance de energía, existiendo déficit en los polos y superávit en el ecuador. Se deduce de este hecho que debe existir un transporte constante de energía desde el ecuador hacia los polos.

Para completar el capítulo resulta muy ilustrativo ver el efecto que producen los principales gases de la atmósfera en el espectro de radiación solar entrante y de radiación térmica saliente. Nótese que el vapor de agua es el principal gas de efecto invernadero y como la radiación infrarroja que logra escapar hacia el espacio (área azul) lo hace en una banda estrecha conocida como *ventana atmosférica*. Notar también como el oxígeno y ozono son responsables de absorber la mayor parte de la radiación ultravioleta.

A los espectros de radiación solar y terrestre se los denomina habitualmente como radiación de *onda corta* y de *onda larga* respectivamente. Las líneas continuas roja y azul se corresponden con los espectros teóricos dados por la ley de PLANCK para el Sol y la Tierra. La ley de Planck viene dada por:

$$I(\nu, T) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{e^{\frac{h\nu}{kT}} - 1} \tag{6.1}$$

donde $I(\nu, T)$ es la radiancia espectral (cantidad de energía por unidad de superficie, unidad de tiempo y unidad de ángulo sólido por unidad de frecuencia o longitud de onda), ν es la frecuencia, λ la longitud de onda, T la temperatura del cuerpo negro, h la constante de Planck, c la velocidad de la luz y k la constante de BOLTZMANN. Este efecto se ilustra en la Figura 6.4.

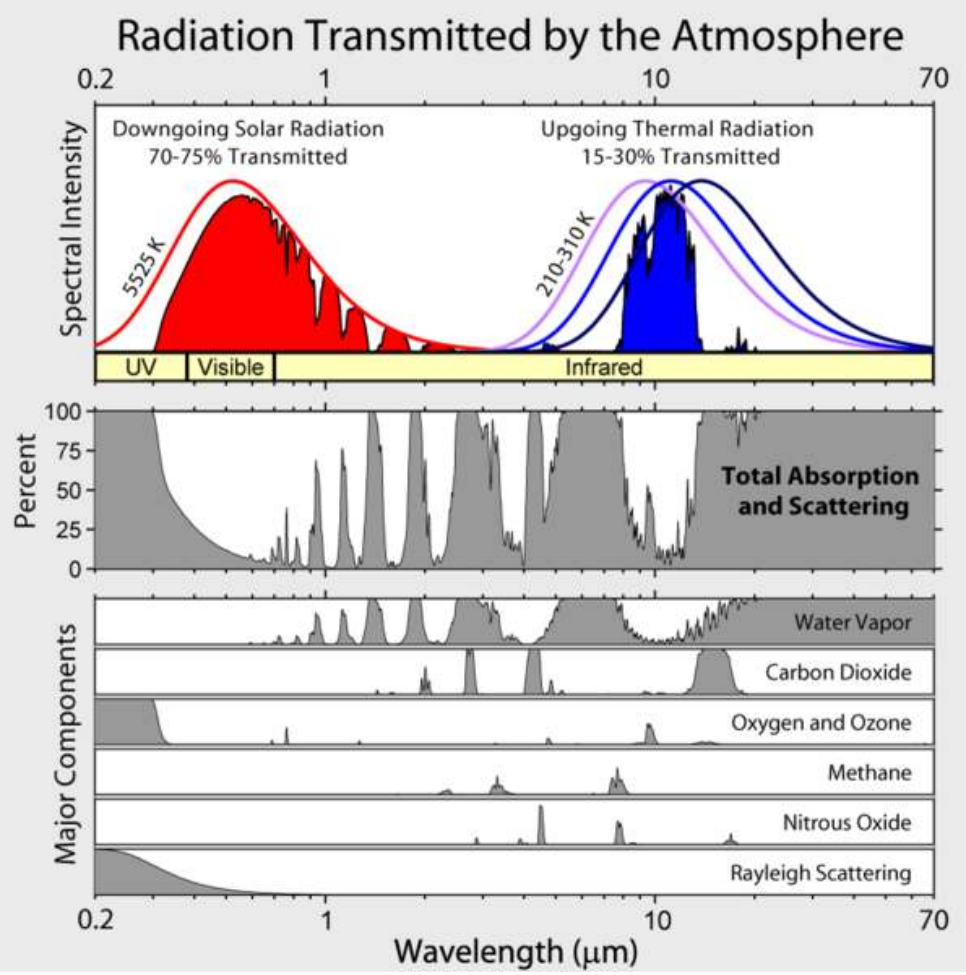


*Figura 6.4: Bandas de absorción de los principales gases de efecto invernadero y su efecto sobre la radiación solar entrante y la radiación térmica saliente (ver texto) (*ROBERT A. ROHDE, *GFDL, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atmospheric_Transmission.png).*

6.2 Termodinámica

El propósito de este capítulo es explicar de forma cualitativa los fenómenos de naturaleza termodinámica de mayor interés. Para ello es necesario realizar una serie de simplificaciones y comprender las leyes que gobiernan el comportamiento de los gases y la termodinámica.

6.2.1 Composición de la atmósfera

La atmósfera está compuesta por: una mezcla de gases, agua en cualquiera de sus tres estados y partículas sólidas. En los primeros kilómetros, donde reside el interés meteorológico, la mezcla de gases es homogénea, y está compuesta de nitrógeno en un 78 %, oxígeno en un 21 %, argón en 0.9 %, dióxido de carbono en un 0.04 %, y el resto de componentes no alcanza el 0.003 % en volumen. Algunos componentes como el CO_2 y O_3 presentan grandes variaciones de concentración pero de cara al estudio termodinámico son despreciables. Esta mezcla de gases, de la cual se excluye el vapor de agua, se denomina *aire seco* y en adelante se considerará como un único gas.

El agua presente en la atmósfera puede cambiar de estado y por la gran implicación que esto tiene merece un estudio detallado. Puede alcanzar valores de hasta un 4 % pero presenta grandes variaciones, siendo máximo cerca del suelo y disminuyendo rápidamente con la altura. Esto es debido a que su fuente de entrada es la superficie terrestre a través de evaporación de océanos, lagos, ríos y transpiración de plantas y suelo, y a que la cantidad de vapor que puede contener el aire depende de la temperatura y por tanto decrece con la altura. Cuando el aire contiene cierta cantidad de vapor de agua se denomina *aire húmedo*.

Las partículas sólidas en suspensión, como la sal marina o el polvo mineral, se conoce como *aerosoles atmosféricos*. Son de gran importancia en física de nubes ya que son los núcleos de condensación en torno a los cuales comienzan a formarse las gotas de agua.

6.2.2 Leyes y conceptos fundamentales

Abordaremos la Ley de los gases ideales, el Primer principio de la termodinámica y el Segundo principio de la termodinámica.

La *ley de los gases ideales* es la ecuación de estado que describe el comportamiento de un gas ideal. La ventaja que presenta considerar un gas real como ideal es que simplifica su estudio en gran medida. El aire seco antes descrito puede tratarse como un gas ideal cometiendo un error inferior al 0,2 %. Considerar el vapor de agua como un gas ideal implica un mayor error pero en todo caso es asumible para gran parte de las aplicaciones meteorológicas y para el presente estudio.

La **ecuación de estado de los gases ideales** expresada en términos de la densidad ρ, la masa molecular M, la presión P y la temperatura T es:

$$P = \rho \frac{R}{M} T \tag{6.2}$$

Para conocer el estado de un gas ideal basta especificar dos de sus variables, típicamente P y T.

Cuando dos sistemas están en contacto a diferente temperatura se produce una transferencia de energía en forma de calor, Q. Esta transferencia se produce hasta que los dos sistemas están a la misma temperatura. Los sistemas también pueden intercambiar energía en forma de trabajo, W. El ejemplo más intuitivo es pensar en trabajo mecánico, cuando una fuerza altera el movimiento de un cuerpo.

El primer principio nos dice que la variación de energía interna de un sistema se debe al calor y al trabajo intercambiado.

Primer principio de la termodinámica. En su forma matemática más sencilla, siguiendo el criterio de signos termodinámicos, se puede escribir para cualquier sistema cerrado como:

$$\Delta U = Q + W \tag{6.3}$$

ΔU es la variación de energía interna del sistema, Q es el calor intercambiado por el sistema a través de unas paredes bien definidas, y W es el trabajo intercambiado por el sistema con sus alrededores.

Este principio es un reflejo del principio de conservación de la energía aplicado al contexto de la termodinámica. En el caso más sencillo de un gas ideal la energía interna solo depende de la temperatura, lo que

implica que un incremento de energía interna propicia un incremento de temperatura.

El segundo principio establece la asimetría que define los procesos irreversibles, distinguiéndolos de los reversibles.

Cuando ponemos en contacto dos cuerpos a diferente temperatura sabemos por experiencia que tienden al equilibrio térmico. No se nos ocurre pensar que el cuerpo frío cederá calor al más caliente para que siga aumentando su temperatura. Pues bien, esto mismo es lo que enuncia el segundo principio de la termodinámica, establece un criterio para saber si es posible que un proceso ocurra o no.

Segundo principio de la termodinámica. La formulación más clásica de este principio es:

$$dS \geq \frac{\delta Q}{T} \tag{6.4}$$

Donde S es la función de estado llamada *entropía*. La igualdad se corresponde con procesos reversibles y la desigualdad con irreversibles o espontáneos.

6.2.3 Procesos adiabáticos

Se define proceso *adiabático* como aquel en que el sistema no intercambia calor con su entorno. Según el primer principio de la termodinámica esto implica que $\Delta U = W$. Muchos procesos que se dan en la atmósfera se pueden considerar muy aproximadamente como adiabáticos con lo cual sus cálculos se simplifican.

En termodinámica de la atmósfera se considera sistema a una determinada extensión de aire con unas propiedades homogéneas, típicamente de humedad y temperatura. Dependiendo del contexto se suele hablar de masa de aire para grandes extensiones a nivel sinóptico o de burbuja[1] a nivel mesoescalar en el estudio de los movimientos verticales asociados a la convección. Las razones principales que justifican considerar el movimiento de una burbuja de aire como un proceso adiabático son:

- El aire es mal conductor del calor. Por tanto dos masas de aire a diferente temperatura tardarán un tiempo considerable en alcanzar el equilibrio térmico.
- La pared o región que delimita la masa de aire, donde se produce la mezcla con el exterior, es en general estrecha en comparación con la propia masa.
- Los procesos radiativos son pequeños comparados con los producidos por la expansión o compresión de los movimientos verticales, y más para periodos de tiempo inferiores a un día.

Gradiente adiabático seco. A partir del primer principio y considerando equilibrio hidrostático es posible calcular la variación de temperatura que sigue un proceso adiabático. El valor que se obtiene es:

$$\gamma = 0{,}98\,℃/100\,m \tag{6.5}$$

A efectos mnemotécnicos basta quedarse con el valor de $1\,℃/100\,m$ o $10\,℃/km$.

Una burbuja de aire que asciende adiabáticamente se enfriará a razón de $1\,℃$ cada $100\,m$, y se calentará dicha cantidad si desciende.

6.2.4 Aire húmedo

El aire húmedo consiste en la mezcla de aire seco y vapor de agua y puede tratarse como gas ideal. El error que se comente es inferior al 0.4 % para los valores de presión y temperatura de interés. Ahora bien, dado que el vapor de agua tiene una masa molecular de $M_v = 18{,}02\,g/mol$ y el aire seco de $M_d = 28{,}96\,g/mol$, su mezcla dará como resultado un gas menos denso que el aire seco a igual presión y temperatura.

La humedad es la medida de la cantidad de vapor que contiene el aire. Es habitual expresar la cantidad de humedad del aire mediante la humedad relativa expresada en % pero existen otras variables higrométricas de uso habitual en meteorología que conviene conocer:

- Humedad específica: $\frac{\text{masa de vapor (g)}}{\text{masa de aire humedo (kg)}}$
- Razón de mezcla: $\frac{\text{masa de vapor (g)}}{\text{masa de aire seco (kg)}}$. En la práctica puede considerarse igual a la humedad específica.
- Humedad relativa: $\frac{\text{masa de vapor (g)}}{\text{masa de vapor saturante (g)}} \times 100$. Es muy útil porque informa de lo alta que está la saturación.
- Temperatura virtual: Es la temperatura que tendría que tener el aire seco para tener la misma presión y densidad que el aire húmedo.

[1] *parcela*, término usual, es una traducción directa del término inglés *parcel*, que podría traducirse mejor tal vez como *paquete* o *porción*. En este capítulo mantendremos el término *burbuja*.

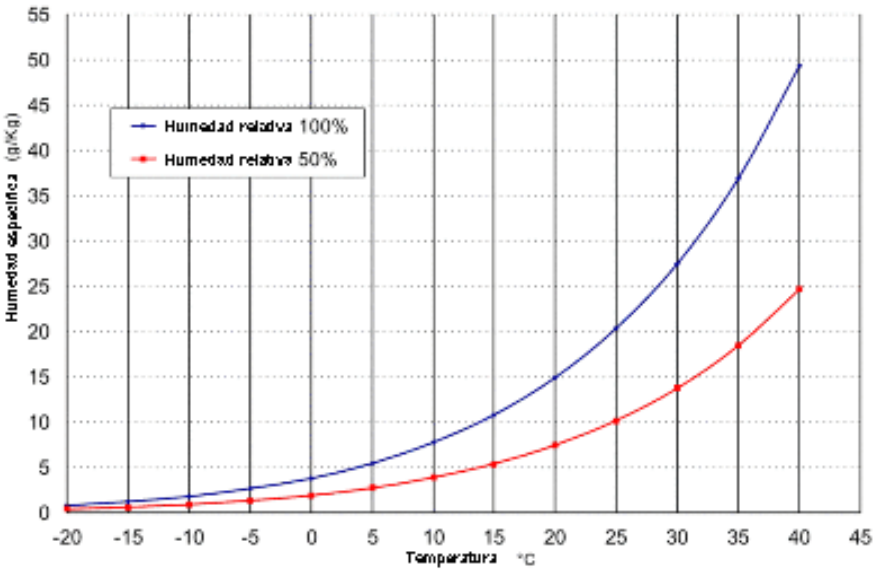


Figura 6.5: Humedad específica en función de la temperatura a la presión de 1000 hPa (CC-BY-SA-3.0, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Umidit%C3%A0specifica.svg).

Cuando el aire húmedo no puede contener más vapor de agua se dice que está saturado. La cantidad de vapor de agua que puede contener el aire depende de la temperatura según la curva azul de la Figura 6.5.

Así para una temperatura de 10℃ el aire puede contener $7{,}8\,g/m^3$ (humedad específica), su humedad relativa será del 100 %. Para 30℃ el aire puede contener $27{,}3\,g/m^3$ y su humedad relativa será igualmente del 100 %.

Gradiente adiabático saturado. El aire húmedo sin saturar ante un proceso adiabático sigue muy aproximadamente el gradiente adiabático seco deducido anteriormente. Una vez se alcanza la saturación el agua condensada libera el calor latente que se ha invertido previamente para evaporarla. Este calor liberado contribuye a calentar el aire y a reducir el enfriamiento, por este motivo el gradiente adiabático saturado será siempre menor que el gradiente adiabático seco. La formulación del gradiente saturado es compleja y no tiene mayor importancia llegados a este punto, lo que si es de interés es dar algunos datos de referencia. El gradiente adiabático saturado oscila entre 4 y 7℃/*km* en la troposfera media, mientras que el gradiente adiabático seco es de 10℃/*km*. A alturas elevadas el gradiente adiabático saturado se aproxima al seco.

Cuando el aire está saturado hay que considerar qué ocurre con el agua que comienza a condensar. Es habitual considerar que ese agua libera el calor latente que es absorbido completamente por el aire, y que el agua precipita inmediatamente. Esto implica una pérdida de *entropía* que favorece el enfriamiento y activa la condensación. Se conoce como proceso *pseudoadiabático* y en la práctica es la aproximación utilizada en meteorología.

6.2.5 Estabilidad vertical de la atmósfera

Los movimientos verticales en la atmósfera son de vital importancia, sobre todo en los fenómenos asociados a la convección. Por esta razón es imprescindible conocer la predisposición de la atmósfera a favorecer o inhibir estos movimientos a la hora de realizar una predicción.

El estudio de la estabilidad vertical se basa en considerar el hipotético desplazamiento de una parcela de aire o burbuja con el fin de analizar si ese desplazamiento es favorecido o no por la atmósfera circundante. A fin de simplificar el estudio se considera que la burbuja no se mezcla con el aire que la rodea y no lo perturba, no intercambia calor (el proceso es adiabático) y que las presiones, de burbuja y ambiente, son iguales. Este método trata de simular lo que puede ocurrir a una porción de aire que da lugar a la formación de un *cumulonimbo*, que se ha visto desplazada verticalmente en una zona de convergencia o debido a un ascenso orográfico. Inicialmente la burbuja forma parte de la masa de aire, con sus mismas propiedades de humedad y temperatura, pero se convierte en un sistema

propio tan pronto como se produce su desplazamiento. Aunque los resultados que se obtienen con este método son exagerados y necesitan de correcciones para ser directamente aplicables sí que proporcionan conclusiones cualitativas correctas.

La estabilidad vertical se determina al comparar la densidad de la burbuja y de la atmósfera que la rodea. A igualdad de presiones el estudio de la estabilidad se traduce en comparar temperaturas: si la temperatura de la burbuja es mayor que su entorno su densidad será menor y ascenderá. Si se parte de una misma temperatura inicial entonces basta con comparar los gradiente de evolución de la burbuja y del entorno para determinar la estabilidad. De esta forma se tienen tres posibles estados:

- *Estable*: Si el gradiente atmosférico es mayor que el que sigue la burbuja. Los movimientos verticales son inhibidos.
- *Inestable*: Si el gradiente atmosférico es menor que la evolución de la burbuja. Se favorece que el movimiento continúe.
- *Neutro*: Si ambos gradientes son iguales se tiene un equilibrio neutro.

Los *diagramas termodinámicos* son la herramienta principal utilizada para evaluar la estabilidad atmosférica. En ellos se representan los datos obtenidos de radiosondeos: humedad, temperatura y viento. De esta forma el gradiente vertical de la atmósfera se deduce de forma inmediata a partir de la pendiente que sigue la curva de temperatura (es más riguroso usar la temperatura virtual para realizar estas comparaciones, sobre todo para altos valores de temperatura y humedad donde los errores pueden ser apreciables). Los diagramas termodinámicos van provistos de una serie de isolíneas para facilitar estos análisis.

Al considerar que la burbuja no intercambia calor con el ambiente el gradiente que marcará su evolución será:

- Gradiente adiabático seco en caso de ser aire seco o húmedo sin saturar. En la práctica se dice que sigue la curva adiabática seca, o simplemente adiabática.
- Gradiente adiabático saturado en caso de haber saturación.

Debido a la diferencia que existe entre el gradiente adiabático seco y saturado es posible que la atmósfera sea estable si la burbuja no está saturada e inestable si lo está. Se dice entonces que la atmósfera es condicionalmente inestable. Visto en un diagrama termodinámico de tipo Skew-T (Figura 6.6).

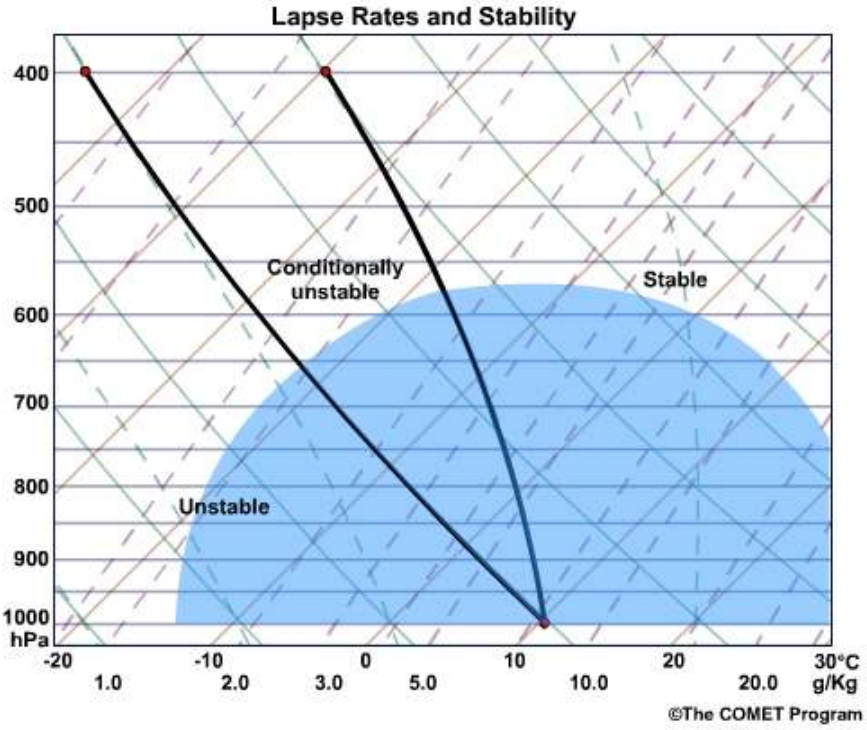


Figura 6.6: Condiciones de estabilidad según el gradiente en un diagrama Skew-T (The COMET Program, http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt/, requiere registrarse).

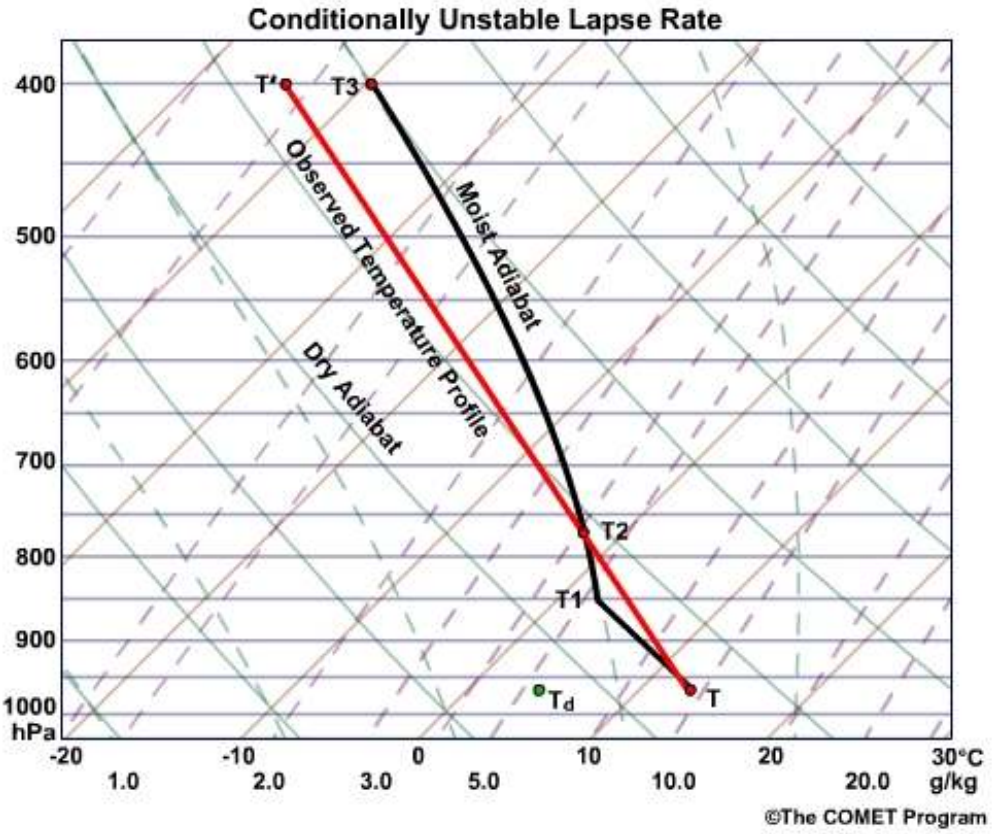


Figura 6.7: Atmósfera inestable para la burbuja que asciende desde 975 hPa y logra sobrepasar el NCL marcado por T_2 (The COMET Program, http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt/, requiere registrarse).

La atmósfera será estable si su gradiente de temperatura es menor que el adiabático saturado. Será completamente inestable en caso que el gradiente sea superior al adiabático seco. Cuando la atmósfera es condicionalmente inestable es necesario conocer su contenido de humedad para poder evaluar la estabilidad. Para ello se realiza un desplazamiento inicial de la burbuja, siguiendo la adiabática seca hasta alcanzar la saturación. Este punto se conoce como nivel de condensación por ascenso NCA. A partir de ahí su evolución continua siguiendo la adiabática saturada. Si esta línea corta en algún momento el perfil de temperatura ambiente podrá evolución de forma libre. Este punto se conoce como nivel de convección libre NCL. Este es el caso ilustrado en la Figura 6.7, que muestra una atmósfera inestable para el desplazamiento de la burbuja considerada. Es importante remarcar que el análisis de la estabilidad condicional depende de la burbuja que se considere.

Se han explicado brevemente los fundamentos del análisis de estabilidad en base a las leyes de la termodinámica y bajo una serie de simplificaciones que permiten abordar el problema de forma más sencilla. A partir de aquí existe una bibliografía extensa para profundizar en la termodinámica en primer lugar y en el uso de diagramas como herramienta fundamental.

6.3 Dinámica Atmosférica

6.3.1 Ecuaciones de la dinámica

La dinámica atmosférica constituye un problema muy concreto de la dinámica de fluidos. La *modelización* del estado de la atmósfera se realiza a través de la resolución de las *ecuaciones de* NAVIER-STOKES [36] de un fluido en rotación sobre la superficie de la esfera terrestre, en un campo de gravedad, con forzamiento termodinámico externo solar, con multitud de componentes químicos, etc. Se trata en definitiva de un problema muy complejo que incluso tomando determinadas simplificaciones da muestra de la enorme dificultad que conlleva su resolución.

Las ecuaciones que gobiernan la dinámica de fluidos son *no lineales*, lo que significa que la evolución de un determinado valor no puede obtenerse numéricamente a partir una extrapolación de valores observados en un tiempo dado como por ejemplo puede ser la velocidad

del fluido. Las soluciones de las ecuaciones no lineales presentan un comportamiento razonablemente lineal para intervalos de tiempo suficientemente cortos, sin embargo fuera de este rango temporal se hacen más grandes los términos no lineales lo que lleva a que el comportamiento de las soluciones parezca errático. Esto no quiere decir que no se trate de un *problema determinista* puesto que los valores en un tiempo futuro están, en teoría, completamente determinados por los valores en un instante dado. Las soluciones son altamente dependientes de sus propios valores y con una alta propagación de los errores numéricos. Pequeñas diferencias en las condiciones iniciales pueden dar lugar a soluciones considerablemente diferentes, lo cual fue detectado por primera vez a partir del estudio de las soluciones numéricas de la ecuación de convección [382].

Enfoques lagrangiano y euleriano de la dinámica. La descripción de la evolución de una burbuja de fluido se realiza en términos de la evolución que ésta sigue a lo largo de la trayectoria. La evolución de valores del estado de la burbuja (tales como la temperatura) se describe a lo largo de su movimiento, lo que se conoce como *enfoque lagrangiano* y es conceptualmente más natural que el *enfoque euleriano* que tiene en cuenta los valores del estado de un fluido para un punto espacial determinado. La comparación entre ambos valores tiene en cuenta el desplazamiento de la burbuja a través de un término de transporte o *advección*. Estos términos son inherentes a las derivadas temporales presentes en las ecuaciones de fluidos y son responsables entre otros del carácter no lineal de las mismas.

$$\frac{d\vec{T}}{dt} = \frac{\partial \vec{T}}{\partial t} + \vec{v}\vec{\nabla}T \tag{6.6}$$

6.3.2 Aproximaciones

Las ecuaciones de movimiento básicas de la atmósfera están asociadas a diferentes cantidades preservadas tendiendo en cuenta que la conservación tiene lugar a lo largo del movimiento de la partícula. El tratamiento de las ecuaciones en toda su complejidad constituye un problema inabordable, por lo que se realizan análisis de escala para realizar determinadas aproximaciones y eliminar ciertos términos de las ecuaciones que pueden ser despreciados debido a que toman valores suficientemente pequeños. La realización de una determinada simplificación está condicionada a la escala espacial y temporal que se pretende analizar [290].

Ecuaciones de EULER. Las ecuaciones (6.7) muestran relaciones asociadas a la conservación de momento, energía y masa tras efectuar un *análisis de escala* válido para la descripción de la dinámica atmosférica.

$$\begin{aligned}
\frac{d\vec{v}}{dt} + f\vec{k}\times\vec{v} + \frac{1}{\rho}\vec{\nabla}_z p = 0 &\quad \text{momento horizontal}\\
\frac{dw}{dt} + g + \frac{1}{\rho}\partial_z p = 0 &\quad \text{momento vertical}\\
c_p \frac{d\ln T}{dt} - R\frac{d\ln p}{dt} = 0 &\quad \text{energía}\\
\frac{d\rho}{dt} + \rho\vec{\nabla}\vec{v} = 0 &\quad \text{masa}
\end{aligned} \tag{6.7}$$

Un ejemplo de simplificación lo constituye la *aproximación hidrostática*, en la que se desprecia el término $\frac{dw}{dt}$ en la ecuación de momento vertical. En dicha aproximación la presión se identifica con el peso de la columna de aire en la vertical de un punto dado. Las escalas en las que la aproximación es válida son aquellas en las que no se tienen en cuenta los efectos de la convección, típicamente en distancias horizontales menores a 5 km. Los modelos numéricos se dividen en hidrostáticos y no hidrostáticos según resuelvan o no estas escalas. En general las ecuaciones de la dinámica atmosférica suelen presentarse en términos de la coordenada vertical de presión en vez de altura, ello es debido a que según la aproximación hidrostática la presión es una variable monótonamente decreciente con la altura.

Si en latitudes medias consideramos únicamente la ecuación de momento horizontal y suponemos una situación en que el viento es constante a lo largo de la trayectoria $\frac{d\vec{v}}{dt} = 0$ se obtiene una solución conocida como *viento geostrófico* en la que la fuerza del gradiente presión (o *bárica*) se equilibra con la fuerza de CORIOLIS (ficticia porque es consecuencia de la rotación terrestre) y el viento geostrófico viene dado únicamente por el campo de presión $\vec{v}_g = \vec{k}\times\frac{1}{\rho f}\vec{\nabla}_z p$. La dirección del viento es paralela a las isobaras dejando las bajas presiones a su lado izquierdo en el hemisferio norte. Además, la intensidad del viento es proporcional al gradiente de presión, por lo que las regiones de viento fuerte se corresponden con regiones en las que las isobaras está muy próximas entre sí. La relación del viento geostrófico a distintas alturas está dada por el gradiente térmico horizontal y la diferencia en distintos niveles de viento geostrófico se conoce como *viento térmico*. En las soluciones más realistas existen pequeñas componentes ageostróficas en las que el viento lleva aire de las zonas de mayor a menor presión.

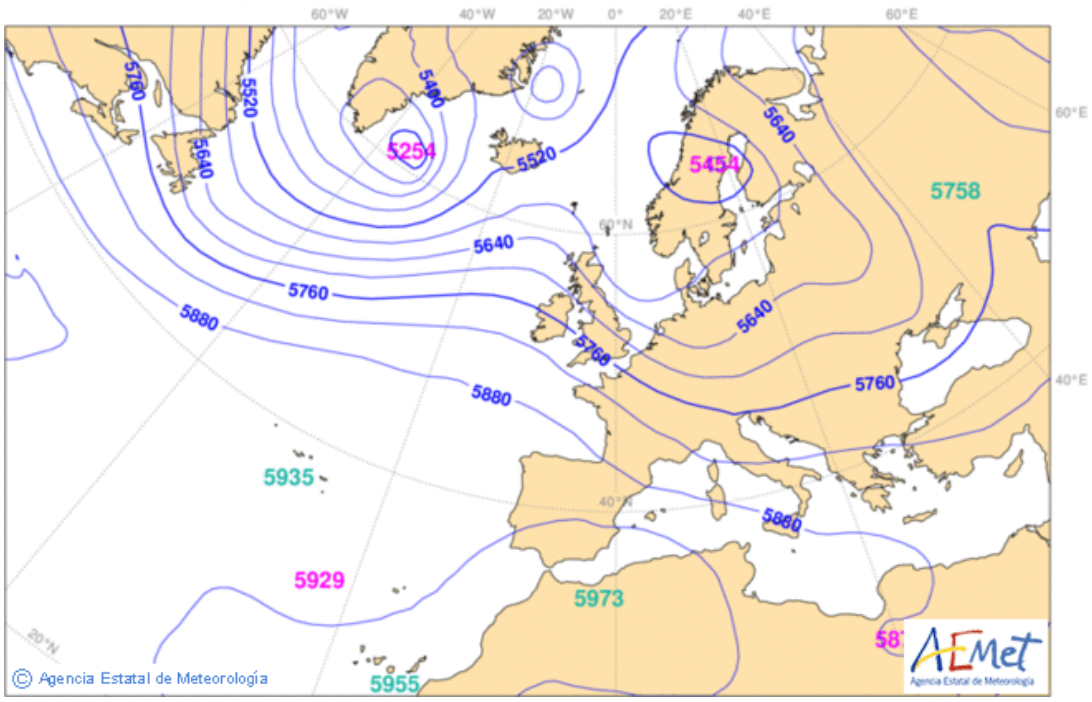


Figura 6.8: Mapa de altura geopotencial en 500 hPa (Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)).

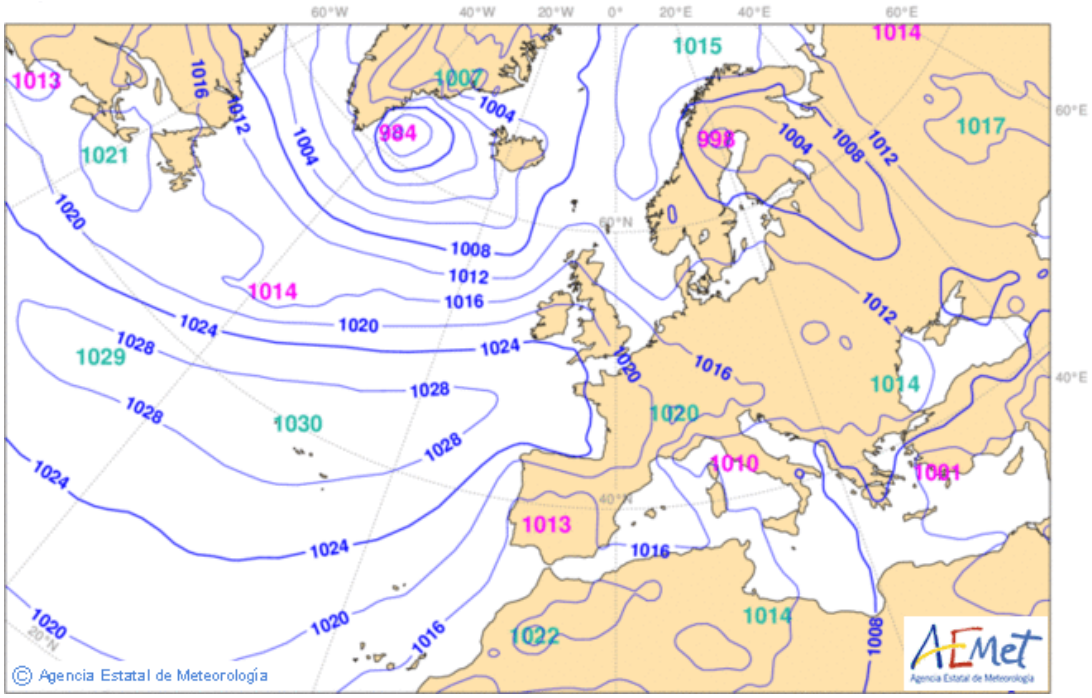


Figura 6.9: Mapa de presión en superficie (AEMET).

En las Figuras 6.8 y 6.9 pueden verse sendos mapas del modelo ECHRES con alcance de predicción de 60 horas para el 14 de julio a las 00 UTC. Mientras el mapa en superficie presenta líneas cerradas el mapa en altura muestra menor número de ellas, este es un hecho característico de ambos tipos de mapas. En la Figura (6.9) se observa una región de alta presión en superficie sobre la región de las Azores en la que el viento gira en sentido horario, sobre la región de Islandia hay una región de bajas presiones en las que el viento gira en sentido antihorario y al sur de la misma una región de viento fuerte de poniente. Este es el patrón característico de la región del Atlántico Norte. En el mapa en altura (Figura 6.8) lo que aparece son dorsales y vaguadas, relacionadas con perturbaciones de escala planetaria de interés en meteorología

sinóptica (en las escalas de miles de kilómetros) y que tienen gran influencia sobre los fenómenos de superficie. Estas perturbaciones están descritas en términos de ondas de ROSSBY.

6.3.3 Ondas

Como se ha mencionado al inicio del presente capítulo, las soluciones de las ecuaciones no lineales presentan un comportamiento lineal en un determinado rango de tiempo. Por tanto, resulta de interés analizar el conjunto de ecuaciones linealizadas, es decir, aquellas en las que no se tienen en cuenta los términos no lineales (productos de dos, tres o más términos). Los términos lineales tienen asociados soluciones en términos de ondas, por lo que el conocimiento de las mismas es importante dado que representan estados de la atmósfera que podemos considerar como elementales. El estado de la atmósfera en un instante dado resultará ser una combinación de tales ondas. Los términos no lineales no introducen nuevos tipos de ondas, pero sí son responsables de interacciones entre ellas. En latitudes medias se dan tres tipos de ondas atmosféricas: acústicas, de gravedad y de ROSSBY.

Figura 6.10: Onda de gravedad en la región de Tadrat, en Argelia, vemos que en los picos de las ondas se produce condensación (ver texto) (GFDL CC-BY-SA-3.0, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Tadrart01.JPG).

Las *ondas acústicas* son ondas de compresión con velocidad de propagación de 300 m/s. Estas ondas no son de interés para el estudio de la atmósfera, por lo que es deseable que el conjunto de ecuaciones trate con alguna aproximación para filtrar este tipo de ondas. Tomando la aproximación hidrostática estas ondas desaparecen como solución de las ecuaciones.

Un tipo de ondas de sonido de propagación horizontal son las *ondas de* LAMB, que sólo se producen en erupciones volcánicas y explosiones nucleares atmosféricas y que carecen de interés meteorológico.

Las *ondas de gravedad* se generan como respuesta a desequilibrios en el campo de presión, como tiene lugar en una situación frontal o en caso de ascenso orográfico en situación estable (pudiendo generar nubes de tipo lenticular). Su fundamento físico es similar al de las ondas que se producen en la superficie del mar. Un análisis detallado de las ecuaciones linealizadas muestra que este tipo de ondas están emparentadas con las ondas de inercia. En realidad las dos son de un tipo más general que tiene a ambas como caso límite, las *ondas de inercia-gravedad*. Este tipo de ondas deben de ser controladas en la formulación de los modelos numéricos. Figura 6.10.

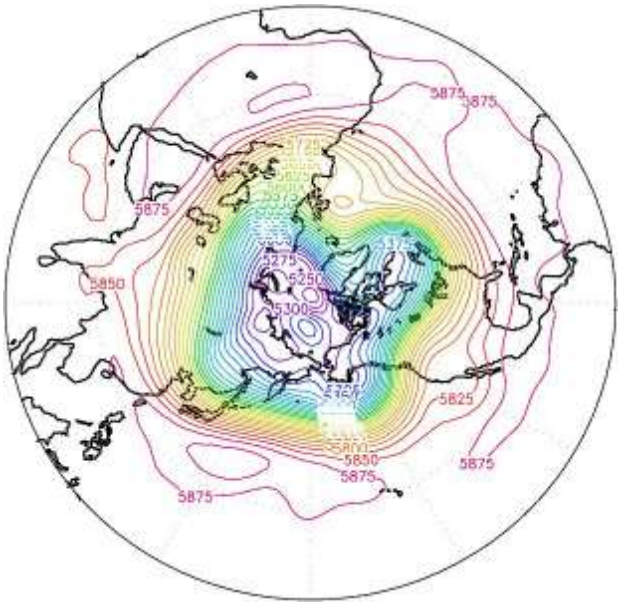


Figura 6.11: Onda de Rossby con número de onda 4, mapa de altura geopotencial en 500 hPa promediada entre el 9 y el 21 de octubre de 2010 (ver texto) (CC BY-SA 4.0, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:500mb_geopotential_height_wavenumber_4_Rossby_wave_(planetary_waves)_pattern._October_9-21,_2010_daily_average.jpg).

Las *ondas de* ROSSBY son ondas producidas en un fluido en rotación debido a la conservación de la vorticidad potencial que tiene en cuenta tanto la vorticidad absoluta, suma de la vorticidad terrestre f y de la vorticidad relativa del fluido con respecto a la tierra, como el espesor de la atmósfera.

El *parámetro de* CORIOLIS varía latitudinalmente por lo que un desplazamiento de aire latitudinal induce en

el mismo vorticidad relativa. Además, por la dependencia con el espesor de la atmósfera, cuando el aire pasa por encima de una cadena montañosa se induce también vorticidad relativa. Tanto las Montañas Rocosas como los Andes, por su configuración norte-sur y teniendo en cuenta los vientos predominantes, son zonas de generación de ondas de Rossby de escala planetaria, que son las ondas de mayor interés meteorológico puesto que son responsables de la generación de dorsales y vaguadas de presión en altura y causantes de la generación de frentes que veremos más adelante. Figura 6.11.

6.3.4 Circulación General de la Atmósfera

El calentamiento de la superficie terrestre por la acción de la radiación solar depende de la latitud. En las regiones tropicales el azimut solar llega a ser perpendicular mientras que en las polares el azimut resulta siempre pequeño. Este calentamiento desigual da lugar como consecuencia a una transferencia de aire cálido de las zonas ecuatoriales a las polares. En un planeta en el que no hubiese rotación habría una única célula por cada hemisferio que llevase el aire cálido del ecuador a los polos en altura.

El efecto de la rotación terrestre produce, a través del término de CORIOLIS (6.7), que los vientos se desvíen hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el sur. Además, el efecto de la rotación terrestre rompe la célula hemisférica en tres, habiendo dos células directas: HADLEY (tropical) y *polar*, y una célula inversa: FERREL (en latitudes medias).

La separación de las células de HADLEY en ambos hemisferios está constituida por la zona de convergencia intertropical también conocida como de calmas ecuatoriales. Cada célula tiene asociada una masa de aire: cálida, templada o fría.

A su vez, el efecto de CORIOLIS para cada célula es responsable de los vientos predominantes: vientos del este en zonas polares y tropicales (alisios) y vientos de poniente en latitudes medias Figura 6.12. La separación entre la célula de FERREL y la célula polar está constituida por una región con fuerte gradiente térmico conocida como *frente polar*, que por el efecto del viento térmico da lugar un viento fuerte en altura (*corriente en chorro* o *jet stream*). El mismo fenómeno tiene lugar entre la célula de HADLEY y la célula de FERREL.

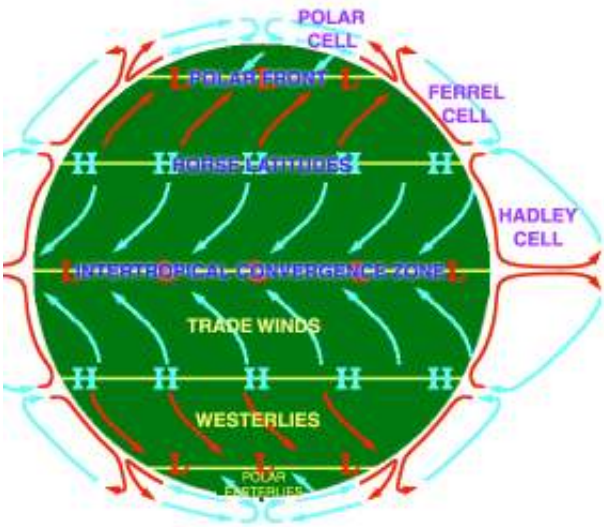


Figura 6.12: Diagrama representativo de la circulación general de la atmósfera con las células de HADLEY, FERREL *y polar junto el régimen de vientos predominantes (ver texto) (CC BY-SA 3.0, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:AtmosphCirc2.png).*

6.3.5 Frentes

Un frente constituye una región de separación entre dos masas de aire con diferentes temperaturas. Este término fue acuñado por la escuela noruega de BERGEN como analogía con los frentes de guerra, ya que los primeros estudios tuvieron lugar durante la Primera Guerra Mundial. El modelo de formación de un ciclón extratropical establece que a partir de una perturbación del frente polar estacionario (producida por ondas de ROSSBY) se generan dos regiones, una en las que avanza la masa de aire cálido (*frente cálido*) y otra en la que avanza el aire fío (*frente frío*). El frente frío avanza más rápidamente que el frente cálido llegando a alcanzar a este último formado un *frente ocluido*. En la Figura 6.13 puede verse el modelo conceptual de ciclogénesis de SHAPIRO-KEYSER similar al de la escuela noruega salvo por el hecho que permite la separación entre el frente frío y el frente cálido. El aire frío es más denso que el aire cálido por lo que en el caso de frente frío es el aire frío el que permanece pegado al suelo empujando al aire cálido por encima, como consecuencia se producen *cumulus congestus* y posteriormente *cumulonimbus*. En el caso del frente cálido, el avance del aire cálido tiene lugar por encima del aire frío con una pendiente bastante suave: un observador que contemple el avance de un frente cálido verá una secuencia de nubes asociadas primeramente *cirrostratus*, posteriormente *altostratus* y finalmente *nimbostratus*.

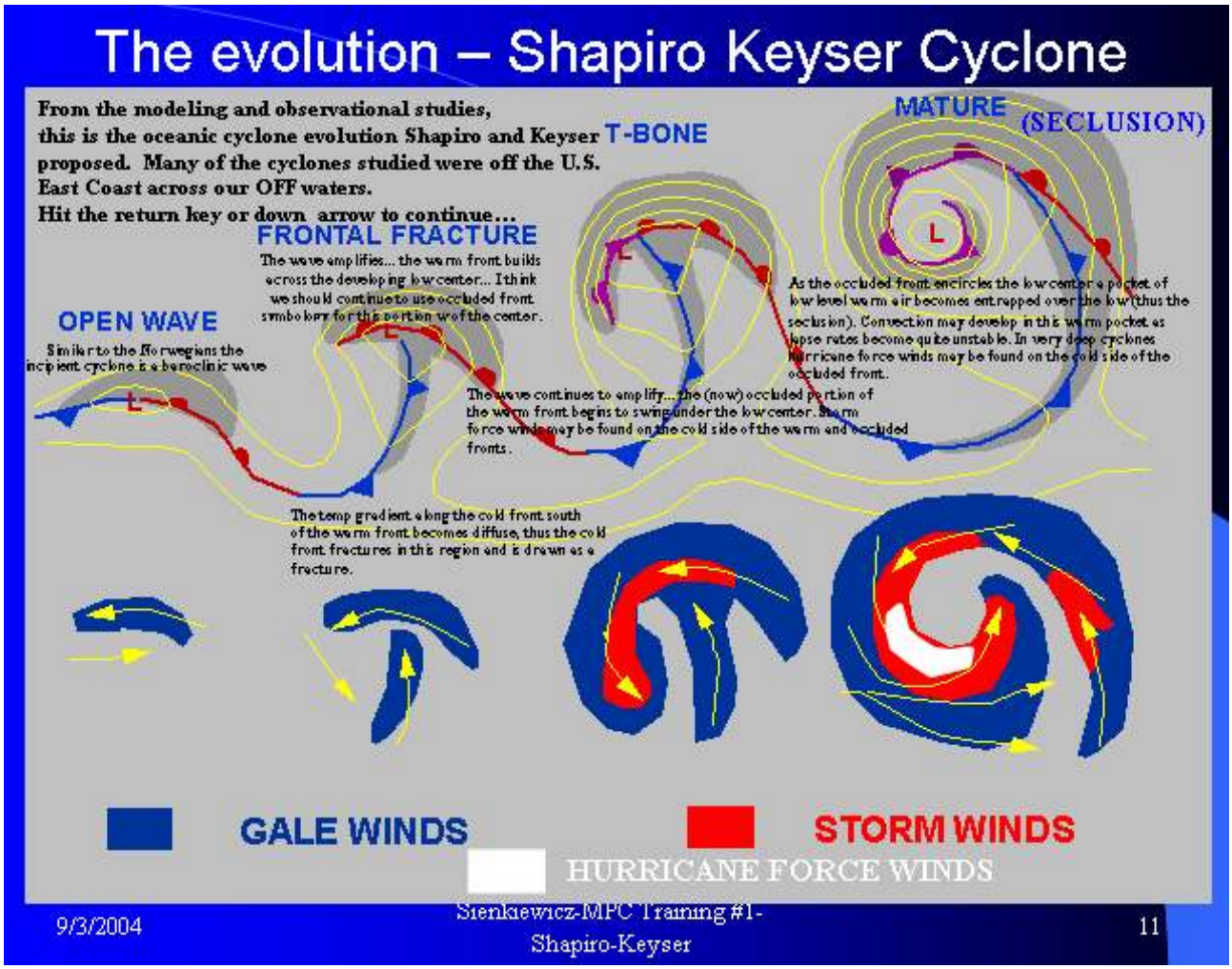
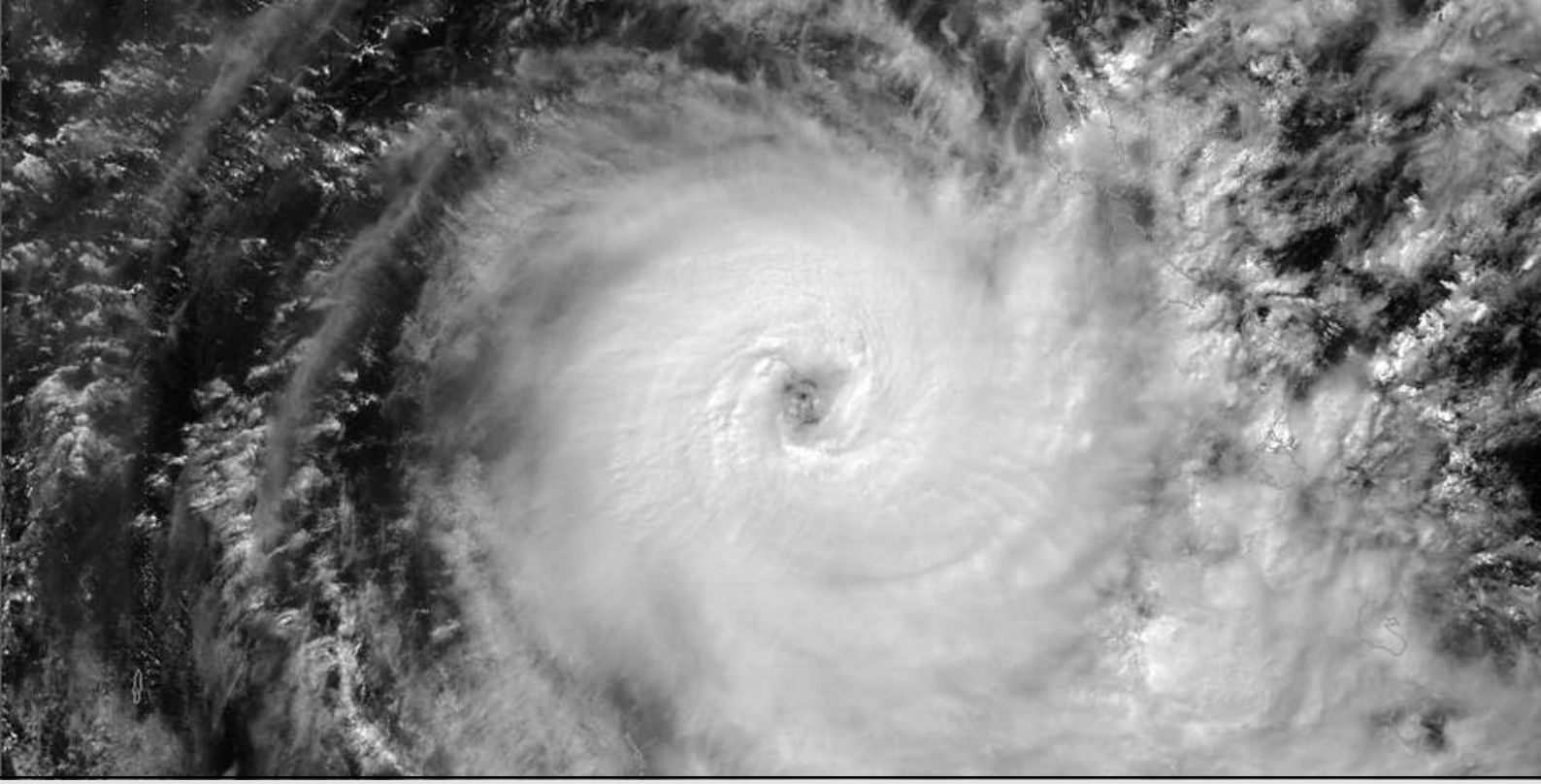


Figura 6.13: Ciclo de vida de ciclón extratropical según el modelo de SHAPIRO-KEYSER *(National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), dominio público, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Shapiro-Keyser_Cyclone.png).*



Satélites meteorológicos 7

CECILIA MARCOS MARTÍN
ATAP, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> The Fifties and Sixties were years of unreal optimism about weather forecasting. Newspapers and magazines were filled with hope for weather science, not just for prediction but for modification and control. Two technologies were maturing together: the digital computer and the space satellite.
>
> *Chaos: making a new science - 1987* – JAMES GLEICK

Los satélites se encuentran localizados en una posición privilegiada para poder observar la atmósfera, por lo que las medidas que toman son muy útiles en diferentes ámbitos de la meteorología. En este capítulo se hace una revisión de la evolución de los satélites meteorológicos, poniendo el foco en aquellos que más se usan en la predicción operativa. También se hace un breve resumen sobre las bandas y productos derivados más utilizados de manera operativa, sobre todo en las labores de *nowcasting* y vigilancia, explicando de manera sucinta su utilización y posibles aplicaciones. De esta manera se pretende proporcionar la información necesaria para un mejor entendimiento de los productos de satélite que puedan aparecer en otros capítulos de este libro.

Palabras clave: satélites meteorológicos, imágenes de satélite, interpretación de imágenes de satélite, productos derivados de las imágenes de satélite, Meteosat, NWCSAF, observación de la atmósfera.

Imagen parte superior: Ciclón tropical *Donna*, que tuvo lugar en el Pacífico Sur el 8 de mayo de 2017. La imagen es de las 3:00 UTC tomada por el satélite *Himawari* (geostacionario japones) en la banda VIS 0.64. Fuente: EUMETSAT.

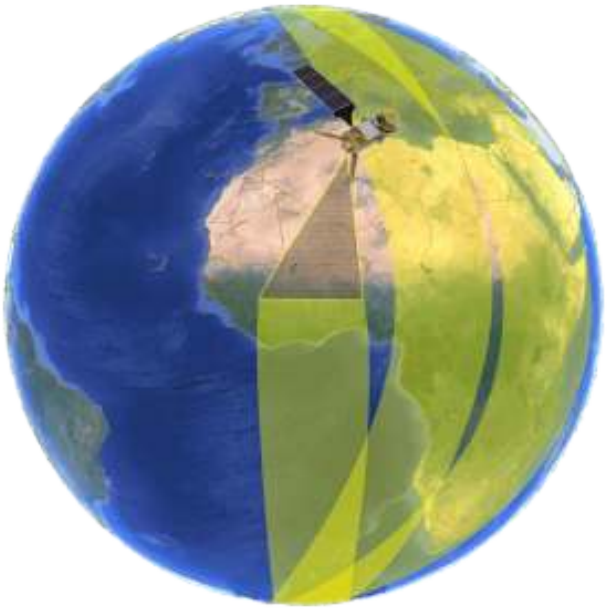


Figura 7.1: Escaneo de un satélite en una órbita polar.

7.1 Introducción

Uno de los aspectos más importantes en meteorología es el de las observaciones. Las observaciones son usadas de diferentes maneras: son asimiladas por los modelos numéricos para mejorar las predicciones, usadas en «tiempo real» por los predictores (sec. 4.2.1 en la página 37) para las labores de *nowcasting* [77], utilizadas para verificar las salidas de los modelos numéricos y de otro tipo de productos, etc. Existen distintos tipos de observaciones. Las observaciones realizadas in situ, por ejemplo por estaciones automáticas o por un observador en una garita, son medidas puntuales de ciertas variables meteorológicas y que, normalmente, se obtienen con alto grado de precisión. Por otro lado están las observaciones realizadas de manera remota, es decir, mediante teledetección. Desde el punto de vista de la localización del instrumento de medición, existen dos tipos de teledetección: la teledetección terrestre, que incluye las redes de rayos y de radares terrestres y la teledetección satelital. Las redes de rayos (sec. 8.10 en la página 120) detectan las descargas eléctricas de los rayos por triangulación, siendo capaces de estimar la localización, tipo e intensidad de las descargas. Los radares terrestres (cap. 8 en la página 109) son aparatos de teledetección activa, que a través de la emisión de un pulso en frecuencia microondas que es capaz de interaccionar con las gotas de agua presentes en la atmósfera, y su posterior recepción, son capaces de estimar la estructura tridimensional de la precipitación y, en el caso de los radares doppler, también el viento radial.

Los satélites meteorológicos tienen una posición privilegiada a la hora de observar la situación meteorológica en su conjunto [335]. Sin embargo, hay que tener siempre presente que, al igual que en el caso del resto de sensores de teledetección, lo que miden es la radiación [375] que llega al sensor. Posteriormente y, dependiendo del tipo de sensor y el rango de frecuencias de la radiación medida, se puede relacionar dicha radiación con otras variables meteorológicas como pueden ser temperatura, viento, precipitación, etc. y, por tanto, hacer una estimación de las mismas [337].

7.2 Órbitas

Los instrumentos que más se usan en meteorología van embarcados principalmente en dos tipos de plataformas: geoestacionarias y polares.

Los primeros satélites meteorológicos fueron posicionados en órbitas terrestres bajas, las denominadas LEO (Low Earth Orbit). Durante la primera serie de satélites meteorológicos experimentales lanzados por la National Aeronautics and Space Administration (NASA), los TIROS, se apreciaron las ventajas de la *órbita polar*, que es un tipo de órbita baja, por lo que los últimos satélites de esta serie fueron posicionados en órbita polar. La órbita polar tiene una inclinación muy cercana a los 90°, con lo que un satélite posicionado en este tipo de órbita pasa muy cerca de los polos y, por tanto, proporciona una buena cobertura de los mismos. Un ejemplo del tipo de escaneo que hace un satélite en una órbita polar se muestra en la Figura 7.1.

Actualmente, la mayor parte de los satélites meteorológicos en órbita baja están posicionados en órbitas polares que, además, son *heliosíncronas*. Este tipo de órbita se caracteriza por ser una órbita geocéntrica que mantiene fija su orientación relativa al Sol, de manera que el ángulo entre el plano de la órbita y el eje Tierra-Sol se mantiene constante a lo largo del año. Esto tiene una ventaja muy importante para instrumentos que toman medidas en los rangos visible e infrarrojo (IR) del espectro, ya que los puntos localizados a una determinada latitud terrestre son escaneados a la misma hora solar local cada día. Esto hace que el ángulo de iluminación solar sea muy parecido cada vez y por tanto las condiciones de iluminación con las que son tomadas las medidas sobre un punto cada día serán casi las mismas.

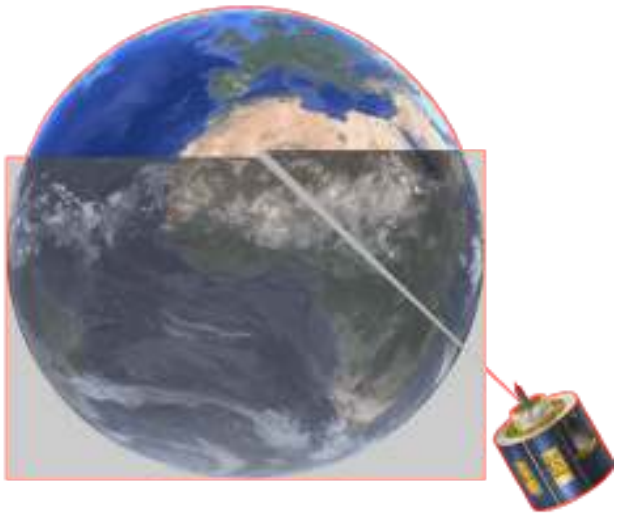


Figura 7.2: Estrategia de escaneo de los satélites geoestacionarios Meteosat de Segunda Generación.

La altura a la que se posicionan típicamente los satélites meteorológicos polares ronda los 890 km. Aunque tardan alrededor de 100 minutos en dar una vuelta completa a la Tierra, la resolución temporal de los mismos (medidas sobre un mismo punto) es de 12 horas. Debido a que estos satélites son de órbita baja, presentan la ventaja de que la resolución espacial con respecto a otro tipo de satélites que vuelan a más altura es mayor. También por este motivo son aptos para llevar a bordo instrumentos de teledetección activa.

Por otra parte y, en general más conocidos, están los satélites posicionados en *órbitas geoestacionarias*. En el caso de Europa, los satélites que «observan» nuestras longitudes geográficas son los conocidos satélites Meteosat. La órbita geoestacionaria es una órbita circular que tiene una inclinación de cero grados, es decir, que orbita en el plano ecuatorial, siguiendo la dirección de rotación de la Tierra. Otra característica de este tipo de órbita es que posiciona los satélites a altitudes cercanas a los 35 790 km, lo que hace que el periodo orbital sea igual al periodo de rotación de la Tierra. De esta forma se consigue que los instrumentos a bordo de estos satélites sean capaces de escanear de manera continua las mismas regiones sobre la superficie terrestre.

Teniendo en cuenta que los satélites geoestacionarios siempre están posicionados en latitud cero grados, los distintos satélites dedicados a cubrir el globo entero se caracterizan por la longitud a la que se encuentran. En el caso de los Meteosat, la longitud es cero grados. Estos satélites tienen una buena cobertura en el ecuador y mala en los polos. También, por estar situados en latitud cero, la resolución espacial es mejor sobre el ecuador, disminuyendo según nos alejamos de este. En la Figura 7.2 se puede ver la estrategia de escaneo del sensor Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI) embarcado en el satélite geoestacionario Meteosat de Segunda Generación (MSG).

Normalmente, los instrumentos que se embarcan en satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria están diseñados para medir radiación global, así como regiones del espectro en los rangos ultravioleta, visible e IR [375]. La principal ventaja de estos instrumentos es que, al permanecer el satélite estático sobre un punto en el ecuador, la resolución temporal viene dada por la velocidad de escaneo del instrumento y la zona que se quiere escanear. Esto permite resoluciones temporales de pocos minutos que, a diferencia de las que proporcionan otro tipo de satélites, permiten la obtención de series de imágenes capaces de mostrar la evolución y el movimiento de los sistemas nubosos con gran detalle.

En algunas ocasiones, bien por la localización de la zona de la que se quieren tomar medidas, bien porque el tipo de medidas que se quieren tomar requieren de una configuración específica, además de los polares y los geoestacionarios, existen satélites meteorológicos posicionados en otro tipo de órbitas. Países que se encuentran en latitudes altas, como es el caso de Rusia y que, por lo tanto, no tienen una buena cobertura de imágenes a partir de satélites geoestacionarios, para la obtención de imágenes con suficiente resolución temporal como para hacer el seguimiento de los sistemas nubosos, han recurrido a la órbita del tipo *Molniya*. Esta es una órbita elíptica de alta excentricidad, con una inclinación de 63.4° y un periodo orbital de 12 horas. En este tipo de órbita, el satélite pasa la mayor parte del tiempo recorriendo el apogeo de la órbita, fenómeno conocido como *pozo del apogeo*, de manera que puede tomar mediciones de forma más o menos continua simulando el funcionamiento de un satélite geoestacionario. Tres satélites posicionados en la misma órbita Molniya permiten una cobertura completa del polo que se observa desde el apogeo de dicha órbita.

Existen dos misiones específicas para el estudio de la precipitación desarrolladas conjuntamente por NASA y Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA). La primera denominada TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) lanzó su satélite en 1997 con un radar a bordo específico para detectar precipitaciones

intensas tropicales y subtropicales, entre otros instrumentos. Dicho satélite, que proporcionó 17 años de datos, viajaba en una órbita circular no heliosíncrona, con 35° de inclinación. Tras su lanzamiento se posicionó a una altura de 350 km y posteriormente, en 2001, se cambió a 403 km, lo que permitía la utilización de un radar activo capaz de generar mapas tridimensionales de precipitación.

En febrero de 2014 se lanzó el satélite principal de la misión GPM (Global Precipitation Measurement), segunda misión también dedicada al estudio de la precipitación. En este caso se trata de una órbita circular no heliosíncrona con 65° de inclinación y que viaja a 407 km de altura. Este satélite también lleva a bordo un radar activo de polarización dual capaz de detectar todo tipo de precipitación generando mapas tridimensionales de la misma.

7.3 Historia

El primer satélite meteorológico, de nombre TIROS-1 (Television Infrared Observational Satellite, Figura 7.3), fue lanzado por Estados Unidos el 1 de abril de 1960 [186]. Las observaciones realizadas por este satélite proporcionaron la primera vista de las nubes asociadas a un sistema meteorológico a gran escala en su conjunto (ver Figura 7.4). Esto supuso una visión de la Tierra desde una perspectiva diferente, siendo la primera vez que se ve una imagen de satélite aplicada a fines meteorológicos tal como las conocemos actualmente.

Figura 7.3: Copia del satélite TIROS-1, utilizada para pruebas en tierra y cedida por la NASA al Museo Nacional del Aire y del Espacio en Washington DC, donde se encuentra expuesta. Fuente: Smithsonian National Air and Space Museum.

Figura 7.4: Primera imagen televisiva de la Tierra vista desde el espacio tomada desde el satélite TIROS-1. Fuente: NASA

Como precursores de este hito se pueden considerar el lanzamiento del primer cohete de combustible líquido que llevaba un barómetro, un termómetro y una cámara, por parte de Robert Goddard en 1929. Y el lanzamiento exitoso del primer satélite artificial, el Sputnik 1, llevado a cabo por la Unión Soviética el 4 de octubre de 1957.

Debido al éxito y la gran revolución que supusieron las imágenes tomadas en meteorología por el satélite TIROS-1, la NASA lanzó una serie experimental de 10 satélites TIROS que estuvieron funcionando con éxito hasta 1968, siendo el TIROS-9 el primer satélite de la serie en órbita polar. El buen resultado obtenido a través de la serie de satélites TIROS hizo que la ESSA (Environmental Science Services Administration) lanzara una serie de nueve satélites operacionales o TOS (TIROS Operational Satellite) de nombres ESSA-1 a ESSA-9. De manera paralela al programa TOS, la NASA desarrolló otra serie de siete satélites, llamados NIMBUS, dedicados a la investigación científica. Dichos satélites fueron usados de manera muy exitosa como banco de pruebas para el desarrollo de futuros instrumentos de órbita polar, tales como instrumentos de imagen IR, radiómetros microondas y sondeadores en el IR, entre otros. Además, a través de los satélites NIMBUS se alcanzaron un gran número de logros en las áreas de meteorología, oceanografía, geología, hidrología, cartografía y geomorfología.

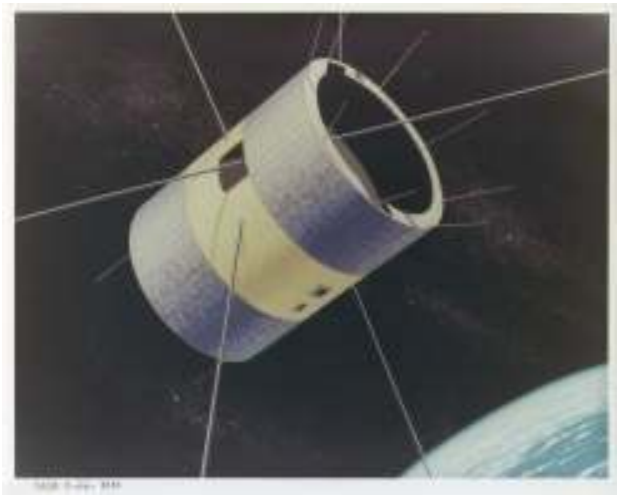


Figura 7.5: Satélite ATS-1. Fuente: NASA.

Con base en toda la experiencia anterior, se consiguió un gran avance con el lanzamiento del satélite NOAA-2 [420] en octubre de 1972, especialmente en el seguimiento operacional de nubes, cambiando la anterior tecnología de cámaras *vidicón* por radiómetros multiespectrales de alta resolución para ese momento. Otro gran avance tuvo lugar con el primer lanzamiento de la serie TIROS-N en octubre de 1978 y la inclusión del sensor AVHRR (Advance Very High Resolution Radiometer), que por continuidad de series climáticas, todavía se encuentra a bordo de algunos satélites en la actualidad.

El satélite Syncom-3 (Synchronous Communication Satellite) fue el primero en ser posicionado en una órbita geoestacionaria el 19 de agosto de 1964. Dicho satélite fue un satélite experimental de comunicaciones ubicado sobre el ecuador a 180° de longitud en el océano Pacífico.

Después de haberse demostrado la gran utilidad de las imágenes satelitales para el desarrollo de la meteorología y gracias a los esfuerzos de Verner Suomi y Homer Newell, el satélite ATS-1 (Applications Technology Satellite, Figura 7.5) llevó a bordo una cámara de escaneado giratorio que permitió obtener imágenes en el visible del disco entero cada 20 minutos (Figura 7.6). El ATS-1, que en un principio fue concebido como un satélite de comunicaciones, se convirtió también en el primer satélite en órbita geoestacionaria dedicado a la observación de la Tierra. Dicho satélite fue puesto en órbita el 6 de diciembre de 1966 permitiendo observar, por primera vez en la historia, el movimiento de los sistemas nubosos gracias a una secuencia de imágenes. Este hito supuso un gran avance en el pronóstico del tiempo.

Hubo una serie de seis satélites ATS que fueron lanzados entre 1966 y 1974, siendo el ATS-3 el primero en ser capaz de tomar una imagen a color de la Tierra.

Vista la gran utilidad que en meteorología tuvieron las imágenes tomadas por los satélites de la serie ATS, la NASA desarrolló un prototipo de satélite geoestacionario operacional, el SMS (Synchronous Meteorological Satellite). Este tipo de satélite se generó por duplicado. El SMS-1 se lanzó en mayo de 1974 y el SMS-2 en febrero de 1975, posicionándose en las longitudes 75W y 135W, con el objetivo de cubrir todo el continente americano y el océano Pacífico. Estos satélites llevaron a bordo un radiómetro multiespectral en los rangos visible e IR del espectro con resoluciones espaciales de 1 km y 7 km respectivamente en cada rango.

Dos años después, en 1977, la Agencia Espacial Europea lanzó el primer satélite de la serie Meteosat de primera generación (Figura 7.7 en la página siguiente), que incluía siete satélites. El radiómetro incluido en esta serie, el MVIRI (Synchronous Meteorological Satellite), disponía de tres canales, uno en el visible con una resolución de 2,5 km y dos en el IR, con resolución 5 km. El principal avance que supuso este satélite fue el hecho de que una de las bandas del IR está situada en una región de absorción de vapor de agua del espectro. Esto produjo una visión diferente de los sistemas meteorológicos a gran escala proporcionando información muy valiosa sobre humedad en la troposfera alta y sobre la circulación a escala sinóptica.

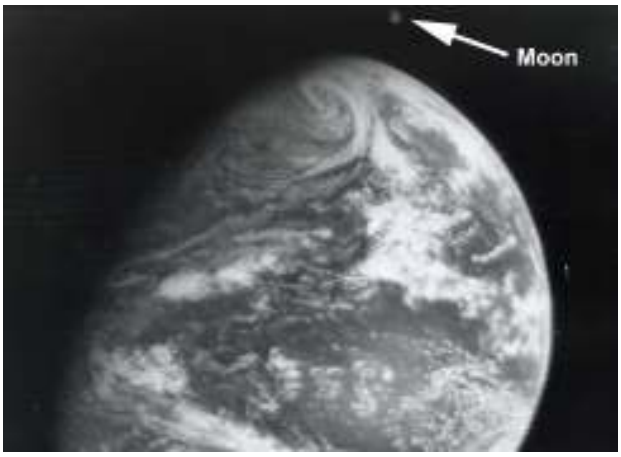


Figura 7.6: Imagen tomada por el satélite ATS-1 en la que por primera vez se obtiene una vista conjunta de la Tierra y la Luna.

Figura 7.7: Primera imagen tomada por el satélite Meteosat-1. ESA.

Figura 7.8: Satélite MSG-3 antes de ser puesto en órbita. Fuente: ESA.

Actualmente se encuentra posicionado en la longitud 0°, dando cobertura a Europa y África, el satélite Meteosat-11, perteneciente a la serie MSG (Figura 7.8). Estos llevan a bordo dos instrumentos. GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) es un radiómetro con dos canales de banda ancha, en los rangos visibles e IR del espectro, que sirve para calcular la radiación térmica [375] emitida por la Tierra en un rango espectral entre 4.0 y 30 µm. SEVIRI es el instrumento más utilizado de manera operacional. Este radiómetro proporciona imágenes del disco completo cada 15 minutos en 12 bandas en las regiones visible e IR del espectro.

7.4 Uso operativo de las imágenes de satélite

Como se menciona en el anterior apartado, debido a su alta resolución temporal por estar embarcado a bordo de un satélite geostacionario, las imágenes que más se usan de manera operativa son las tomadas por el sensor SEVIRI. Las 12 bandas de que dispone este sensor se distribuyen en 11 bandas con 3 km de resolución horizontal en nadir que cubren una región del espectro entre 0.5 y 14.4 µm y una banda visible con una resolución de 1 km en nadir (HRVIS) con un rango de 0.5 a 0.9 µm.

7.4.1 Bandas en el visible

Todas las bandas situadas en el rango del visible detectan albedos, tratándose en este caso de radiación emitida por el sol y reflejada por la superficie terrestre o los topes nubosos [30]. Son bandas ventana, es decir, se ven poco o nada afectadas por absorciones de gases presentes en la atmósfera (sec. 6.1 en la página 74). En cuanto a su interpretación, en ausencia de realces se presentan en tonos de gris representando los distintos tonos el albedo de la superficie y de los topes nubosos, siendo las zonas con mayor albedo las que se ven más claras. La mayor desventaja de las bandas que toman medidas en el visible es que no disponen de información en ausencia de radiación solar.

La banda del visible más utilizada es la HRVIS o visible de alta resolución. Debido precisamente a esa mejor resolución espacial permite la detección de procesos subsinópticos.

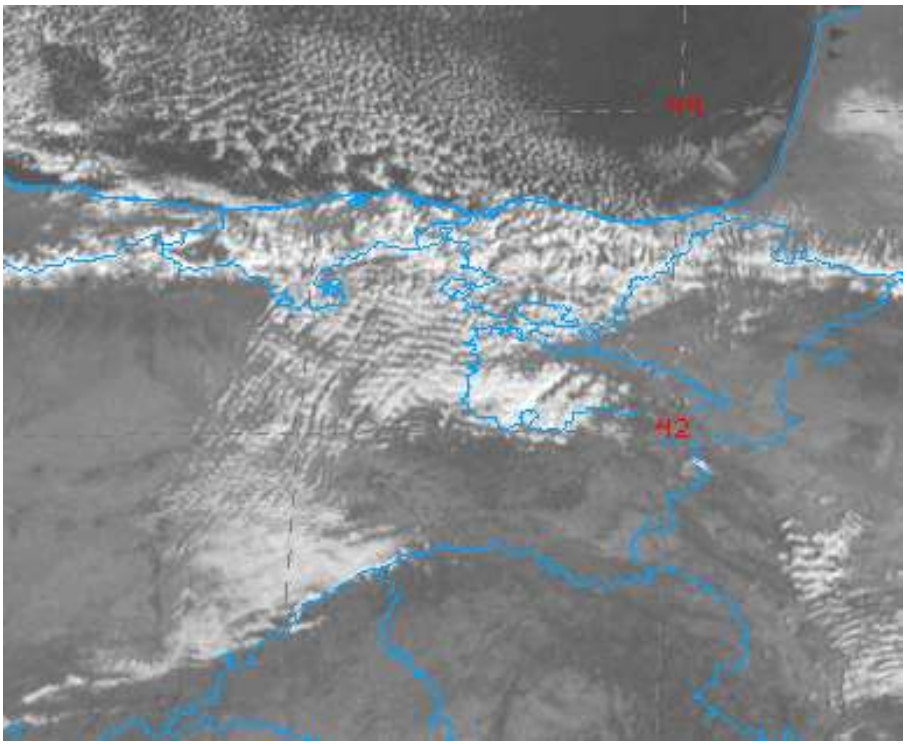


Figura 7.9: Ondas a sotavento en el Cantábrico oriental el 22-02-2018 a las 10:00 UTC vistas en una imagen HRVIS.

Utilizando esta banda podemos apreciar la estructura de los topes nubosos, llegando a distinguirse los topes traspasantes (también conocidos como *overshooting tops*) de las nubes convectivas, que nos proporcionan una idea de la intensidad de las corrientes verticales que están teniendo lugar dentro de la nube. También se pueden ver bien estructuras nubosas relacionadas con la orografía como las ondas a sotavento (sec. 4.3.2 en la página 45). La Figura 7.9 muestra un ejemplo de este tipo de nubosidad provocada por un flujo del norte que atraviesa el este de la cordillera Cantábrica y los montes Vascos.

Otra utilidad de las imágenes HRVIS es la detección y seguimiento de nieblas durante el día. También son útiles para detectar las primeras formaciones nubosas en entornos preconvectivos.

De las bandas con resolución 3 km, hay dos bandas en el rango del visible, la VIS 0.6 (0.56-0.71 µm) y la VIS 0.8 (0.74-0.88 µm). Al igual que la HRVIS, son bandas que permiten el seguimiento de los sistemas nubosos durante el día y proporcionan información sobre el espesor óptico de las nubes. Las nubes más espesas, con mayor desarrollo vertical, reflejan más radiación y, por lo tanto, se ven en colores más claros. A través de las bandas en el visible se pueden clasificar los distintos tipos de nubes atendiendo a su estructura horizontal vista desde el satélite. Las nubes convectivas, con gran desarrollo vertical y poca extensión horizontal, son las más brillantes. Las nubes estratiformes, con gran extensión horizontal, aunque también se ven en tonos claros, son menos brillantes que las convectivas. Los cirros, dependiendo de su espesor, se ven en tonos más o menos oscuros, ya que dejan pasar la mayor parte de la radiación reflejando solo una pequeña parte de ella.

Estas bandas también son utilizadas para la detección de calimas y nubes de humo. Las partículas de esos tamaños producen dispersión de Mie de la radiación en las longitudes de onda del visible, que se caracteriza por un aumento de la dispersión hacia delante, tanto mayor cuanto menor es el ángulo de incidencia de los rayos solares.

La principal diferencia entre ambas bandas en el visible se encuentra en la diferente manera que tienen de reflejar los tipos de superficie. En concreto, la banda VIS 0.8 es sensible a los distintos tipos de vegetación, siendo muy útil para calcular índices de vegetación.

Otra aplicación de las bandas en el visible es que, bajo ciertos ángulos entre el sol y el satélite, las superficies de agua producen reflejo especular (también conocido como sun glint). Cuanto más en calma está el agua, mayor es el albedo. Un mar agitado con muchas olas tiene un albedo más bajo. Teniendo en cuenta que el viento influye en el estado de las aguas, el reflejo especular proporciona información sobre el viento en superficie.

Figura 7.10: Banda NIR 1.6 en 22-02-2018 a las 12:00 UTC en la que se muestra cómo se ven las nubes con topes de agua líquida, de hielo y la nieve.

7.4.2 Bandas ventana en el IR cercano y en el IR térmico

Las bandas en el IR cercano tienen enorme utilidad porque contienen, entre otras cosas, información sobre las propiedades microfísicas de los topes nubosos [420]. SEVIRI tiene una banda localizada dentro de este rango del espectro, la NIR 1.6 (1.50-1.78 μm). Esta es una banda puramente solar, como lo son las bandas en el rango del visible, por lo tanto también detecta albedos. La principal característica de esta banda es que es sensible a la fase de los topes nubosos, permitiendo también la detección de nieve. En este rango del espectro las partículas de agua líquida reflejan de manera mucho más eficiente la radiación que los cristales de hielo, de modo que las nubes con topes de agua líquida se ven en tonos gris claro mientras que las nubes con topes nubosos en fase hielo y la nieve, se ven en tonos gris oscuro. Podemos ver un ejemplo en la Figura 7.10.

Las bandas en el IR térmico principalmente proporcionan información sobre la temperatura de la superficie y los topes nubosos. En ausencia de realces, al igual que en el caso de las bandas solares, las imágenes se presentan en tonos de gris. En este caso, radiancias más altas, que representan temperaturas de brillo mayores, se presentan en tonos más oscuros. Por el contrario, las superficies frías se ven en tonos gris claro en estas bandas. Esta información sobre la temperatura de los topes nubosos está relacionada con la altura de los mismos. Nubes con topes fríos se encuentran a alturas mayores que nubes con topes más cálidos.

La banda IR 3.9 (3.48-4.36 μm) es una banda mixta. Por la noche es una banda IR térmica que recibe la energía emitida por la superficie terrestre y las nubes. Por el día, además de la parte IR térmica recibe el albedo de las superficies. Esta banda tiene multitud de aplicaciones que en algunos casos dependen del momento del día. Por la noche, al ser un canal IR térmico, sirve para estimar la temperatura de la superficie y para detectar islas de calor urbano. Por el día, debido a la contribución solar, se obtiene información sobre la fase de los topes nubosos y el tamaño de las partículas que forman dichos topes, permitiendo además hacer una buena discriminación de las nubes multicapa. Nubes en capas bajas de la atmósfera, con temperaturas cálidas y formadas por gotas de agua líquida, que reflejan de manera eficiente la energía, se ven en tonos oscuros. Por el contrario, las nubes altas, frías, formadas por cristales de hielo, se ven en tonos claros. Además, debido a que las partículas pequeñas en esta banda reflejan mejor la radiación que les llega que las partículas más grandes, se ven en tono más oscuros. Esto permite el estudio de las estructuras de los topes nubosos atendiendo al tamaño de las partículas que lo forman. Debido a que la banda IR 3.9 tiene una respuesta subpixel muy alta, esta sirve para la detección de incendios, tanto de día como de noche.

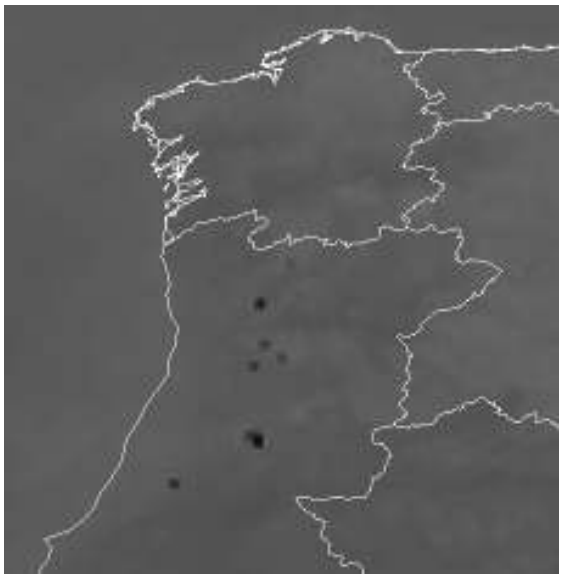


Figura 7.11: Incendios en Portugal el 08-10-2017 a las 18:00 UTC vistos por la banda IR 3.9.

Incluso aunque el incendio no cubra por completo el pixel, la radiancia medida en esta banda aumenta considerablemente cuando existen focos de calor intenso. La Figura 7.11 muestra un ejemplo de incendios en Portugal vistos a través de la banda IR 3.9.

Otras aplicaciones de la banda IR 3.9 válidas en cualquier momento del día son la detección de cirros finos, y de nieblas y nubes bajas. Para ello se usan diferencias con otras bandas.

Existen otras tres bandas ventana en el IR térmico. Son las IR 8.7 (8.30-9.10 µm), IR 10.8 (9.80-11.80 µm) e IR 12.0 (11.0-13.0 µm). Aunque todas ellas son bandas térmicas que proporcionan información sobre la temperatura de las superficies, y todas ellas sirven para el estudio y seguimiento de los sistemas nubosos, cada una de ellas tiene sus peculiaridades. Las distintas bandas ventana, en las que la atmósfera es trasparente a la radiación, pueden aun así contener pequeñas líneas de absorción que las proveen de ciertas características y las diferencian unas de otras.

La banda más usada de manera operativa es la IR 10.8. Esta es la banda más limpia, es decir, la menos afectada por pequeñas absorciones. A través de esta banda podemos detectar estructuras atmosféricas a escala sinóptica como pueden frentes, ejes del chorro, dorsales, vaguadas… a través de la configuración de nubes que nos encontremos y estudiar sistemas convectivos mesoescalares a través de la forma y temperatura de los topes nubosos. Esta banda es la que se usa operativamente para hacer las guías técnicas de diagnóstico de niveles bajos en el Centro Nacional de Predicción (CNP) de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). La Figura 7.12 en la página siguiente muestra un ejemplo de una de estas guías dibujada sobre una imagen de la banda IR 10.8, en la que se ve la borrasca Emma al este de la Península, sobre el Atlántico, con la nubosidad típica de un sistema de bajas presiones con sus frentes asociados.

La banda IR 10.8 también es utilizada en las labores de nowcasting [77] por su gran utilidad en el seguimiento de los sistemas convectivos. Su utilidad viene sobretodo en el seguimiento de los mismos dado que las estructuras típicas de este tipo de sistemas son fácilmente detectables en esta banda. Las temperaturas de los topes nubosos aportan una información muy útil sobre el estado de los mismos. Los topes traspasantes también son detectables en esta banda ya que, al atravesar o deformar las corrientes verticales la inversión de las capas estables presentes en niveles más altos, la temperatura en esos puntos aumenta dando lugar a estructuras de anillos fríos. Para una mejor discriminación de las estructuras de los topes nubosos en cuanto a su temperatura, se suelen aplicar realces de color a esta banda. Estos realces permiten estudiar anillos fríos, y estructuras en forma de U y V, típicas de sistemas convectivos severos con fuerte cizalladura del viento en capas altas de la atmósfera.

La banda IR 10.8, por ser la más limpia en cuanto absorciones, es la que se usa típicamente para hacer diferencias con otras bandas. Por ejemplo se usa junto con la banda IR 3.9 para la detección de nieblas y nubes bajas. Esta detección se basa en que la diferencia IR3.9 – IR10.8 es negativa por la noche debido a que la emisividad de las nubes de agua en niveles bajos es menor en el IR 3.9 que en el IR 10.8. En cambio, de día, la radiación solar reflejada por la banda IR 3.9 por parte de las gotas de agua líquida de la nube hace que dicha diferencia sea positiva. Este método no es válido durante el amanecer y el anochecer.

Usar conjuntamente las bandas IR 3.9 e IR 10.8 sirve para la detección de nubes de agua subfundida. La banda IR 3.9 de día y la diferencia entre ambas bandas por la noche, sirve para detectar la fase. Con la banda IR 10.8 se hace una estimación de la temperatura de la nube.

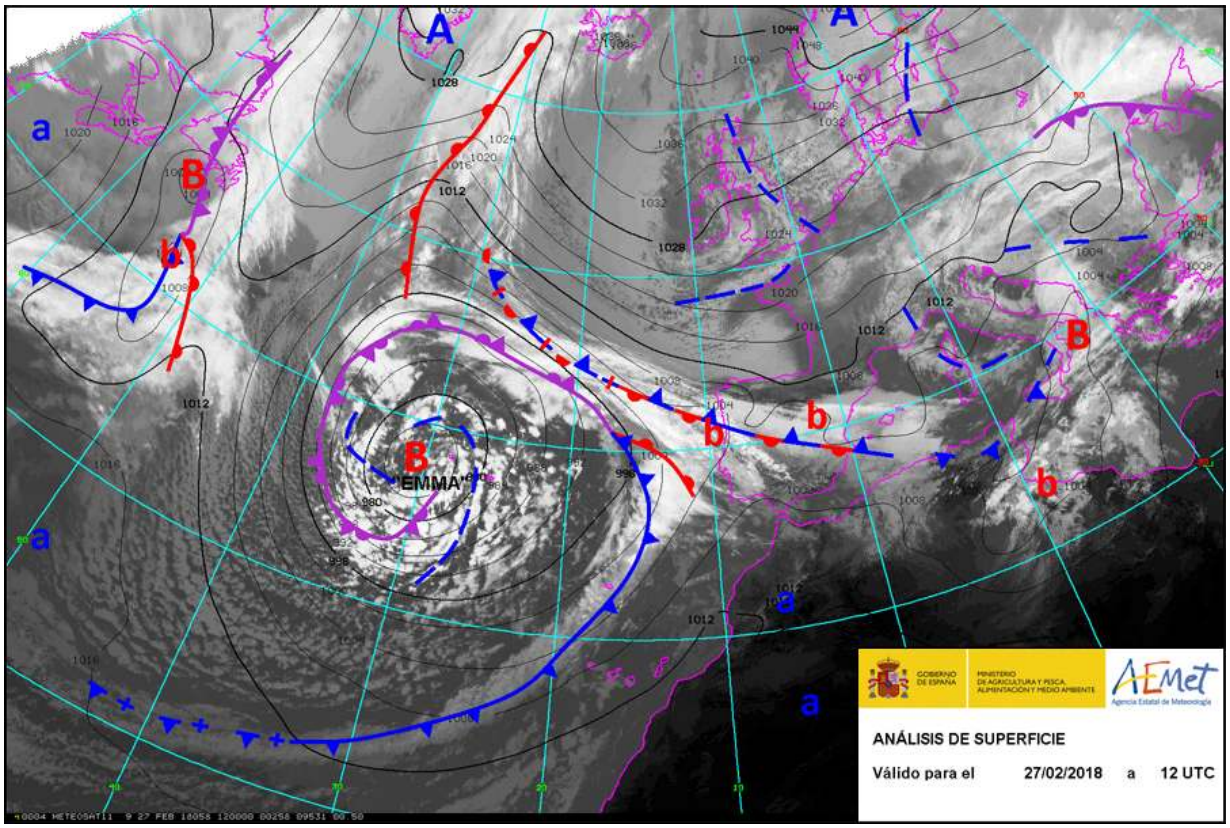


Figura 7.12: Guía técnica de diagnóstico de niveles bajos para el día 27-02-2018 a las 12:00 UTC sobre imagen IR 10.8.

Debido la diferencia en la absorción de la radiación por parte de las partículas de hielo que forman los cirros finos en las diferentes bandas del IR térmico, las diferencias entre las mismas sirven para detectar este tipo de nubes.

7.4.3 Bandas de absorción en el IR térmico

Existen cuatro bandas de absorción en el IR térmico. La banda IR 9.7 (9.38-9.94 μm) es la de absorción de ozono. Se ve afectada por la absorción de ozono sobretodo en la troposfera alta. En esta banda podemos detectar dobleces de la tropopausa con franjas blancas que representan altas concentraciones de ozono. Normalmente, en estos dobleces de la tropopausa hay una cizalladura vertical del chorro combinada con una convergencia ageostrófica de masas de aire polares, subtropicales y estratosféricas. Estos dobleces marcan el cambio en la altura de la tropopausa y se caracterizan por la ocurrencia de fuerte turbulencia. La banda IR 9.7 también sirve para la detección de vientos en la baja estratosfera [221].

La banda IR 13.4 (12.40-14.40 μm) es una banda de absorción de CO_2. Sirve para calcular perfiles de temperatura, índices de inestabilidad y vientos a través de productos derivados.

Las bandas con absorción más fuerte y más usadas de manera operativa, son las de vapor de agua. Hay dos: la WV 6.2 (5.35-7.15 μm) y la WV 7.3 (6.85-7.85 μm). Ambas bandas caen dentro de una región del espectro electromagnético de absorción de vapor de agua que está entre los 5 y 8 μm. La banda WV 6.2 está localizada en el centro de dicha región de absorción, mientras que la banda WV 7.3 se encuentra situada en un borde. El resultado de esto es que la radiación emitida por la superficie en la banda WV 6.2 es absorbida de manera más intensa que la situada en la banda WV 7.3. Es decir, la banda WV 6.2 tiene un poder de absorción mayor. Lo que ocurre con estas bandas es que, en presencia de humedad, toda la radiación emitida por la superficie es absorbida por el vapor de agua antes de llegar al satélite. Al absorber esta energía, las moléculas de vapor de agua modifican su temperatura y reemiten energía dependiendo de dicha temperatura según la *Ley de* PLANCK (sec. 6.1 en la página 74). Por este motivo, las imágenes que obtenemos a través de estas bandas de absorción, nos muestran información directa sobre la presencia de vapor de agua en la atmósfera y sobre su movimiento.

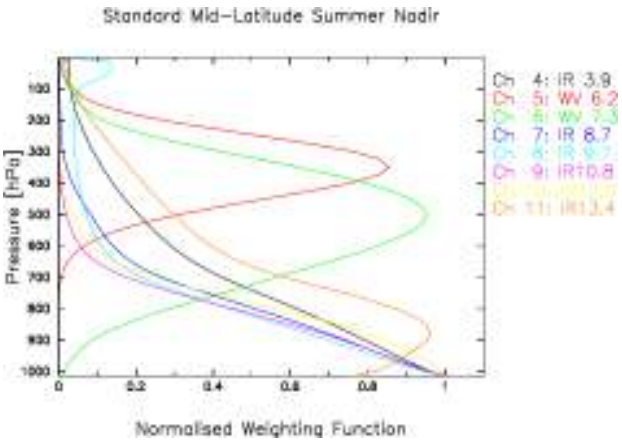


Figura 7.13: Funciones de peso de las bandas del sensor SEVIRI. Fuente: EUMETSAT.

Esto es muy interesante ya que, de esta manera, estas bandas nos permiten «ver» la atmósfera y su evolución de manera bastante clara. Además del diferente poder de absorción, las dos bandas de vapor de agua difieren en la localización del vapor de agua que afecta a cada una de ellas.

Este comportamiento se ve a través de las funciones de peso, que proporcionan información sobre la variación de la transmitancia con la presión para cada longitud de onda, es decir, nos informan acerca de dónde proviene la mayor parte de la radiación que llega al sensor debido a la contribución de la atmósfera. En la Figura 7.13 se pueden ver las funciones de peso para cada una de las bandas del sensor SEVIRI. En concreto estas nos muestran dichas funciones calculadas para unas condiciones típicas del verano de latitudes medias, pero hay que tener en cuenta que varían ligeramente de forma y posición dependiendo de las condiciones de temperatura y humedad de la atmósfera. En rojo vemos la función de peso de la banda WV 6.2 y vemos como la mayor parte de la contribución de esta banda viene de niveles altos de la troposfera. En cambio, la función de peso de la banda WV 7.3 (en verde), es más ancha, llegando incluso a tener una pequeña contribución de la superficie. Y la mayor contribución en esta banda proviene del vapor de agua presente en niveles medios de la troposfera. Por ello, en condiciones muy secas en niveles medios es posible llegar a ver características de la superficie tales como montañas, zonas nevadas, ondas orográficas, etc.

Al igual que en el resto de bandas, las imágenes obtenidas a través de las bandas de vapor de agua típicamente se presentan en tonos en gris. Y al ser bandas en el IR térmico, estas imágenes también son mapas térmicos en los que los tonos claros significan temperaturas frías y los oscuros, temperaturas más altas. Pero debido a que nos encontramos ante bandas de absorción, la interpretación es la siguiente:

- Tonos blancos o gris muy claro: nos encontramos ante nubes. La radiación que proviene de la superficie y las capas más bajas de la atmósfera es totalmente interceptada y vemos los topes nubosos más fríos.
- Tonos gris oscuro a negro: la atmósfera está seca en estas zonas (recordar que en cada banda la contribución viene de una capa de la atmósfera). La radiación emitida en la superficie y en capas más bajas de la atmósfera, que son más cálidas, llega al satélite.
- Diferentes tonalidades de gris: proporcionan información sobre la concentración de vapor de agua en distintas capas de la atmósfera, dependiendo de la banda en cuestión.

La gran ventaja de estas bandas es que proporcionan continuidad visual en las estructuras dinámicas de la atmósfera, ya que, no solo permiten ver las nubes, sino también el vapor de agua. La banda WV 7.3, por tanto, proporciona información sobre la distribución y contenido de humedad en capas medias de la troposfera. Por su parte, la banda WV 6.2, una de las bandas más utilizadas de manera operativa, proporciona información sobre la distribución y contenido de humedad en capas altas de la troposfera. Lo que estamos viendo cuando miramos una imagen de la banda WV 6.2 es una imagen tridimensional de la isosuperficie de 1 mm de vapor de agua que llega al satélite. Como el vapor de agua está distribuido de diferente manera no solo en la horizontal, sino en la vertical a lo largo de la troposfera, con las bandas de vapor de agua se generan imágenes que muestran superficies tridimensionales. Las áreas oscuras, que se refieren a zonas secas, muestran la radiación que proviene de zonas más bajas en la atmósfera y por tanto más cálidas.

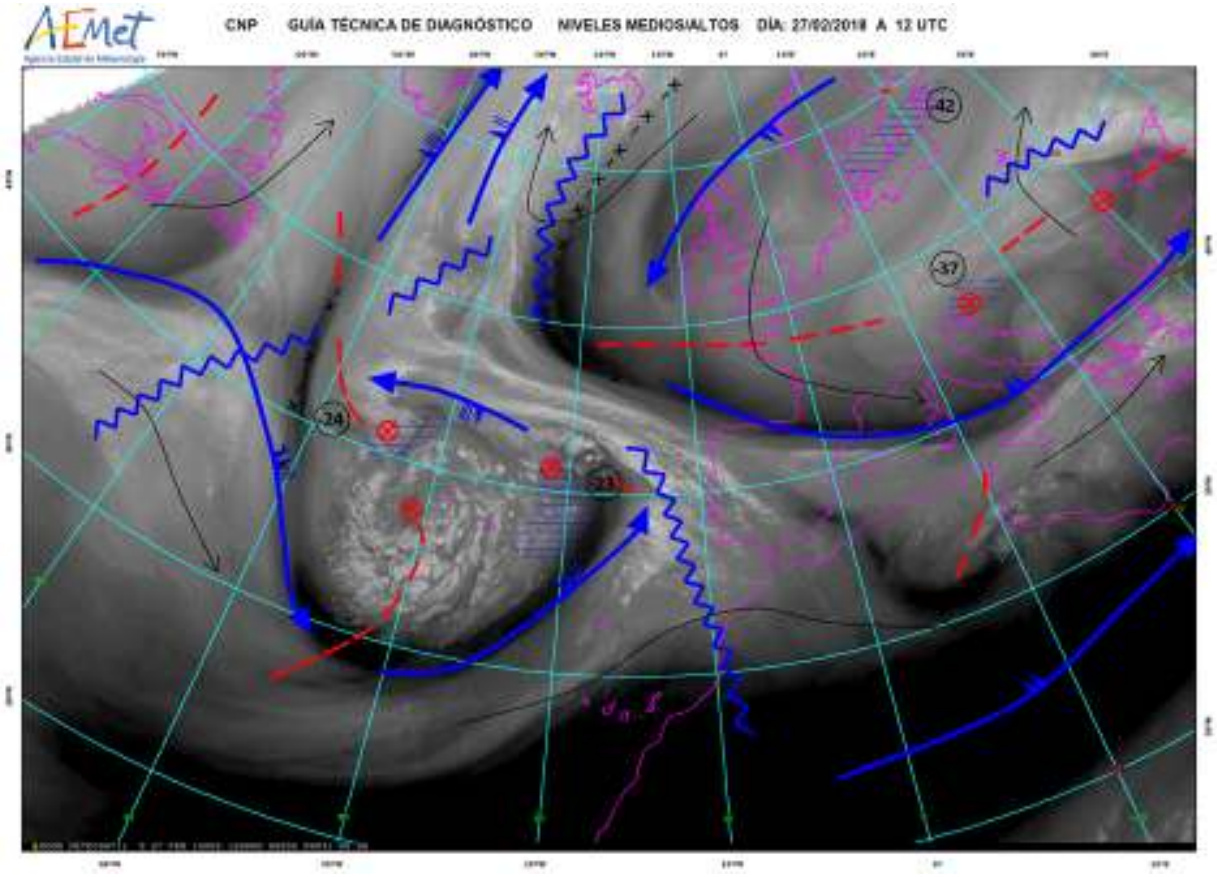


Figura 7.14: Guía técnica de diagnóstico de niveles medios-altos para el día 27-02-2018 a las 12:00 UTC sobre imagen WV 6.2

Las zonas con tonos grises más claros dan información sobre la concentración y la temperatura del vapor de agua en la región que estemos estudiando (dependiendo de la banda utilizada), por ello podemos saber cómo está distribuido el vapor de agua en esas capas de la atmósfera tanto en la horizontal como en la vertical. Además, a través de las secuencias de imágenes, disponibles cada 15 minutos, se puede hacer el seguimiento de su movimiento y evolución. Esto también es muy útil para el cálculo de vientos en las zonas donde no hay nubes.

Teniendo en cuenta que la banda WV 6.2 muestra la distribución tridimensional de humedad en capas altas de la troposfera, permite la identificación de estructuras dinámicas en esos niveles tales como vaguadas, dorsales, bajas, chorros y máximos de viento, zonas de deformación, dobleces de la tropopausa, anomalías de vorticidad potencial, etc.

Por tanto, esta banda WV 6.2 se usa para hacer las guías técnicas de diagnóstico de niveles medios-altos. Tenemos un ejemplo de estas guías en la Figura 7.14 en la que se ve la borrasca Emma en altura, con su centro de vorticidad de curvatura y su nubosidad asociada en altura. Se puede ver un chorro bien definido en la imagen WV 6.2 al sur de la misma y otro al norte de la península ibérica a la altura de los Pirineos.

7.5 Productos derivados utilizados en predicción operativa

Además de las imágenes suministradas por las bandas SEVIRI, existe un gran número de composiciones y productos derivados que permiten obtener más información sobre los procesos que están ocurriendo en la atmósfera. Un ejemplo de ello son las imágenes Sandwich, que no son otra cosa que una composición de la banda IR 10.8 con un realce de color a la que se superpone la banda HRVIS. Este producto es muy útil para la vigilancia de sistemas convectivos ya que proporciona las ventajas de ambas bandas a la vez. De esta manera tenemos información sobre la temperatura de los topes nubosos y de su textura de un solo vistazo.

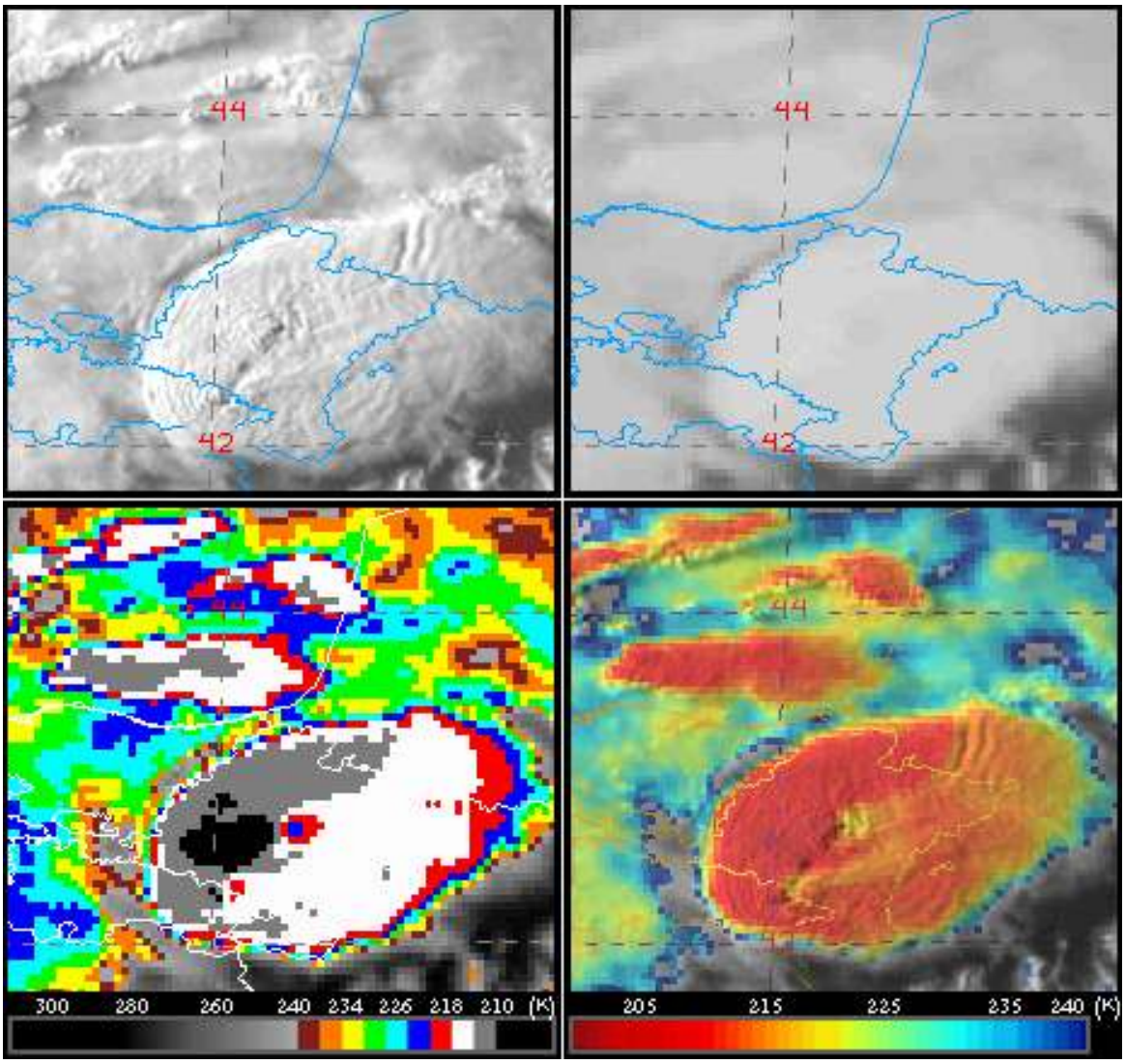


Figura 7.15: Sistema convectivo de mesoescala sobre Navarra ocurrido el 08-06-2017 (imagen de las 18:00 UTC) visto desde el satélite a través de la banda HRVIS (arriba izquierda), banda IR 10.8 sin realce (arriba derecha), banda IR 10.8 con realce PREVIMET (abajo izquierda) y producto Sandwich *(abajo derecha).*

En la Figura 7.15 se puede ver el tope nuboso de un sistema convectivo de mesoescala (con productos de radar se vio que se trataba de una supercélula). En la imagen que muestra la banda HRVIS se ven varios topes traspasantes sobre el yunque así como las ondulaciones provocadas por los intensos vientos en esa capa.

Si observamos este tipo de estructuras en horas del día en las que el sol no esté demasiado alto, la longitud de las sombras de los topes traspasantes nos puede dar una idea de la severidad del sistema debido a la intensidad de sus corrientes verticales.

En la imagen de la banda IR 10.8 sin realce, sí se puede apreciar la diferencia de resolución horizontal con respecto a la banda HRVIS en este caso, y vemos que por sí misma no proporciona demasiada información ya que los contrastes en la escala de grises no son muy evidentes.

Por esta razón normalmente se aplican realces de color a estas imágenes. Abajo a la izquierda vemos la misma imagen con un realce aplicado (PREVIMET), específico para situaciones de convección. De esta manera podemos apreciar el reflejo del punto cálido a sotavento de dos de los topes traspasantes que detectamos en la banda HRVIS.

La imagen Sandwich, en la que la banda IR 10.8 tiene aplicado un realce de color propuesto por el grupo internacional de convección (Convection Working Group), al que se superpone el canal HRVIS con lo que podemos ver toda la información que hemos obtenido de las anteriores imágenes de una sola vez.

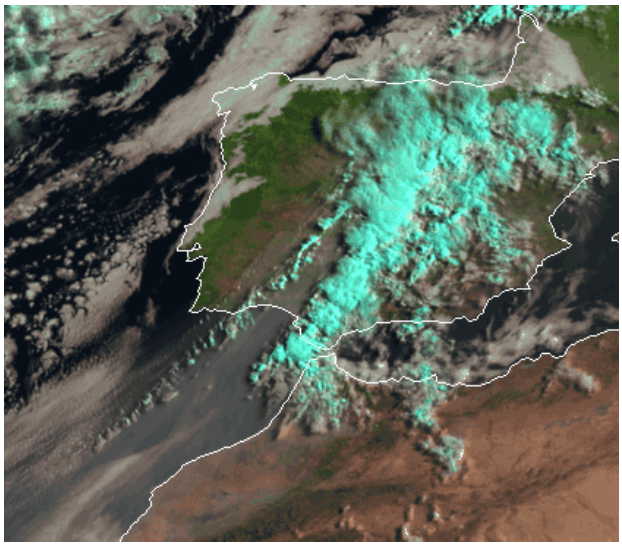


Figura 7.16: RGB Natural del día 20-07-2016 a las 07:00 UTC.

7.5.1 Composiciones RGB

Otro tipo de composiciones muy útiles son las imágenes *RGB*. Estas imágenes se basan en la obtención de cualquier color a través de la mezcla por adición de los tres colores primarios de la luz: rojo, verde y azul. De esta forma, construyendo imágenes desde esos tres canales (R,G,B), utilizando en cada canal una banda o diferencia de bandas del satélite, podemos resaltar en diferentes colores las estructuras meteorológicas que nos interesen. Existe ya un gran número de imágenes RGB recomendadas para detectar distinto tipo de situaciones, sin perjuicio de que se puedan obtener otras nuevas con el mismo o distintos objetivos.

Una de las imágenes RGB más utilizadas es la denominada de *Color Natural*. Ésta consiste en tratar de construir, a partir de las bandas del satélite, una imagen con la misma apariencia que la que vería el ojo humano. Para ello hay que utilizar una banda localizada en el color rojo (618-780 nm) para el canal rojo (R), una banda localizada en el color verde (497-570 nm) para el canal verde (G) y una banda localizada en el color azul (427-497 nm) para el canal azul (B). De esta manera obtendríamos una imagen en la que la vegetación se vería en colores verdes, el agua azul, la tierra desnuda marrón y las nubes blancas.

En el caso del sensor SEVIRI se utilizan las bandas (NIR 1.6, VIS 0.8, VIS 0.6) que no coinciden exactamente con este esquema, por lo que los colores se ven ligeramente modificados. Lo más llamativo de esta RGB Natural construida a partir de las bandas SEVIRI es que la nieve y las nubes con topes de hielo se ven en colores turquesa. Esto es debido a que en el canal rojo se introduce la banda NIR 1.6, que refleja poco la radiación en superficies de hielo, con lo cual la ausencia de color rojo produce colores turquesa. No obstante esta imagen RGB Natural es útil para el estudio y evolución de los sistemas nubosos así como la detección de humo y polvo en suspensión sobre el océano, siempre durante el día. Un ejemplo de la misma se puede observar en la Figura 7.16, donde un sistema nuboso con topes de hielo cruza la península ibérica de sur a norte mientras que una nube de polvo, fácilmente detectable sobre el océano Atlántico, entra por el suroeste.

Para la detección de polvo en suspensión existe también una *RGB de Polvo* que explota la diferencia que hay entre las emisividades del polvo y de la superficie del desierto en las bandas IR 12.0, IR 10.8 e IR 8.7. Esta RGB, que puede ser utilizada durante las 24 horas del día, es muy útil para el seguimiento de la evolución de las tormentas de polvo del desierto sobre tierra. Durante el día se puede complementar con el uso de la RGB Natural e imágenes realzadas de la banda HRVIS para el seguimiento de polvo sobre mar. Las concentraciones de polvo en suspensión se ven en esta imagen en tonos rosa y magenta, tal como muestra Figura 7.17 en la que se ve una tormenta de polvo sobre Mauritania, Malí y el sur de Argelia que tuvo lugar el 17-07-2016. Existe una modificación de esta RGB para la detección de cenizas volcánicas, en las que dichas cenizas se ven en tonos rojos y las nubes de dióxido de azufre se distinguen en verde.

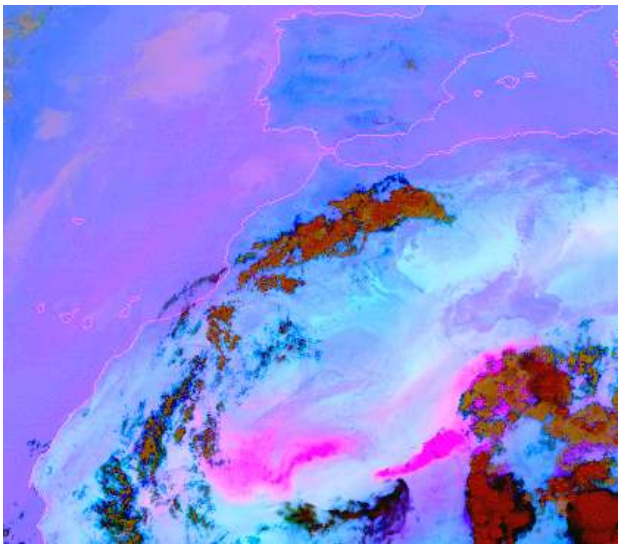


Figura 7.17: RGB de Polvo del día 17-07-2016 a las 18:00 UTC.

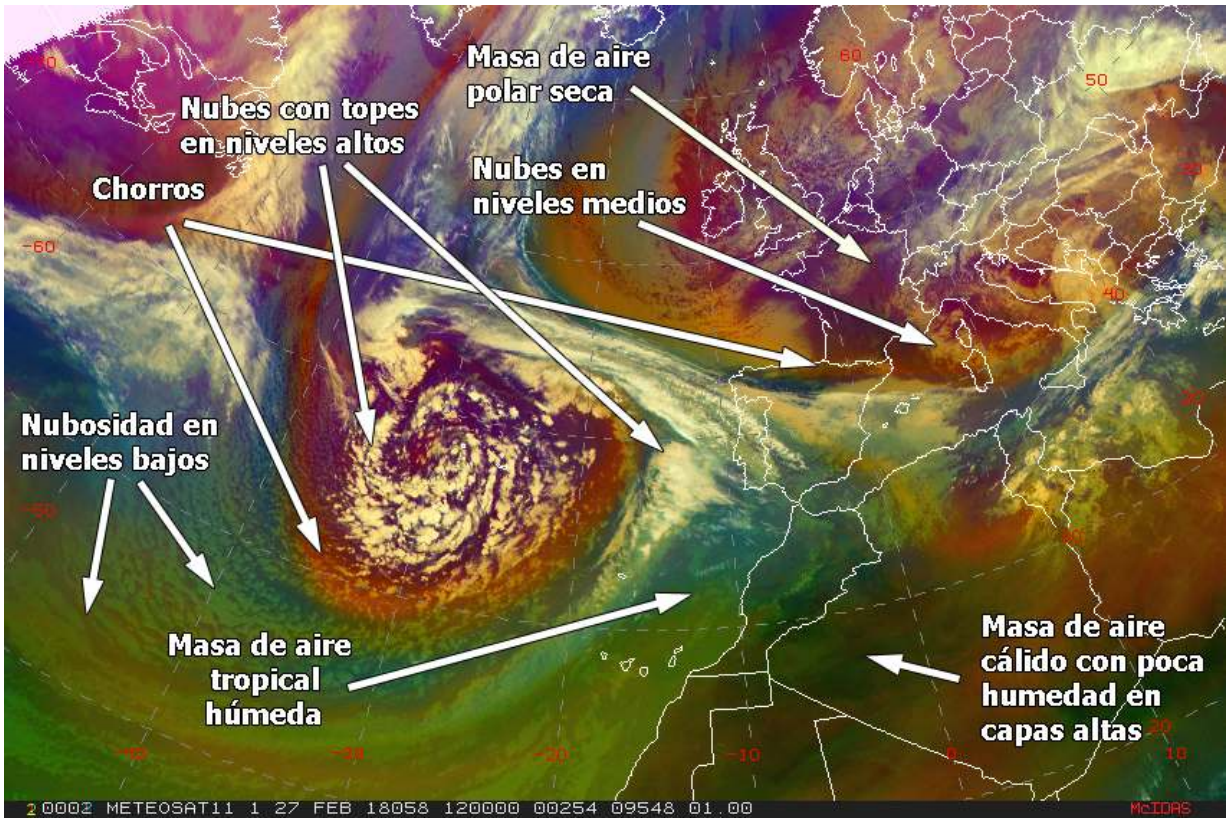


Figura 7.18: RGB de Masas de Aire el 27-02-2018 a las 12:00 UTC.

Una de las RGB más interesantes es la llamada de *Masas de Aire*. Esta RGB, que puede ser utilizada las 24 horas del día ya que se basa en bandas IR, utiliza las bandas de absorción de vapor de agua y ozono, con lo que centra su atención más en las masas de aire que en las propias nubes, permitiendo distinguir entre masas de aire polar y tropical. También sirve para distinguir nubes en niveles altos de nubes en niveles medios. Las nubes en niveles bajos se distinguen mal con esta RGB. Teniendo en cuenta que con esta RGB se puede hacer un seguimiento de las masas de aire con diferentes características, es muy útil para analizar los procesos dinámicos en la atmósfera, sobretodo en niveles medios y altos. Con ella se puede estudiar la evolución de sistemas de bajas presiones, en particular aquellas con ciclogénesis rápida, detectar la posición de los chorros y zonas de deformación, zonas con anomalías de vorticidad potencial, así como sistemas frontales con el aire seco estratosférico descendiendo en su parte trasera.

Para interpretar esta RGB hay que saber que las zonas azuladas se refieren a aire polar frío con alto contenido en ozono. Las masas de aire en colores verde claro son aire tropical, cálido, con bajo contenido en ozono y humedad en capas altas. Si el verde es oscuro, tirando a marrón, la masa de aire es cálida pero con bajo contenido en humedad en capas altas. Y las zonas rojizas se refieren a aire seco, pudiendo ser zonas de subsidencia, chorros o anomalías de vorticidad potencial. En cuanto a nubes se refiere, aquellas espesas con topes en niveles altos, se ven blancas. Si son nubes en niveles medios se ven color marrón claro o dorado. Las nubes bajas no se distinguen bien, salvo por su estructura, ya que toman el color de la masa de aire en las que están inmersas.

En la Figura 7.18 se ve la RGB de Masas de Aire para la situación del 27-02-2018 a las 12:00 UTC, en la que se ve la borrasca Emma en el Atlántico y dos masas de aire, una polar, fría y seca, y una tropical más cálida y cargada de humedad, chocando sobre la península ibérica.

Existen otras RGBs muy útiles como la de *Nieblas y nubes bajas de noche*, que se basa en las diferentes capacidades de absorción que tienen el agua y el hielo en los distintos canales IR de SEVIRI. Esta RGB, que solo funciona por la noche, muestra los estratos bajos y las nieblas, es decir, las nubes formadas por gotitas de agua líquida, en colores verde claro, que contrastan claramente con la superficie de la tierra en colores rosados y del mar en colores lilas, y con el resto de nubes en colores rojos y anaranjados.

Otra RGB muy popular es la específica para *Convección*. Esta RGB se utiliza en la caracterización de nubes convectivas, al ser útil para diferenciar la altura de las nubes, la fase y el tamaño de las partículas que se encuentran en sus topes. Las nubes con convección profunda aparecen en color amarillo y naranja intenso. La diferencia está en que las nubes con corrientes ascendentes intensas con cristales de hielo pequeños en sus topes, es decir, nubes convectivas en estado de crecimiento y muy activas, aparecen en color amarillo. Aquellas nubes convectivas con cristales de hielo grandes en sus topes, en fase de disipación, se ven anaranjadas. Esto permite diferenciar el estado de evolución del sistema convectivo que se está vigilando.

7.5.2 Productos del NWCSAF

Además de las composiciones tipo RGB, existen a disposición del predictor un gran número de productos derivados, que no solo utilizan información de las bandas del satélite, sino que compilan otro tipo de información, como puede ser datos de rayos o campos de modelos numéricos, para hacer estimaciones de un gran número de variables. En este sentido y, para una mejor explotación de los datos de satélite, EUMETSAT ha impulsado la creación de ocho centros de excelencia dedicados a explotar los datos de satélite en diferentes ámbitos, como puede ser clima, hidrología, composición atmosférica, etc. El primero en formarse fue el dedicado al *nowcasting*, que está liderado por AEMET y en el que también participan los Servicios Meteorológicos Nacionales de Francia, Suecia, Austria y Rumanía. Este consorcio, denominado NWCSAF (Satellite Application Facility in support to Nowcasting and Very Short Range Forecasting), se dedica a desarrollar productos útiles en las tareas de nowcasting y vigilancia de sistemas convectivos.

En el paquete de software que distribuye el NWCSAF se pueden encontrar productos de nubes, tales como una máscara nubosa (Cloud Mask - CMa), un producto que informa sobre el tipo de nube (Cloud Type - CT) diferenciando entre nubes espesas con topes en niveles bajos, medios, altos y muy altos, y nubes fraccionales y semitransparentes. También existe un producto que proporciona información sobre la altura, la temperatura y la presión de los topes nubosos (Cloud Top Temperature and Height - CTTH), muy útil para aplicaciones aeronáuticas.

Unos productos especialmente interesantes que podemos encontrar en el paquete de software del NWCSAF son los productos de aire claro (imagery Satellite Humidity and Instability - iSHAI). Estos productos, que solo se calculan en las zonas donde no hay nube, parten de perfiles verticales de humedad y temperatura (también los perfiles de contenido de ozono de manera opcional) dados por un modelo numérico, y utilizando la información contenida en las bandas de SEVIRI, se corrigen conforme a la observación. En AEMET se utilizan los campos del ECHRES. A partir de los perfiles corregidos se calculan campos de agua precipitable en tres capas:

- BL (boundary layer) entre la superficie y 850 hPa.
- ML (medium layer) entre 850 y 500 hPa.
- HL (high layer) entre 500 hPa y el tope de la atmósfera.

Asimismo, se calcula el agua precipitable total en la columna (TWP). También se calculan los índices de inestabilidad *Lifted Index*, *K-Index* y *Showalter* (sec. 6.2.5 en la página 81). El campo de *temperatura de skin* (ver caja más adelante), y de manera opcional, en caso de que haya sido introducido como entrada en el producto, los perfiles verticales de contenido de ozono, corregidos.

> **Skin temperature** es la temperatura de una capa de espesor infinitesimal sobre una superficie de tierra o agua que se encuentra en equilibrio radiativo (`https://software.ecmwf.int/wiki/display/UER/Skin+temperature`).

Teniendo en cuenta que estos productos se calculan en zonas donde todavía no se han empezado a formar nubes, permiten una estimación previa a la aparición de las primeras nubes de las regiones críticas donde se pueden esperar desarrollos convectivos, ya que proporcionan información sobre dos de los tres ingredientes necesarios para que se inicie la convección (humedad e inestabilidad).

Además de los mencionados campos de humedad e índices de inestabilidad, el producto proporciona información sobre la magnitud de las correcciones realizadas, es decir, muestra campos de diferencia para cada parámetro (campos del producto menos campos del modelo sin corregir). Esta información puede ser muy útil para el predictor en el sentido de que le permite evaluar el comportamiento del modelo en el momento en el que hay observaciones y extrapolar la información obtenida a momentos futuros.

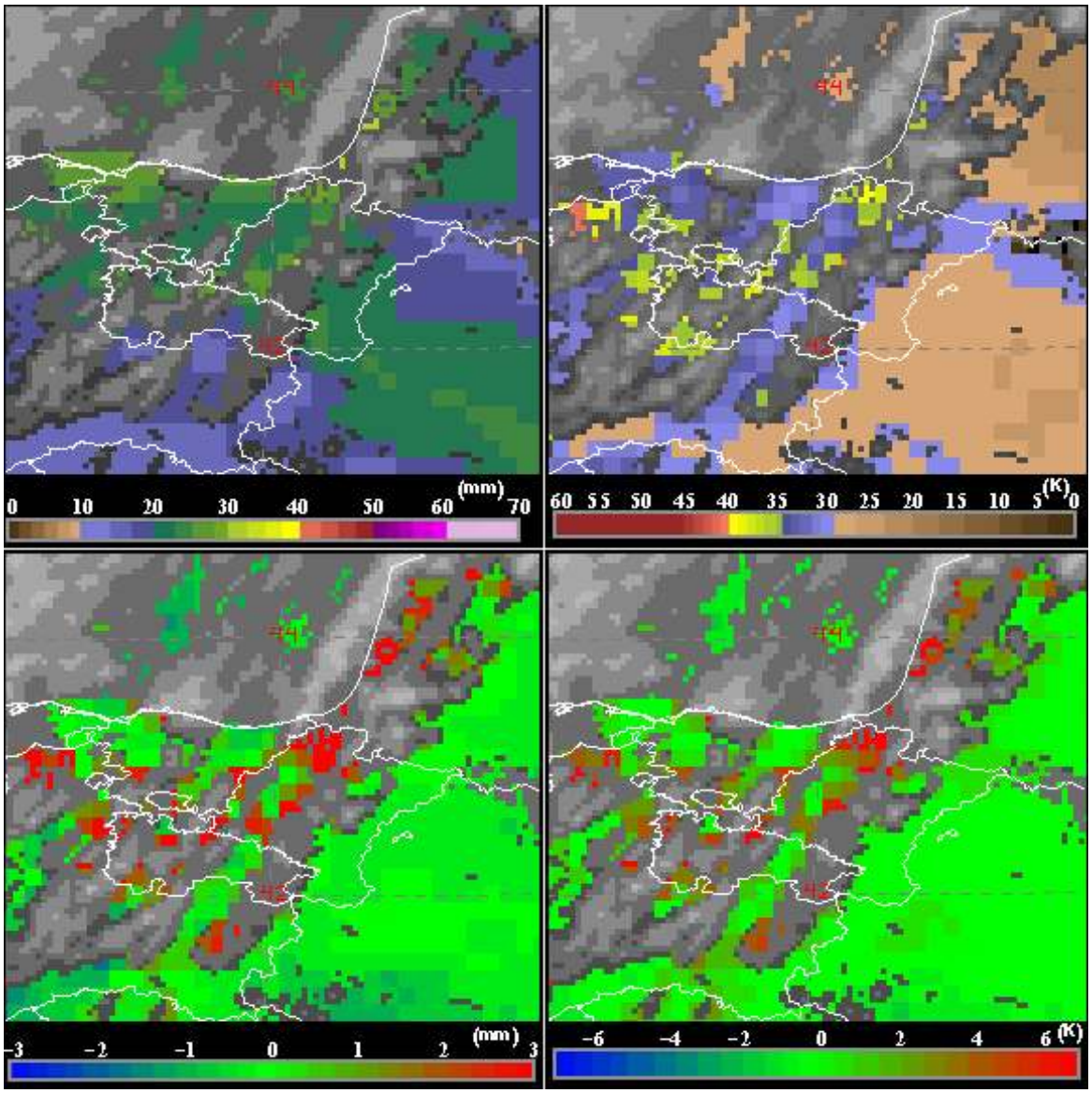


Figura 7.19: Campos de total de agua precipitable (arriba izquierda), diferencia del campo del total de agua precipitable con el modelo (abajo izquierda), índice K (arriba derecha) y diferencia del índice K con el modelo (abajo derecha) del producto iSHAI del NWCSAF (NWCSAF © 2016 EUMETSAT), para la situación del día 08-06-2017 a las 11:00 UTC.

En la Figura 7.19 vemos un ejemplo de los campos del total de agua precipitable y del índice K junto con sus campos de diferencia con el modelo para el día 08-06-2017 a las 11:00 UTC. Se trata de la misma situación que el sistema convectivo mostrado en la Figura 7.15 en la página 101 vista unas horas antes. A través de estas imágenes se aprecia que la masa de aire, que de por sí es húmeda, contiene más humedad que la pronosticada por el modelo. También muestra, a través del índice K que la probabilidad de ocurrencia de tormentas es superior al 80 % en algunos puntos, donde también está infra estimada por el modelo.

Productos interesantes para la vigilancia incluidos en el paquete del NWCSAF son, por ejemplo, el producto de vientos (High Resolution Winds – HRW), que a través de trazadores encontrados en los topes nubosos, en los bordes de las nubes o en zonas características de las imágenes de vapor de agua, y a través de comparación de los mismos en imágenes sucesivas, calcula vientos de alta resolución (intensidad, dirección y trayectoria). La información proporcionada por este producto puede ser útil para la vigilancia de situaciones con vientos fuertes, para el estudio del flujo general, para buscar zonas de convergencia y divergencia en distintos niveles, así como para el estudio de circulaciones a pequeña escala.

También hay productos específicos para la precipitación. Uno que proporciona información sobre la

probabilidad de que una nube dada produzca precipitación (Precipitating Clouds – PC) y otro para la estimación de precipitación convectiva en superficie a partir de las características de los topes nubosos (Convective Rainfall Rate - CRR), útiles sobre todo en las zonas donde el radar meteorológico no está disponible o como complemento del mismo. Ambos productos se calculan a su vez a través de dos algoritmos diferentes. Uno de ellos utiliza directamente las radiancias de los topes nubosos, lo que provoca que los patrones de precipitación tengan una forma parecida a dichos topes nubosos, sobrestimando normalmente las áreas de precipitación e infraestimando las intensidades. El otro tipo de algoritmo se basa en las propiedades microfísicas de los topes nubosos, que han demostrado estar mejor correlacionadas con la precipitación que las radiancias, por ello este algoritmo muestra unas estimaciones mejor ajustadas a las detectadas por el radar. La limitación que muestran estos productos que utilizan las propiedades microfísicas de los topes nubosos es que solo están disponibles durante el día, de ahí la duplicidad de los productos.

Específico para la vigilancia de sistemas convectivos es el producto de tormentas en desarrollo rápido (Rapid Developing Thunderstorms - RDT) que hace una detección de células convectivas basándose en umbrales adaptativos de temperatura de brillo de la banda IR 10.8, y su seguimiento en imágenes consecutivas. En la visualización disponible para los predictores de AEMET, muestra las células convectivas a través de su contorno, proporcionando además información sobre su estado de evolución. También dibuja la trayectoria del centroide correspondiente a cada célula hasta el momento de captura de la imagen y su trayectoria prevista. En la Figura 7.20 se pueden ver las células convectivas detectadas por este producto sobre el sur de España el día 01-03-2018 a las 13:00 UTC.

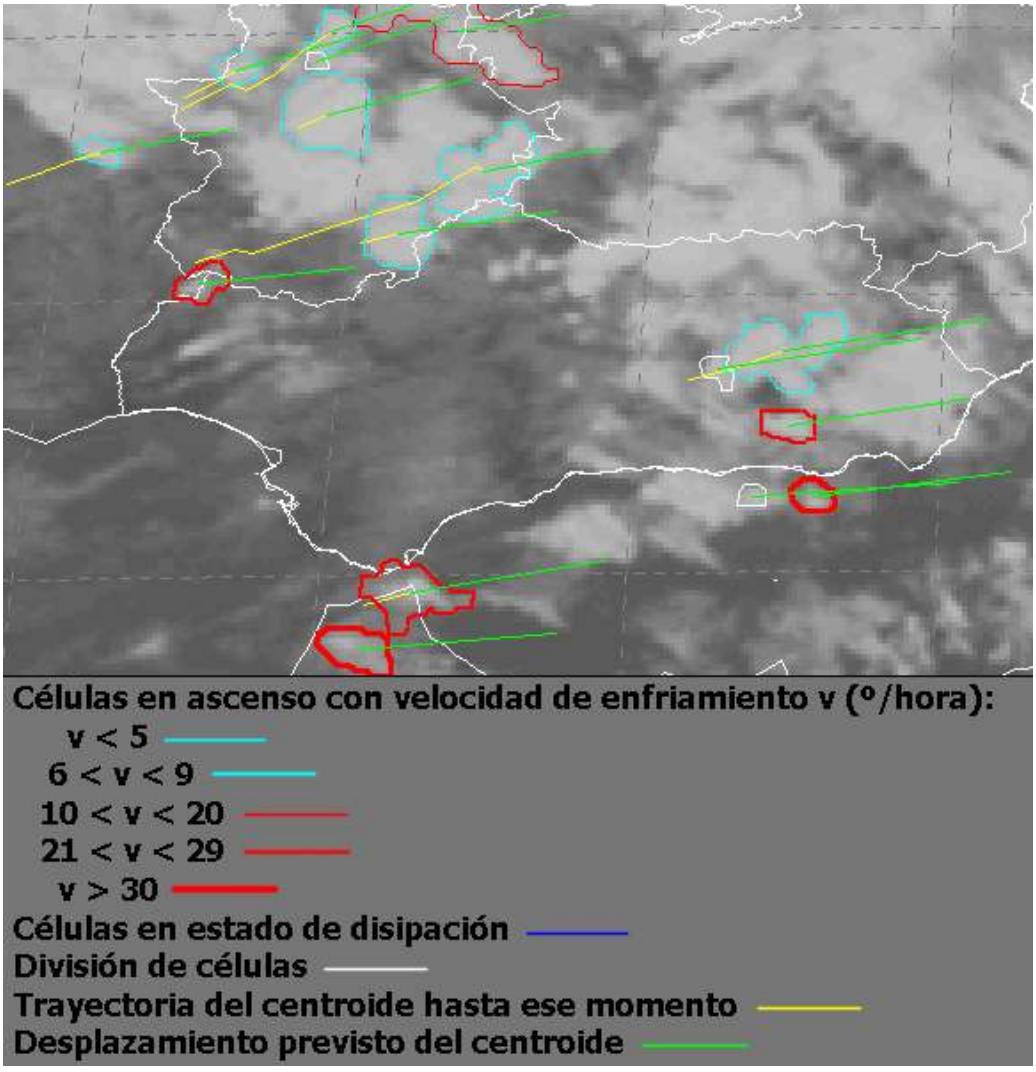


Figura 7.20: Producto de tormentas en desarrollo rápido del NWCSAF (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) el día 01-03-2018 a las 13:00 UTC.

En la última versión del paquete de software del NWC-SAF se han incluido algunos productos en *estado de pruebas* que parecen bastante prometedores. Entre ellos se encuentran:

- Producto ASII-NG (Automatic Satellite Image Interpretation-Next Generation) dedicado a la detección de turbulencia en aire claro debido a dobleces de la tropopausa. Producto muy útil en la predicción aeronáutica.
- Producto de inicio de la convección CI (Convection Initiation) que da la probabilidad de que un pixel nuboso se convierta en una tormenta en un periodo de tiempo dado. Este producto pretende captar los primeros estados del inicio de la convección, cuando aparecen los primeros indicios después de la formación de las primeras nubes o con la modificación de las condiciones medioambientales. Esta información es de gran interés para las tareas de nowcasting y vigilancia.
- Producto de extrapolación temporal de imágenes EXIM (Extrapolated Imagery Processor), que hace una extrapolación cinemática utilizando los vectores de movimiento calculados por el producto HRW de los productos CMa, CT, CTTH (campos de presión y altura) y CRR, con alcance de hasta una hora.

7.6 Misiones futuras

Actualmente ya se encuentra operativo el último satélite de la serie MSG, el MSG-4. Por ello EUMETSAT, en colaboración con la Agencia Espacial Europea (ESA), ya tiene previsto el lanzamiento de la siguiente serie de satélites geostacionarios, los Meteosat de Tercera Generación (MTG).

A diferencia de las series anteriores, esta serie incluirá dos tipos de satélite diferentes, uno centrado en sensores de imagen (MTG-I) y otro que llevará instrumentos *sondeadores* a bordo (MTG-S).

El primero de los instrumentos que irán embarcados a bordo de los satélites MTG-I será un radiómetro de imagen (Flexible Combined Imager – FCI), que funcionará como continuación del sensor SEVIRI a bordo de MSG. Este radiómetro tomará medidas en 16 bandas, ocho de las cuales estarán situadas en la región solar del espectro, entre 0.4 y 2.2 µm, con resolución horizontal en nadir de 1 km. Las restantes ocho bandas tomarán medidas en el rango del IR térmico entre 3.8 y 13.4 µm, con resolución horizontal de 2 km en nadir. La resolución temporal será de 10 minutos en el modo de escaneo de disco completo (Full Disk Scan – FDS). En el modo de escaneo rápido (Rapid Scan - RSS), el radiómetro FCI escaneará una cuarta parte del disco sobre Europa, con una resolución temporal de 2.5 minutos y proporcionando una resolución espacial de 0.5 km para las bandas VIS 0.6 y NIR 2.2, y de 1 km para las bandas IR 3.8 e IR 10.5.

El instrumento novedoso que irá embarcado en los satélites MTG-I será un detector de rayos en tiempo real (Lightning Imager – LI) que detectará rayos nube-nube y nube-tierra e informará sobre su localización con una resolución espacial de 4.5 km.

A bordo del satélite MTG-S irán embarcados dos sondeadores:

- Sondeador IR (Infrared Sounder – IRS) que tomará medidas en dos regiones del espectro con intervalo de muestreo espectral de 0.625 cm^{-1}: 1600 a 2250 cm^{-1} (4.44–6.25 µm) y 680 a 1210 cm^{-1} (8.26–14.70 µm). Su resolución espacial será de 4 km en nadir y tomará medidas del disco completo cada hora. Este sensor proporcionará información detallada de los perfiles verticales de temperatura y humedad, suponiendo una mejora importante para los productos de aire claro.
- Sondeador en las regiones ultravioleta, visible e IR cercano del espectro (Ultra-violet, Visible and Near-infrared Sounder – UVN), diseñado para el estudio de la química atmosférica. Es un espectrómetro que toma medidas en tres regiones del espectro: UV: 305–400 nm, visible: 400–500 nm e IR cercano: 755–775 nm, con una resolución espacial menor que 10 km y una resolución temporal menor o igual que una hora en un área entre 30º y 65º N en latitud y 30º O a 45º E en longitud.

La serie de satélites MTG constará de cuatro satélites MTG-I, el primero de los cuales está planificado ser lanzado a finales de 2021, y dos MTG-S, el primero de los cuales está planificado ser lanzado a comienzos de 2023. Esta misión se prevé que trabaje a capacidad completa con la utilización a la vez de un satélite MTG-S y dos MTG-I, uno dedicado al escaneo del disco completo y otro dedicado al servicio de escaneo rápido, tal como se muestra en la Figura 7.21 en la página siguiente.

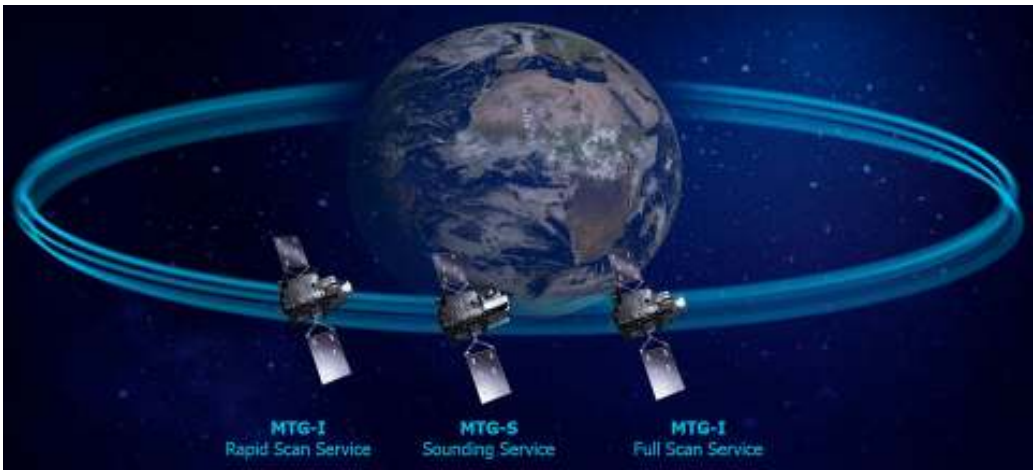


Figura 7.21: Constelación completa de los satélites Meteosat de Tercera Generación. Fuente: EUMETSAT.

7.7 Enlaces de interés

- https://www.nasa.gov/centers/goddard/missions/ats.html
- https://www.nasa.gov/content/goes-overview/index.html
- https://www.eumetsat.int
- https://pmm.nasa.gov/trmm/trmm-instruments
- https://www.nasa.gov/mission_pages/GPM/spacecraft/index.html
- http://eumetrain.org/satmanu/index.html#here
- https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=1108#.WbeJ7bKrTCM
- http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mtpw2/about.html

Radar meteorológico y red de rayos

8

JOSÉ MIGUEL GUTIÉRREZ NÚÑEZ
Unidad de Teledetección Terrestre, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

ANEXO: IMANOL GUERRERO PERALTA[1] Y DAVID MOMBLONA MONTIEL[2]
[1] *Unidad de Teledetección Terrestre, AEMET*
[2] *Delegación territorial (DT) en Aragón, AEMET*

> Los radares meteorológicos pueden detectar la precipitación y las variaciones del índice de refracción en la atmósfera generadas por variaciones locales de la temperatura o la humedad. También pueden producir ecos de radar las aeronaves, el polvo, los pájaros o los insectos. Están concebidos para detectar y trazar zonas de precipitación, medir su intensidad y desplazamiento, y a veces su tipo.
>
> *Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológicos* – OMM, Nº 8, 1996

Las imágenes de radar son herramientas esenciales para la vigilancia y la predicción meteorológicas. La intención en este capítulo no es profundizar en sus fundamentos científicos o técnicos, sino mostrar una aproximación sencilla a los principales tipos de productos de radar usados en la predicción operativa. con un boceto de sus bases y una explicación sobre su interpretación meteorológica. Esperamos así que puedan entenderse mejor en aquellos capítulos de casos de estudio donde se presentan e interpretan imágenes de productos de radar meteorológico.

Palabras clave: radar meteorológico, imágenes de radar, interpretación de imágenes de radar, productos derivados del radar, red de rayos, red de descargas eléctricas, actividad eléctrica en la atmósfera, observación de la atmósfera.

Imagen parte superior: Instalaciones de la estación radar de AEMET situada en Cullera, Valencia. La cubierta casi esférica se denomina radomo. Fotografía de CARLOS SANTOS BURGUETE.

8.1 Radares meteorológicos

Los sistemas de radar consisten, básicamente, en equipos capaces de generar ondas, por lo general en el rango de las microondas, de muy corta duración pero muy energéticas, denominadas pulsos, que son emitidas a través de una antena parabólica en una determinada dirección. Al incidir sobre ciertos objetos, denominados blancos, éstos emiten una onda de vuelta, denominada eco. La antena va captando los ecos de los blancos que el pulso ha ido interceptando en su recorrido, y asigna a cada uno una distancia en función del tiempo transcurrido desde que se emitió el pulso. Puesto que se trata de ondas electromagnéticas, su velocidad de propagación es la de la luz y conociendo el tiempo transcurrido entre la emisión del pulso y la llegada del eco se calcula la distancia del blanco.

Los radares se aplicaron en un principio exclusivamente a la vigilancia del espacio aéreo y al control del tráfico aéreo. Es decir, interesaba detectar los ecos procedentes de los aviones y cualquier otro eco, por ejemplo, el proveniente de las precipitaciones era considerado ruido indeseable. Sin embargo ese ruido debido a los sistemas de precipitación empezó a revelarse como una valiosa fuente de información en meteorología. Hoy en día, el radar se ha convertido en una herramienta indispensable en la vigilancia de fenómenos meteorológicos adversos, en el estudio de las estructuras de precipitación y en hidrología [161, 522].

8.2 El problema de la estimación de precipitación a partir del radar

Cuando el radar explora una región de la atmósfera en la que se está produciendo precipitación, la información con el máximo contenido meteorológico que podremos extraer del radar es el factor de reflectividad, Z, que se define así:

$$Z = \sum_{vol} D_i^6 \tag{8.1}$$

donde el sumatorio está extendido a la unidad de volumen y D representa el diámetro de las gotas de precipitación.

Como para cada tipo de precipitación la distribución de tamaños de las gotas es diferente, en general, no se puede establecer una relación biunívoca entre reflectividad y contenido acuoso, y menos aún entre reflectividad e intensidad de precipitación. El hecho de que la contribución de las gotas a la reflectividad venga dada por la sexta potencia de su diámetro deja patente la gran dependencia que guarda la reflectividad con la distribución de tamaños de las gotas, primando exageradamente las gotas grandes sobre las pequeñas.

Normalmente, los productos de precipitación generados por los sistemas radar estiman la intensidad de precipitación a partir de unas relaciones obtenidas empíricamente que relacionan reflectividad e intensidad de precipitación, son las denominadas relaciones Z/R. La relación Z/R más utilizada para precipitaciones de lluvia en latitudes medias, conocida como relación de MARSHALL-PALMER, viene dada por la expresión

$$Z = 200\,R^{1,6} \tag{8.2}$$

donde la reflectividad, Z, viene expresada en mm^6/m^3 y la intensidad de precipitación, R, en mm/h.

8.3 Limitaciones y fuentes de error en la medida radar

A continuación se enumeran las principales limitaciones y fuentes de error que provocan una disminución en la exactitud de las estimaciones de precipitación a partir de los datos tomados por el radar meteorológico:

- Atenuación debida a lluvia o granizo en el recorrido del pulso radar y del eco de vuelta.
- Apantallamiento parcial o total del haz radar por la orografía o por otros obstáculos.
- Zonas ciegas debidas a saturación por ecos de tierra intensos.
- Presencia de granizo de gran tamaño, que afecta al fenómeno de la dispersión.
- Subestimación de la reflectividad (casi 7 dBZ) debido a la presencia de hielo seco.
- Sobrestimación debida a la fusión y coalescencia de los copos de nieve (banda brillante).
- Presencia de ecos no meteorológicos (ecos espurios):
  - Ecos de tierra o mar debidos a lóbulos laterales o propagación anómala.
  - Ecos debidos a molinos de viento, aviones, pájaros, insectos, etc.

    - Ecos provocados por emisiones externas interferentes (principalmente emisores wifi).
- Precipitaciones que no se ajustan a la relación de MARSHALL PALMER (nieve, chubasco, etc.).
- Errores en rangos alejados al extrapolar al nivel del suelo el dato radar de precipitación.
- Excesivo tamaño, a grandes distancias, de la sección transversal del haz radar.
- Movimientos verticales de aire que condicionan la precipitación que llega al suelo.
- Ocultación de zonas generadoras de precipitación en niveles bajos.
- Zonas ciegas en niveles bajos debido a la progresiva elevación que va adquiriendo el haz del radar a medida que avanza en rango
- Evaporación de la precipitación al atravesar capas secas situadas bajo el haz radar.

8.4 El radar DOPPLER

Los radares que, además de detectar los blancos y determinar su posición, tienen capacidad para calcular la velocidad con la que dichos blancos se acercan o alejan del radar se denominan radares doppler. El nombre hace referencia al *efecto Doppler* que establece la variación de frecuencia que experimenta una onda para un observador en reposo cuando el emisor se está moviendo respecto a él.

Los radares meteorológicos doppler procesan la señal de los ecos recibidos de cada región explorada de la atmósfera (representada por un punto en coordenadas polares) recurriendo a técnicas matemáticas FFT (*Fast Fourier Transform*) y calculan el denominado espectro de potencias, que representa la potencia recibida de los blancos descompuesta en canales de frecuencia. La información de la potencia recibida en cada canal de frecuencia permitirá estimar el movimiento radial predominante de la precipitación en esa zona.

El disponer del espectro de potencias posibilita también la eliminación de los ecos de tierra (*clutter*) sin necesidad de recurrir a ningún tipo de máscaras. Puesto que los ecos de tierra son fijos, la potencia recibida de dichos ecos quedará incluida en el canal correspondiente a la frecuencia en la que se emite el pulso. Por tanto, los ecos de tierra se eliminan automáticamente desechando la potencia recibida del canal de frecuencia correspondiente al pulso emitido.

Una vez que tenemos el espectro de potencias con los canales de ecos fijos ya eliminados, se calcula la potencia total corregida (sin ecos de tierra), obteniéndose a partir de ella la reflectividad corregida.

La velocidad radial de la precipitación en cada punto se determinará aplicando la ecuación del efecto doppler a la desviación de la frecuencia media respecto a la frecuencia inicial del pulso. La frecuencia media se obtiene a partir del espectro de potencias mediante una media ponderada.

8.5 Exploración volumétrica radar y volumen polar de datos

Los radares generalmente exploran la atmósfera en tres dimensiones realizando una secuencia predefinida de barridos en azimut, cada uno a una elevación fija de la antena. Esto significa que la antena va emitiendo pulsos mientras da una vuelta completa en azimut, manteniendo el eje de la antena a una inclinación fija sobre la horizontal. Cuando acaba un barrido en azimut, el eje de la antena se posiciona en un nuevo ángulo sobre la horizontal e inicia otro barrido en azimut. Así hasta completar la secuencia que tenga predefinida. Dicha secuencia se repite cada cierto tiempo, es lo que denominamos ciclo de exploración.

El resultado de una exploración volumétrica radar es un conjunto de datos puntuales distribuidos sobre las distintas superficies de revolución correspondientes a cada barrido en azimut. Es decir, dispondremos de un conjunto de datos que quedan perfectamente identificados por sus coordenadas polares: elevación, azimut y rango. Por eso al conjunto de datos obtenido de una exploración volumétrica se le denomina volumen polar de datos. Cada punto del volumen polar puede contener hasta cuatro tipos de dato: reflectividad corregida, reflectividad sin corregir, viento radial y anchura de espectro (turbulencia).

8.6 Características generales de los productos radar

La proyección que se utiliza normalmente en los productos radar es la azimutal equidistante, con la posición del radar en el centro de la imagen. Esta proyección mantiene las distancias entre dos puntos independientemente de la dirección en la que estén alineados (norte-sur, este-oeste, etc). Los haces de azimut se representarán como líneas rectas que parten del centro de la imagen.

En los productos radar planos se adopta una distribución cartesiana de los datos, esto tiene la ventaja de que la densidad de datos es uniforme en cualquier punto de cobertura radar, mientras que con la estructura polar de datos la densidad es mayor cuanto más cerca se está del radar. En los radares de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) el tamaño de las imágenes es de 480 x 480 píxeles, con una resolución de 1 km x 1 km para los productos en rango largo y de 0.5 km x 0.5 km para los de rango corto.

La proyección azimutal equidistante es la idónea para los productos radar, siempre que la posición del radar ocupe el centro de la imagen, por su carácter isótropo, como corresponde con la simetría axial que manifiestan los datos polares radar. Sin embargo, al tratarse de una proyección relativa a la posición de un radar dado, no se puede utilizar para generar productos en los que se combinen datos de varios radares. Para los productos de composición radar se suele emplear la proyección conforme cónica *Lambert*.

8.7 Tipos principales de productos radar

8.7.1 PPI

Se denomina PPI (Plan Position Indicator) a la proyección sobre el plano horizontal que pasa por el radar de los datos contenidos en una elevación radar.

Normalmente, cuando se habla del producto PPI sin especificar a qué elevación se refiere, entenderemos que se trata del PPI de la elevación más baja del volumen polar, que es con la que podremos estimar con mayor fiabilidad la precipitación que llega al suelo.

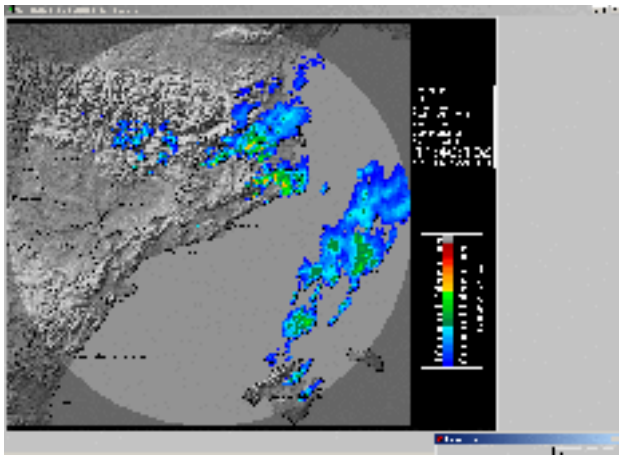


Figura 8.1: PPI de reflectividad a la elevación de 0.5º del radar de Barcelona.

Respecto a la interpretación del PPI, hemos de tener siempre muy presente que los ecos que se muestran en la imagen PPI no corresponden todos a la misma altura. Debido al ascenso no lineal que experimenta el pulso a medida que avanza en rango, la altura de los ecos sobre el nivel del radar dependerá de su distancia al radar. Así, en los radares de AEMET en que la primera elevación se realiza a 0.5º, el eje del pulso cuando haya alcanzado el rango máximo de 240 km se encontrará a una altura sobre el nivel del radar cercana a los cinco kilómetros, siempre que no exista propagación anómala (Figura 8.1).

Lo anterior, unido al hecho de que algunos radares ya se encuentran a una altitud considerable, suele dar lugar a que las precipitaciones bajas no sean bien detectadas hasta que están suficientemente próximas al radar. Esto puede inducir a pensar, erróneamente, que las precipitaciones que se acercan se van intensificando, o que se están generando allí mismo, cuando en realidad se trata de un frente que se va acercando al radar y que mantiene su actividad. El efecto contrario sucederá cuando el frente se va alejando del radar. También sucede a veces, con mayor frecuencia en la cornisa Cantábrica, que las lloviznas procedentes de estratos bajos, típicas de las comarcas costeras, pueden no ser detectadas en el PPI si el radar está suficientemente elevado o quedar circunscritas a rangos cercanos al radar.

En la actualidad en los radares de AEMET se están generando PPI de reflectividad en rango largo y corto, y de viento radial y anchura de espectro (turbulencia) en rango corto.

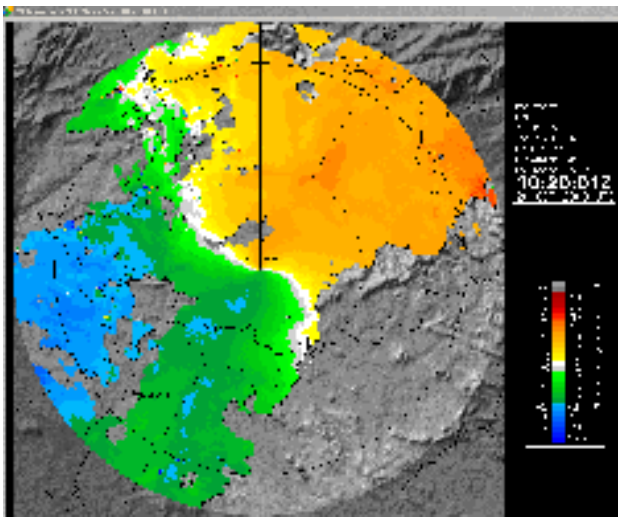


Figura 8.2: PPI de viento radial a la elevación de 0.5º del radar de Cáceres. Se observa un patrón típico de advección cálida (frente cálido).

También es posible definir un producto PPI de intensidad de precipitación, en cuyo caso al configurar el producto, se debe introducir como un parámetro la relación Z/R que se considere más apropiada para el tipo de precipitación que esté teniendo lugar.

En las imágenes PPI de viento radial doppler (Figura 8.2 en la página anterior) se representa la velocidad media con la que se aleja o acerca la precipitación al radar, expresada en m/s. En la escala se emplean colores cálidos (amarillos y rojos) para las velocidades positivas (precipitaciones alejándose del radar) y colores fríos (verdes y azules) para las velocidades negativas (acercamiento al radar). Los colores blancos o grises se emplean para indicar velocidades radiales nulas, lo cual no quiere decir que los blancos estén quietos sino que su velocidad es perpendicular a la línea que une el blanco con el radar.

En las imágenes de viento radial podemos llegar a identificar patrones de cizalladura, advección cálida o fría, chorros a bajos niveles, líneas de convergencia, mesociclones, etc.

8.7.2 CAPPI

Se define el CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) como la representación de un corte horizontal, a altitud constante, del volumen polar de datos.

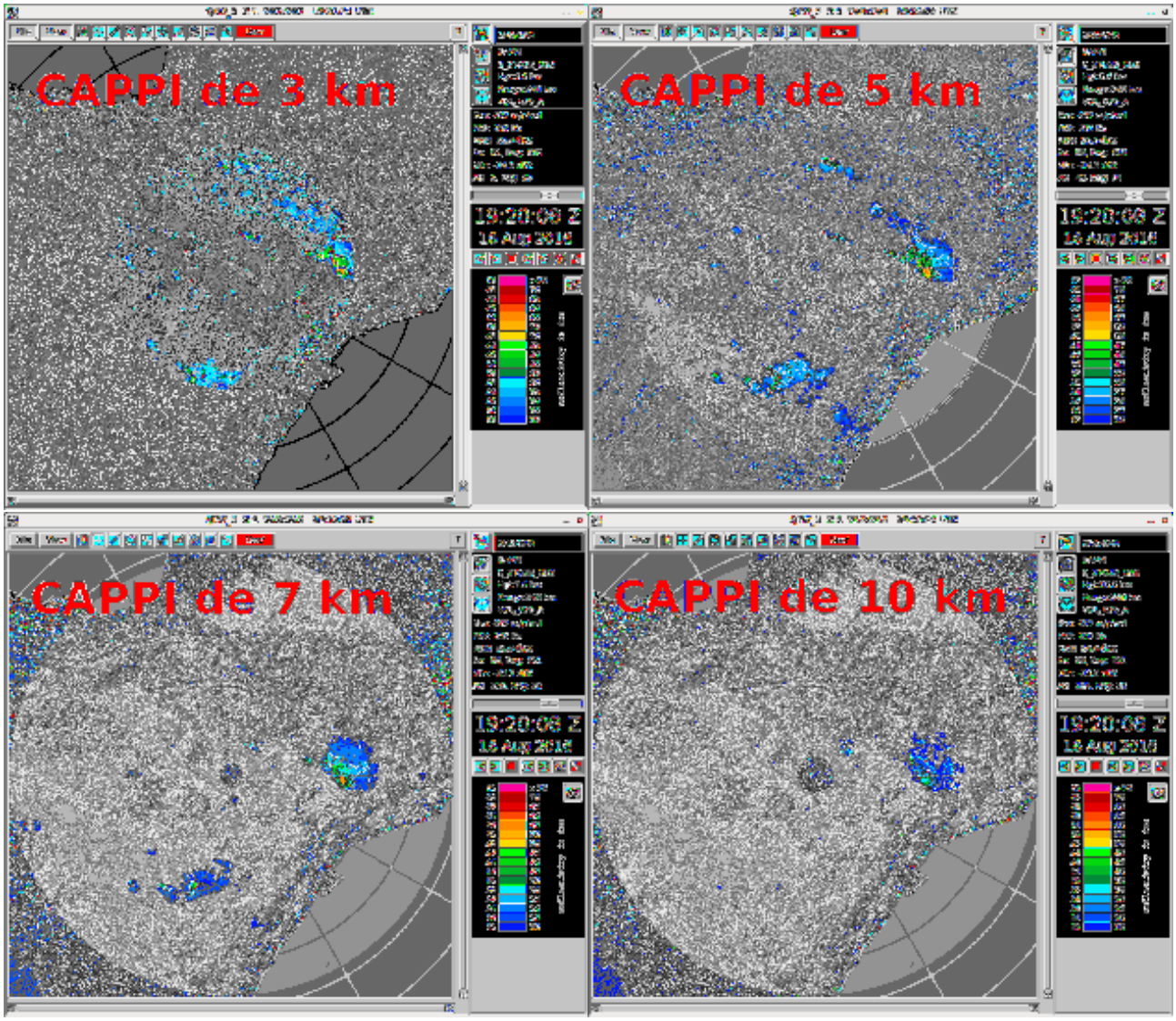


Figura 8.3: CAPPIa las altitudes (de izquierda a derecha y de arriba abajo) de 3, 5, 7 y 10 km del radar de Zaragoza.

En rango largo, debido a la curvatura creciente hacia arriba que experimenta el haz radar a medida que aumenta el rango, los CAPPI a alturas inferiores a los 4 ó 5 km sobre el nivel del radar cortarán a la primera elevación a una distancia del radar inferior al rango máximo de operación (240 km). Esto quiere decir que, para rangos mayores que esa distancia a la que se produce el corte, el dato que acabaría proyectándose sobre el CAPPI provendría de una altura mayor a la que le correspondería nominalmente.

Algo parecido ocurre para rangos próximos al radar, afectando sobre todo a los CAPPI relativamente altos. En estos casos, para rangos inferiores al corte de la última elevación (la de mayor ángulo) con el plano del CAPPI, el dato del volumen que habría que proyectar estaría por debajo del nivel del CAPPI. Se trata de una consecuencia de la zona ciega que poseen todos los radares por encima de la última elevación y que se conoce por *cono ciego*.

Para hacer frente a estos dos efectos que afectan al producto CAPPI existen dos opciones:

- En el producto CAPPI se consideran sólo aquellos datos que están comprendidos entre las dos circunferencias de corte que se forman al intersectar el plano del CAPPI con la última elevación y con la primera, dejando como «no dato» los píxeles que se encuentran fuera.
- Se genera un CAPPI extendido, es decir, los píxeles que queden fuera de esos límites se rellenan con la proyección del dato del volumen polar más próximo. Es lo que se llama la extensión PSEUDO-CAPPI o extensión PPI, pues es como si el CAPPI propiamente dicho se rellenara con el PPI de la primera elevación cuando ésta supera la altitud nominal del CAPPI, y con el PPI de la última elevación mientras ésta aún no haya alcanzado la altitud del CAPPI (cono ciego).

En la red de radares de AEMET en cada radar se define un CAPPI a 500 metros por encima del nivel del radar que sirve de base para determinados productos de acumulación. Este CAPPI sí tiene activado el relleno, para no perturbar el alcance de los productos de acumulación. Se muestran algunos ejemplos en la Figura 8.3 en la página anterior.

8.7.3 ECHOTOP

Si imaginamos, para un determinado píxel de la imagen, la columna con base en el píxel que atraviesa verticalmente el volumen polar de datos, podemos definir el valor de ECHOTOP en ese píxel como la altura máxima de la columna a la que se podría asignar, por interpolación de los puntos del volumen polar cercanos, un valor de reflectividad superior o igual a un determinado umbral en dBZ.

Los datos del producto ECHOTOP se expresan en kilómetros sobre el nivel del mar, es decir, el ECHOTOP representa una topografía de la parte superior de la región cubierta por ecos que superan, o igualan, un cierto umbral de reflectividad.

Normalmente, se suele emplear para el ECHOTOP un umbral de 12 dBZ, que se entiende que marca el umbral de las precipitaciones débiles. Con ese umbral el producto ECHOTOP representaría los topes (el límite superior) del campo de precipitación, o dicho de otra manera, representaría la topografía de la región de precipitación presente en la atmósfera.

El ECHOTOP con umbral de 12 dBZ (Figura 8.4) es especialmente útil en la detección temprana de fenómenos convectivos y para identificar convección embebida en regiones de precipitación estratiforme. Una vez desatada la convección nos alerta, antes de que lo haga el PPI, de los nuevos núcleos que van surgiendo, nos permite seguir la evolución de cada uno, nos ayuda a identificar los cumulonimbos más potentes y a estimar su grado de severidad.

También en los radares de AEMET se define otro producto ECHOTOP con el umbral de 45 dBZ, que se considera marca el umbral de la región del granizo, resultando de gran utilidad en situaciones de convección severa para delimitar los topes de la región del granizo.

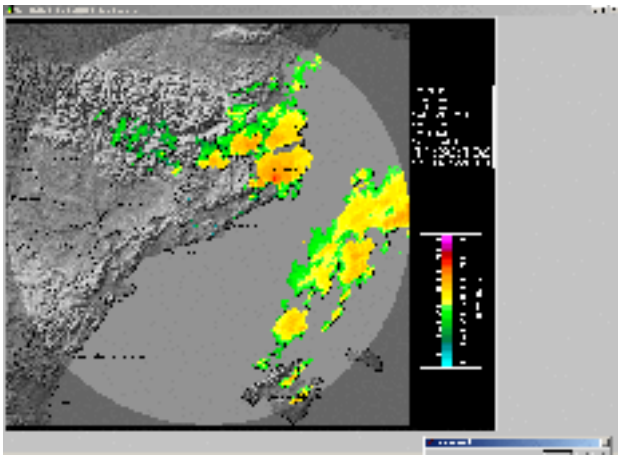


Figura 8.4: ECHOTOPcon umbral de 12 dBZ del radar de Barcelona.

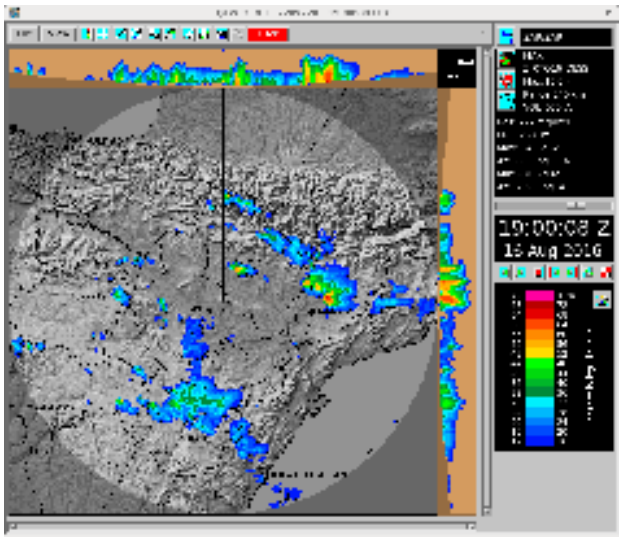


Figura 8.5: Imagen combinada de máximos (ZMAX con solapas) del radar de Zaragoza.

8.7.4 ZMAX - Proyección de máximos de reflectividad sobre la horizontal

Representa en cada píxel el valor máximo de reflectividad en la columna. Este producto permite localizar con rapidez, es situaciones convectivas, aquellas células que en su fase inicial de desarrollo puedan estar manteniendo en altura, sujeto por fuertes corrientes ascendentes, núcleos de granizo, sin que todavía estén dando eco en las elevaciones más bajas.

Este producto es muy útil, especialmente en situaciones convectivas, como alternativa al PPI, en aquellos sectores afectados por bloqueos orográficos o para compensar los efectos de pérdida de señal que se dan en aquellos puntos con fuerte presencia de ecos de tierra (clutter), como montañas o grandes ciudades, como ocurre en el caso de Madrid.

Otro producto de máximos que incluye al ZMAX es el producto combinado de máximos o máximos con solapas. Se trata de un producto compuesto por el ZMAX y dos solapas adosadas que nos dan las proyecciones tomadas horizontalmente en sentido norte-sur y oeste-este (Figura 8.5).

Este producto requiere previamente construir un conjunto de CAPPI en formato cartesiano (volumen cartesiano), con una separación uniforme entre ellos, de modo que las proyecciones verticales sobre cada píxel se hagan a lo largo de la correspondiente columna que atraviesa todos los CAPPI, y las proyecciones horizontales a una altura dada se hagan a lo largo de las filas y columnas del CAPPI situado a esa altura.

El producto combinado de máximos es de gran utilidad para la vigilancia de situaciones convectivas, pues con una sola imagen informa de la posición e intensidad de los ecos más intensos presentes en el volumen explorado por el radar. Además, las solapas nos darán información no sólo de la altura de los ecos más intensos detectados, sino también de la estructura vertical de los sistemas precipitación presentes en el volumen explorado por el radar.

8.7.5 VIL

El producto VIL (Vertical Integrated Liquid), representa en cada píxel el contenido de agua líquida en toda la columna. Se obtiene integrando en altura el contenido de agua en forma de gotitas o de núcleos de hielo.

Puesto que no existe una relación biunívoca entre el contenido acuoso y la reflectividad, sino que depende de la distribución de tamaños de las gotitas, lo que se hace es recurrir a una relación Z/W, entre reflectividad y contenido acuoso, que sea apropiada para situaciones convectivas, que es donde este producto se ha revelado más eficaz.

Los valores de VIL se expresan en kilogramos de agua contenidos en una columna de un metro cuadrado de sección (kg/m^2). La unidad anterior es equivalente a expresar el espesor de la lámina de agua sobre una superficie plana de un metro cuadrado, suponiendo que toda el agua líquida que está en la columna llegara a caer al suelo. Es decir, también podemos emplear mm como unidad para el VIL.

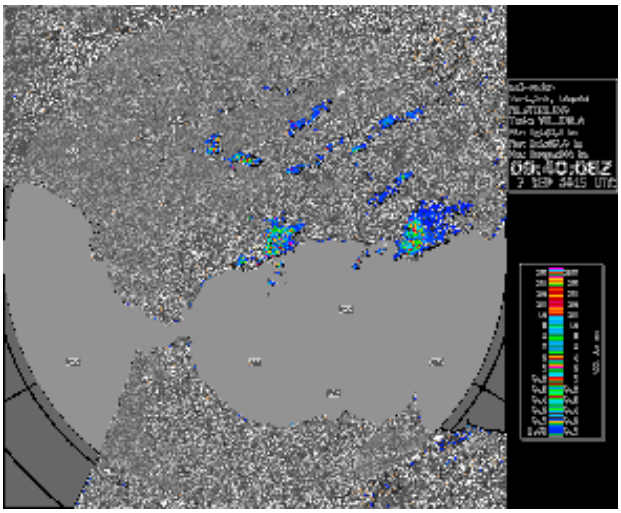


Figura 8.6: Producto VIL del radar de Málaga.

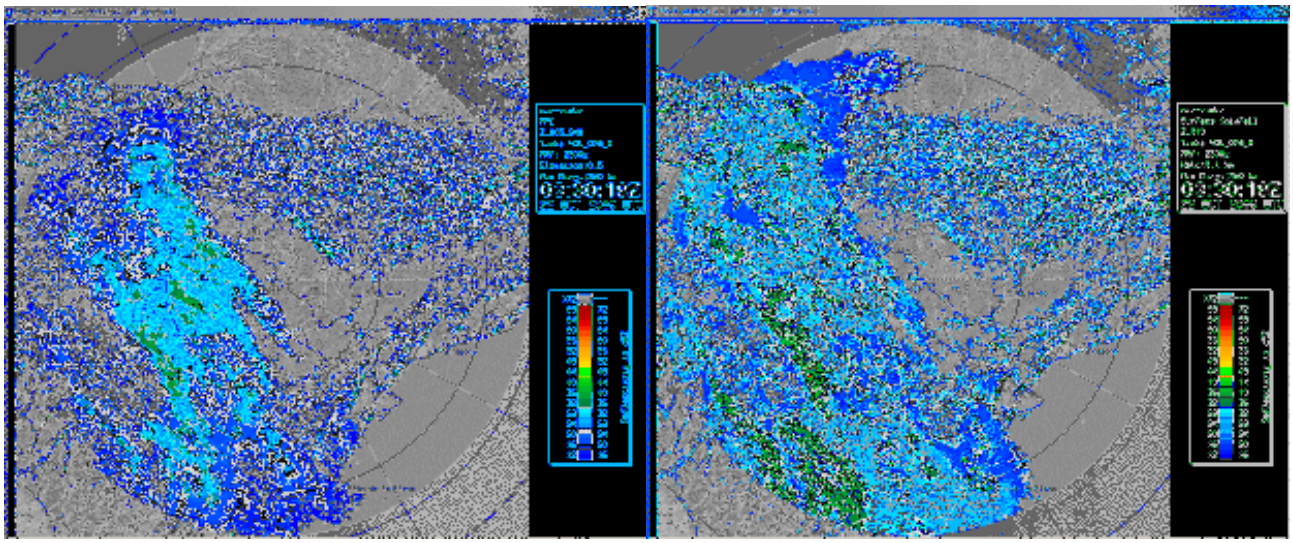


Figura 8.7: Imágenes del PPI (izquierda) y del SRI (derecha) del radar de Zaragoza.

El producto VIL (Figura 8.6 en la página anterior) es un producto que delimita muy bien las zonas en las que se están produciendo precipitaciones de carácter convectivo muy intensas o precipitaciones de granizo. El VIL constituye, por tanto, una valiosa herramienta para la vigilancia de fenómenos asociados a convección severa, principalmente granizo.

8.7.6 SRI

El producto SRI (Surface Rainfall Intensity) representa una estimación de reflectividad al nivel del suelo, obtenida a partir de los datos del volumen polar corregidos mediante la aplicación de un perfil vertical de reflectividad. Se muestra un ejemplo en la Figura 8.7

La justificación de un producto de este tipo viene de la necesidad de disponer de un campo de reflectividad fiable al nivel del suelo, que es donde tiene sentido estimar la precipitación. El PPI más bajo nos da el campo de reflectividad más próximo al suelo que puede ofrecer el radar pero, debido a la progresiva elevación que va adquiriendo el haz radar a medida que avanza en rango, el dato de reflectividad va dejando de ser representativo del valor que realmente debería dar la precipitación junto al suelo. También los fuertes ecos de tierra sobre montañas o grandes ciudades pueden provocar lagunas o zonas ciegas en el campo de precipitación obtenido por el radar. Para evitar estos dos efectos el SRI obtiene, para cada píxel, el dato de reflectividad correspondiente a la elevación en que la visión del radar es mejor y lo extrapola hasta el nivel del suelo aplicándole el perfil vertical de reflectividad.

El perfil vertical de reflectividad que se aplica es el estándar para precipitaciones estratiformes y tiene en cuenta el efecto de la banda brillante, que es el aumento de reflectividad que se observa en las imágenes radar cuando los copos de nieve atraviesan en su caída el nivel de isocero y se produce la fusión del hielo empezando por la parte más externa (coalescencia). El ajuste de la altura de la banda brillante se consigue ingestando en cada radar el dato previsto del nivel de isocero dado por los modelos numéricos.

En situaciones de precipitación estratiformes el efecto de la disminución de la reflectividad provocado por la elevación del haz se hace más marcado, mientras que en situaciones de precipitación convectiva ese efecto, prácticamente, no tiene incidencia. Por eso, el algoritmo del SRI distingue entre precipitación convectiva y estratiforme.

8.7.7 Precipitación acumulada

Los productos de precipitación acumulada que se generan en los radares de AEMET pueden ser de dos tipos, en función del producto que se tome como base para su generación. Respecto al intervalo temporal que cubren, pueden ser horarios, diarios, o de un número de horas tal que sea divisor entero de 24 (por ejemplo 6 ó 12 horas).

Los productos de acumulación que cubran más de una hora se generarán a partir del correspondiente producto horario.

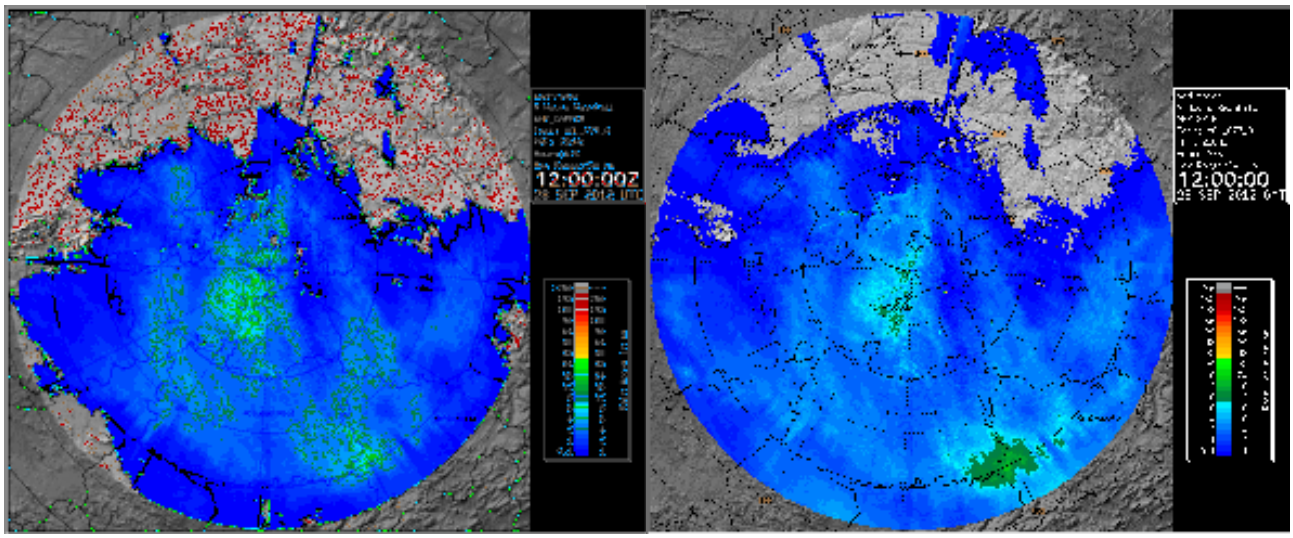


Figura 8.8: Imágenes de precipitación acumulada en seis horas del radar de Madrid, basadas en el CAPPI (izquierda) y en el SRI (derecha).

Se pueden tomar dos productos como base para las acumulaciones:

- Un CAPPI de reflectividad. En la actualidad se está tomando el CAPPI a 500 metros por encima del nivel del radar.
- El producto SRI

En ambos casos en el fichero de configuración del producto se debe definir la relación Z/R empleada para convertir reflectividad en intensidad de precipitación. En la actualidad los dos tipos de productos de acumulación han sido configurados con la relación de MARSHALL-PALMER (ecuación 8.2 en la página 110). Ver Figura 8.8.

También se generan productos de precipitación acumulada basados en el SRI que introducen ajuste pluviométrico (Figura 8.9), para lo cual se ingestan datos horarios de precipitación acumulada provenientes de la red de pluviómetros. Estos productos, que corrigen en gran medida los errores producidos al tomar unas relaciones Z/R no adecuadas al tipo de precipitación que se está produciendo, también compensan posibles descalibraciones en el equipo radar.

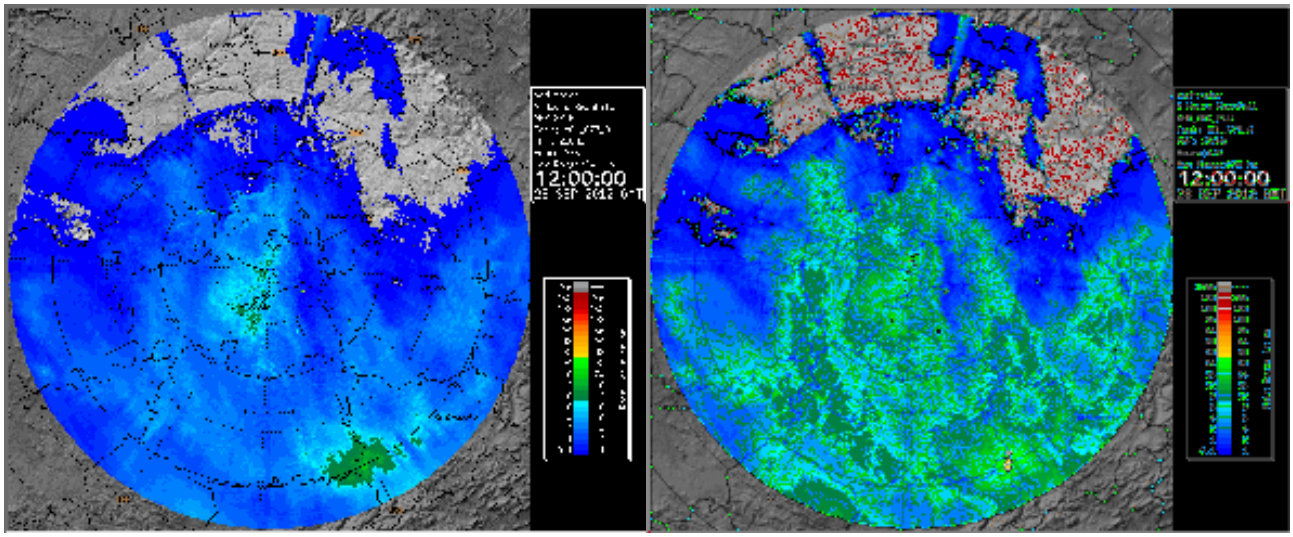


Figura 8.9: Imágenes de precipitación acumulada de 6 horas del radar de Madrid. Izquierda: basada en el SRI. Derecha: obtenida de aplicar ajuste pluviométrico a la imagen acumulada de 6 horas basada en el SRI.

8.7.8 VVP

El VVP (Velocity Volume Processing) no es un producto tipo imagen como los vistos anteriormente en que se proyectan datos sobre un plano horizontal, sino de un conjunto de datos relativos al campo de viento a distintos niveles sobre la vertical del radar, pero que también se pueden representar en forma gráfica como veremos más adelante.

El VVP se obtiene a partir de los valores del volumen polar de viento radial. En primer lugar se definen los niveles para los que queremos obtener datos de viento. Luego, para cada nivel se calcula qué elevación corta al plano horizontal situado a ese nivel de modo que la circunferencia de corte no se aleje mucho de una corona cilíndrica centrada en el radar y de unos 20 km de radio.

A partir de los datos de viento radial que se asientan en torno a esa circunferencia de corte se realiza un análisis armónico. Del primer armónico (armónico 0) se obtendrá la divergencia y del siguiente (armónico 1) el viento horizontal (módulo de la velocidad y dirección). La velocidad vertical se obtiene aplicando la ecuación de continuidad. También el VVP da información, para cada nivel, de la reflectividad media de los datos considerados y calcula determinados parámetros de calidad.

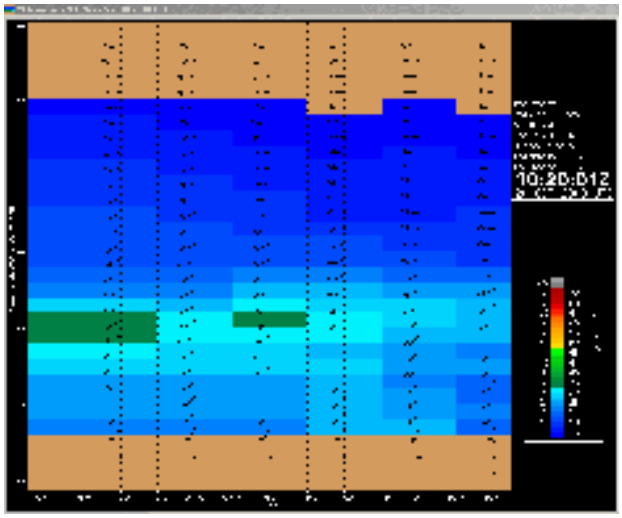


Figura 8.10: Producto VVP del radar de Cáceres al paso de un frente cálido. Se puede apreciar el fenómeno de la banda brillante a unos 2 km de altitud.

En la Figura 8.10 se muestra una imagen VVP del radar de Cáceres donde se representan gráficamente los datos de dirección y velocidad del viento horizontal para cada nivel de altitud, cada diez minutos. La altitud se representa en el eje vertical (en km) y el tiempo en el eje horizontal, lo que nos permite apreciar la evolución temporal del perfil vertical de viento sobre el radar. También se muestra como fondo la reflectividad media a cada nivel sobre la vertical del radar.

8.8 Secciones verticales

Cuando se dispone del volumen polar de datos, se pueden generar imágenes de cortes verticales de reflectividad en cualquier orientación. Los cortes o secciones verticales nos permiten analizar con todo detalle la estructura vertical de la precipitación. Esto es especialmente útil en situaciones convectivas para caracterizar el grado de severidad de los cumulonimbos (Figura 8.11).

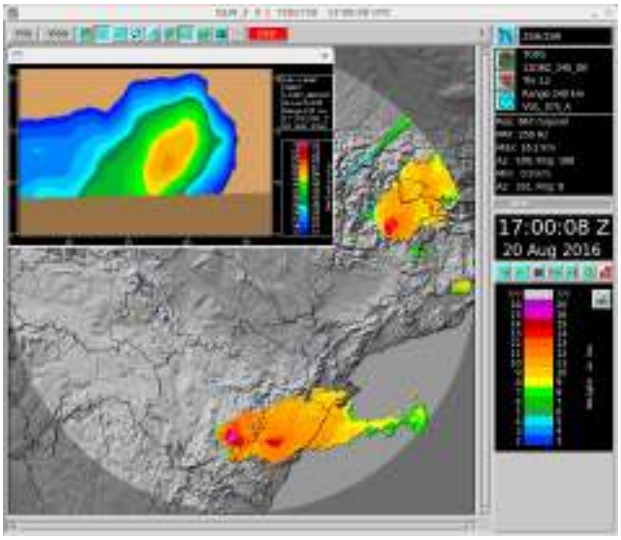


Figura 8.11: Corte vertical sobre un cumulonimbo situado al SE de Teruel, tomando como base una imagen de ECHOTOP del radar de Zaragoza.

8.9 Mosaicos de productos radar

Es posible realizar composiciones de varios radares, denominadas mosaicos, de cualquiera de los tipos de productos vistos anteriormente, excepto del VVP.

Para generar un mosaico debemos primeramente establecer un criterio de composición, es decir, debemos decidir de qué radar tomamos el dato en los píxeles que están cubiertos por dos o más radares. Los criterios de composición más utilizados son los siguientes:

Criterio del máximo, que asigna en cada píxel el dato del radar que da un valor más alto.

Criterio del más cercano, que asigna en cada píxel el dato del radar que se encuentra más próximo a dicho píxel.

Otra cuestión a tener en cuenta es que el producto a componer de cada radar que participa en la composición, debe ser convertido previamente a una proyección común. No se pueden componer productos en proyección azimutal equidistante, ya que ésta es específica de cada radar. Se muestra un ejemplo de mosaico de ZMAX en Península y Baleares en la Figura 8.12.

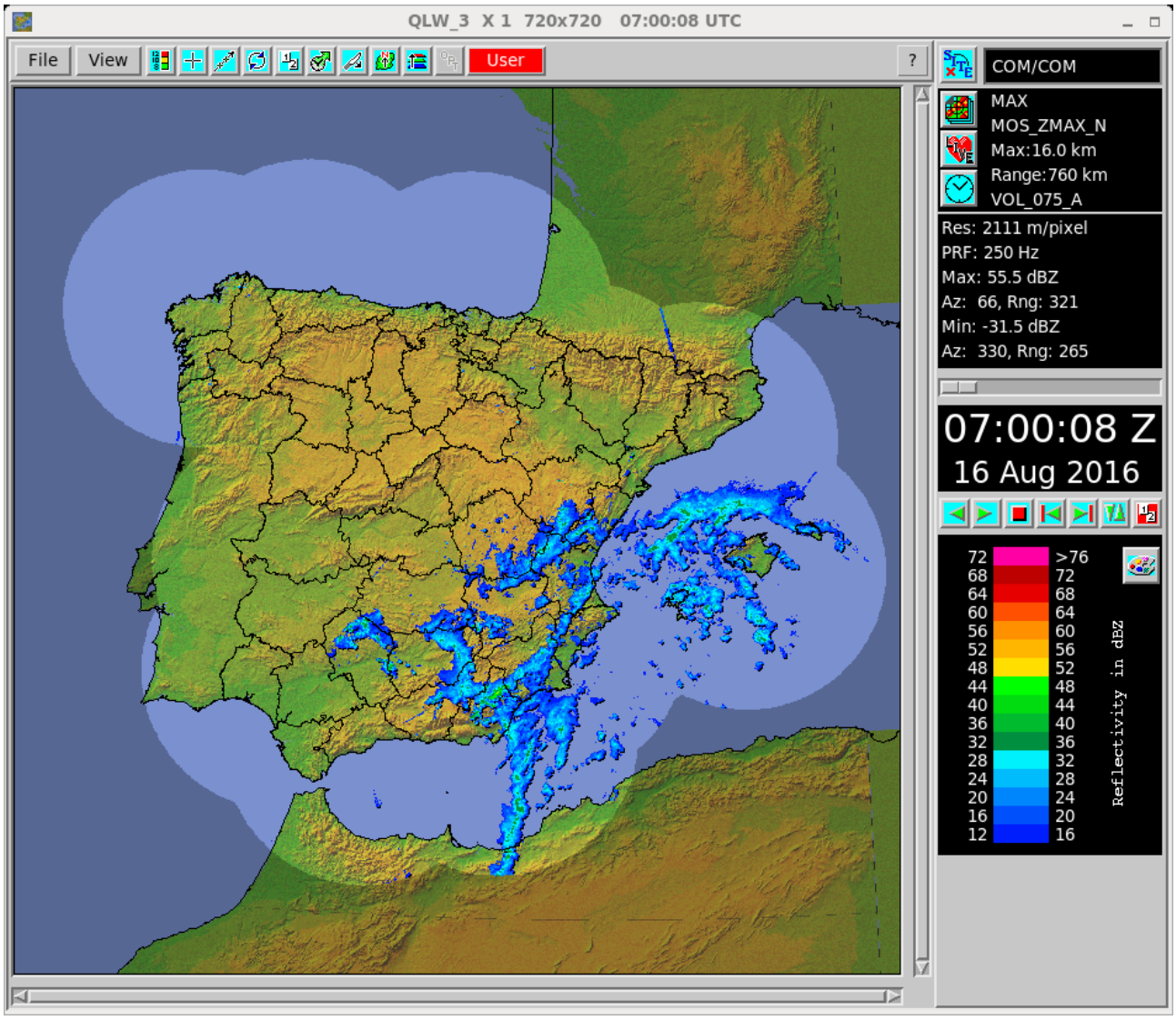


Figura 8.12: Mosaico de los radares de AEMET, excepto el radar Canarias, de la imagen de máximos (ZMAX), con el criterio del máximo. La proyección empleada es la conforme cónica Lambert.

8.10 Anexo: red de rayos de AEMET

ANEXO: IMANOL GUERRERO PERALTA
Unidad de Teledetección Terrestre, AEMET

Las redes de rayos proporcionan observaciones de actividad eléctrica en la atmósfera mediante procedimientos de teledetección [462], procedimientos que también usan el radar o el satélite. Las redes de rayos se usan principalmente en las labores de vigilancia del tiempo y para predicción inmediata o *nowcasting* (ver cap. 4 en la página 35).

AEMET dispone de una red terrestre de detección de descargas que trabaja en el rango de las bandas LF/VLF, por lo que está diseñada para detectar rayos nube-tierra, que son los de mayor interés para la vida diaria, aunque puede detectar de forma marginal rayos nube-nube. La red de rayos de AEMET está formada por 19 sensores, 14 en la Península, 1 en Baleares y 4 en Canarias. Gracias a la colaboración internacional, están disponibles también los datos de los sensores de países vecinos: Portugal, Francia, Italia y Marruecos, conjuntos de datos que hay que añadir a los anteriores para todo su proceso. Este intercambio de información con las redes contiguas mejora la localización de las descargas al aumentar el número de datos para su determinación y también consigue una configuración geométrica más rica para la localización de las descargas al recoger información desde más flancos.

La actividad eléctrica está estrechamente relacionada con situaciones convectivas intensas (ver también cap. 34 en la página 569), lo que puede dar lugar a fenómenos meteorológicos extremos y/o adversos como lluvia torrencial, granizo, fuertes vientos, etc. La Figura 8.13 muestra un día de fuerte actividad eléctrica sobre la península ibérica producida por tormentas con gran intensidad de precipitación que en algunos casos llegó a ser granizo. Se registraron más de 20 000 descargas, 9 000 de ellas en la franja 16:00-20:00 UTC.

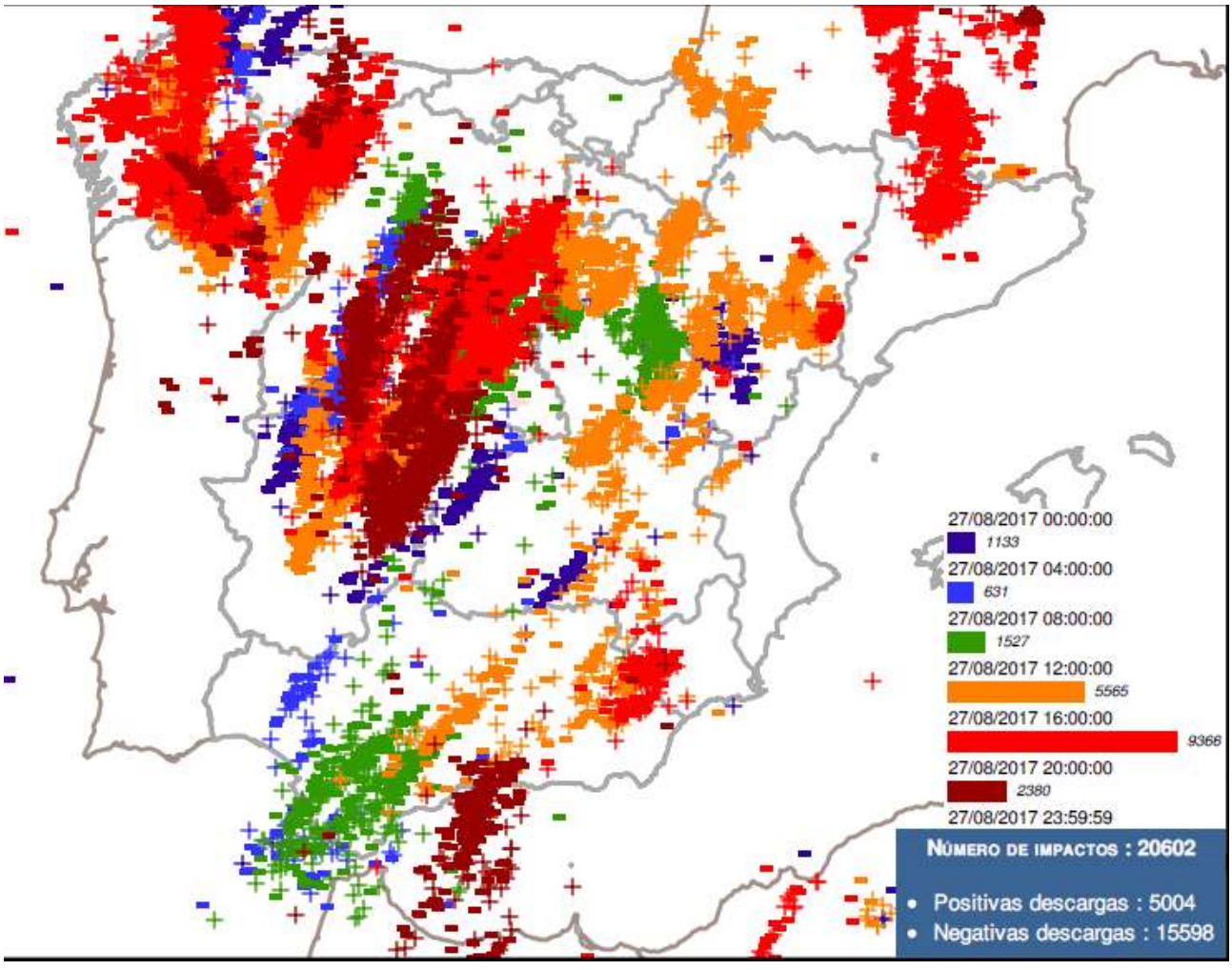


Figura 8.13: Mapa de descargas nube-tierra detectadas por la red de rayos de AEMET el 27 de agosto de 2017.

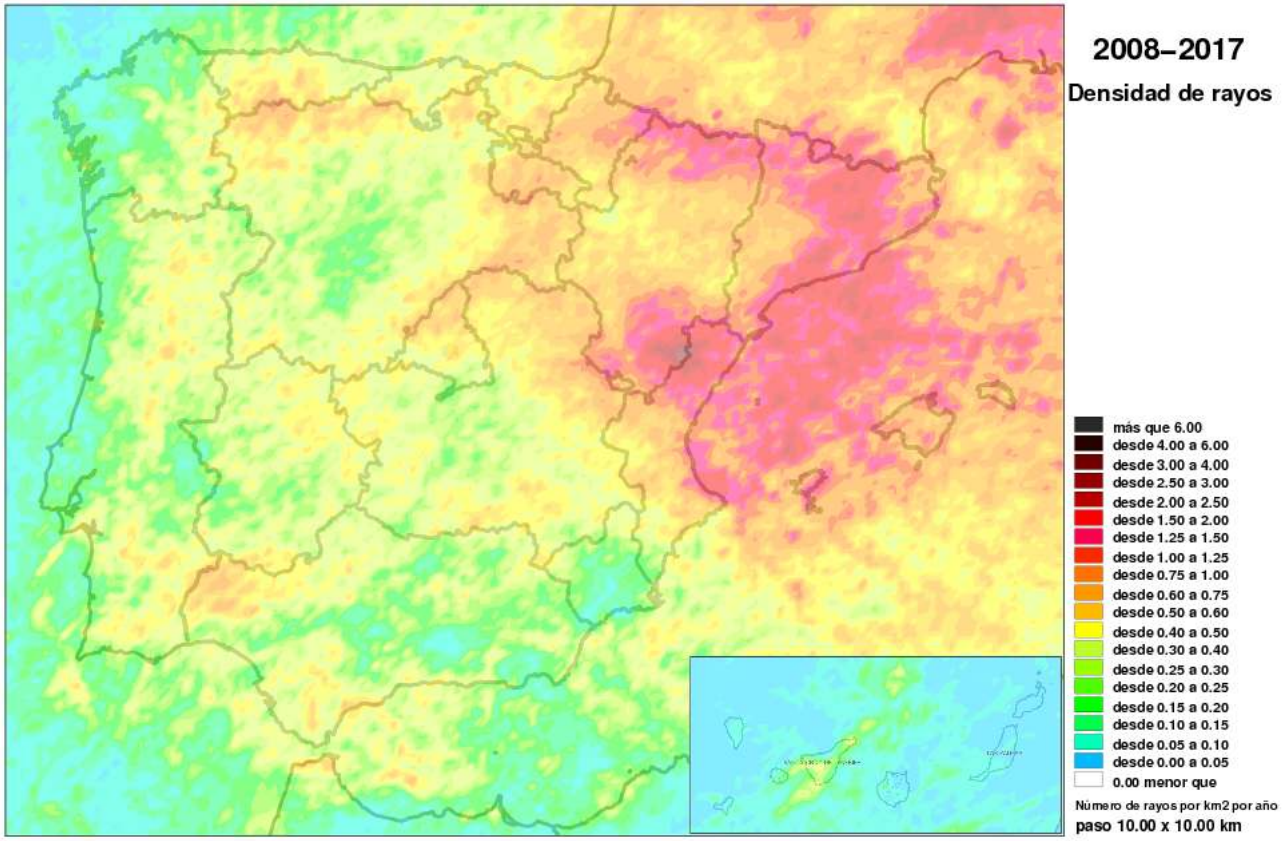


Figura 8.14: Número de rayos por km² y año para el periodo 2008-2017, ambos inclusive, sobre la península ibérica y Canarias.

Los datos de rayos son esenciales para la navegación aérea, especialmente en las maniobras de aproximación y repostaje. La información de rayos también es útil para usuarios tales como empresas eléctricas, confederaciones hidrográficas, en actividades que se desarrollen al aire libre, etc. La actividad eléctrica juega, además, un papel importante en la generación de óxido de nitrógeno y ozono a nivel de la troposfera, conocidos agentes contaminantes en esos niveles bajos de la atmósfera.

En la Figura 8.14 podemos ver la densidad de rayos sobre la península ibérica para un periodo de 10 años completos (2008-2017 ambos inclusive). Se observa la actividad eléctrica más intensa en el noreste de la Península y en Baleares, particularmente en la vertiente sur de los Pirineos y en el sistema Ibérico oriental, así como en el área delimitada por un lado la franja de litoral mediterráne entre el cabo de Creus y el cabo de la Nao y por el otro por las islas Baleares. Puede observarse un máximo marcado en el Maestrazgo turolense, en el entorno de la sierra del Rayo (ver caja más abajo). Canarias tiene una actividad eléctrica menor y más episódica, por lo que no presenta un patrón de la misma tan persistente como el de la Península.

La toponimia no engaña

DAVID MOMBLONA MONTIEL
DT en Aragón, AEMET

Si buscamos en un mapa las localidades turolenses de Mosqueruela, Valdelinares, Fortanete y La Iglesuela del Cid, a caballo entre las comarcas de Gúdar-Javalambre y el Maestrazgo, allí encontraremos ubicada la sierra del Rayo, una verdadera singularidad meteorológica de nuestro país, pues ostenta el honor de ser el área con mayor densidad de rayos de toda España.

La cercanía al Mediterráneo como fuente de humedad, la elevada altitud media de gran parte de su superficie, donde predominan las formas topográficas *tabulares* y el hecho de ser una zona típica de convergencias de viento en superficie, facilitan sobremanera la génesis de la convección durante la época estival, algo que puede comprobarse todos los veranos, año tras año.

En las Figuras 8.15 y 8.16 en la página siguiente podemos observar algunas fotos tomadas en esta zona.

Figura 8.15: Claro ejemplo de cómo la cizalladura separa corrientes ascendentes y descendentes dentro de una tormenta. La Iglesuela del Cid, 3 de septiembre de 2014. Fotografía: DAVID MOMBLONA MONTIEL.

Figura 8.16: Rayos en el Maestrazgo desde el valle de Sollavientos, 6 de septiembre de 2014. Fotografía: DAVID MOMBLONA MONTIEL.

Climatología y observaciones

9

ANDRÉS CHAZARRA BERNABÉ, CÉSAR RODRÍGUEZ BALLESTEROS Y CELIA MILAGROS FLORES HERRÁEZ
Área de Climatología y Aplicaciones Operativas, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> La palabra *Clima*, etimológicamente, significa *inclinación*, y se refiere a la oblicuidad de los rayos solares que llegan al suelo, la cual varía según las horas del día, la época del año y la latitud del lugar.
>
> *Curso de climatología* – J. M. JANSÀ GUARDIOLA

Un ingrediente esencial para la elaboración de predicciones acertadas es un conocimiento preciso y lo más exacto posible del estado actual de la atmósfera. Los sistemas de observación son, por tanto, esenciales para los sistemas de predicción. La predecibilidad, que tiene que ver con la capacidad para predecir el tiempo correspondiente a cada día y lugar, depende de las situaciones o configuraciones atmosféricas y, así mismo, el contraste de estas configuraciones con la climatología aumenta nuestro conocimiento de esa predecibilidad y puede ayudar a mejorar su formulación. De este modo, la predecibilidad está relacionada en cierta medida con la geografía y con la climatología correspondientes al fenómeno y al lugar donde realizamos la predicción. Climatología y predecibilidad guardan así una relación a la que se debe prestar atención. Nos acercamos en este capítulo a la climatología y a algunas de las redes de observación utilizadas en AEMET con fines climatológicos.

Palabras clave: climatología, observación de la atmósfera, redes de observación, normales climatológicas, Banco Nacional de Datos Climatológicos, control de calidad y almacenamiento de datos climatológicos.

Imagen parte superior: Jardín meteorológico de AEMET en la Antártida en su antigua ubicación, en segundo plano el buque *Las Palmas* en medio del *brash*, 8 de enero de 2007, Base Antártica Española Juan Carlos I, isla Livingston, South Shetland, Antártida. El jardín se trasladó posteriormente durante la campaña 2008-2009 con motivo de las obras de la nueva base. Fotografía tomada por FRANCISCO VASALLO LÓPEZ.

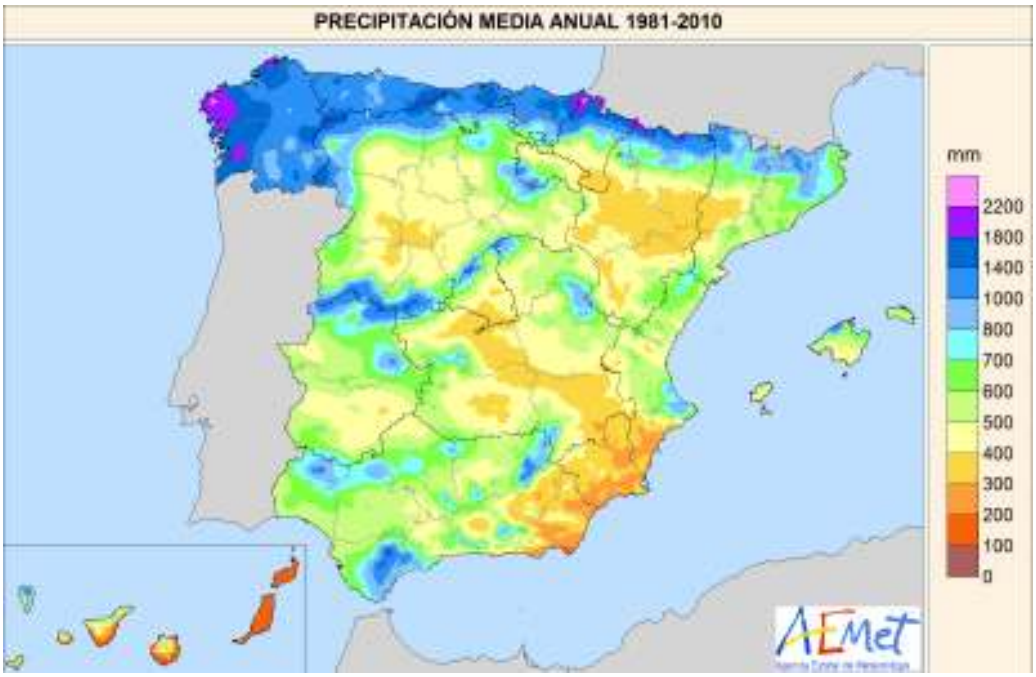


Figura 9.1: Mapa de la precipitación media anual en España correspondiente al período 1981-2010. Fuente: Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

9.1 Climatología y clima

Según la definición de la Guía de Prácticas Climatológicas de la Organización Meteorológica Mundial [668], la climatología consiste en *el estudio del clima, sus variaciones y extremos y su influencia en varias actividades, sobre todo (aunque no exclusivamente) en los ámbitos de la salud, la seguridad y el bienestar humanos*.

A su vez, se entiende por clima *las condiciones meteorológicas normales correspondientes a un lugar y a un período de tiempo determinados.*

Conviene tener presente la diferencia entre tiempo y clima: el tiempo es el estado atmosférico en un momento y lugar concretos, tiene por tanto un carácter instantáneo, mientras que el clima hace referencia al estado medio del tiempo, así como sus variaciones y extremos, en un lugar y un periodo de tiempo determinados. Es decir, el clima es una síntesis de los diferentes tiempos o estados atmosféricos que podemos esperar que ocurran en cada lugar y momento. Así, cuando calificamos el clima actual del sureste de la península ibérica como seco, nos estamos refiriendo a que las precipitaciones son generalmente escasas en comparación con otras regiones, pero evidentemente podrá haber días en los que el tiempo sea lluvioso y se registren precipitaciones abundantes e intensas.

Para describir el clima de un lugar se utilizan descripciones estadísticas de los valores que toman los principales elementos climáticos como la temperatura del aire, la precipitación, la humedad, el viento, la insolación, etc., las cuales permiten caracterizar tanto el estado medio del tiempo como su variabilidad y sus tendencias en un periodo de tiempo determinado. Así, el clima de un lugar queda caracterizado mediante valores medios, máximos, mínimos, distribuciones de probabilidad y otros estadísticos de magnitudes medibles relacionadas con los elementos climáticos (ejemplos en Figura 9.1 y en el Atlas Climático Ibérico [5] `http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/Atlas-climatologico/Atlas.pdf`).

Hasta bien entrado el siglo XX se consideraba que las variaciones del clima eran generalmente lentas y graduales, siendo frecuentes en los textos de climatología de la época las referencias al clima de un lugar como una característica apenas invariante en el tiempo. Sin embargo, el cambio climático observado en los últimos decenios del siglo XX, el cual ha dado lugar a una notable variación estadística tanto del estado habitual del clima como de su variabilidad a escala global, ha supuesto un reto para los climatólogos. A partir de entonces, se ha comenzado a considerar el clima y sus variaciones como una consecuencia de las interacciones entre los componentes del sistema climático, el cual está formado por la atmósfera, la superficie

terrestre, la nieve y el hielo, los océanos y otras masas de agua y los organismos vivos. El sistema climático presenta una variabilidad interna debida a las interacciones entre los componentes del sistema climático, las cuales ocurren a todas las escalas espaciales y temporales y, por otro lado, una variabilidad externa que depende de factores externos al sistema, tanto naturales (variaciones solares, erupciones volcánicas, etc.) como antropogénicos (alteraciones de la composición de la atmósfera y de la superficie terrestre).

9.2 Caracterización del clima a partir de datos climatológicos

La caracterización del clima se realiza a partir de los datos recogidos en las redes de estaciones climáticas. La abundante información almacenada en las bases de datos climáticos es analizada y resumida en un número relativamente pequeño de valores que se obtienen al aplicar métodos estadísticos. Si se escogen de forma adecuada, estos valores estadísticos permiten resaltar y poner de manifiesto las principales características del clima de forma sencilla y fácilmente interpretable.

Son muchos los estadísticos que pueden calcularse a partir de los conjuntos de datos y que resultan de utilidad para la descripción del clima. Los más habitualmente empleados en climatología comprenden: medidas de tendencia central, como la media y la mediana, las cuales indican un valor central alrededor del cual tienden agruparse los datos de una variable climática; medidas de variabilidad, como la desviación típica y el rango de los datos (diferencia entre el valor máximo y el mínimo); distribuciones de probabilidad, percentiles, valores extremos, etc.

También es habitual el empleo de *índices climáticos*, los cuales sintetizan en un único valor numérico relaciones más o menos complejas entre elementos climáticos que conservan cierto sentido físico y que pueden utilizarse para el seguimiento de un proceso determinado, como por ejemplo el *índice de* PALMER para la gravedad de la sequía o los índices utilizados en las clasificaciones climáticas (OMM, Guía de Prácticas Climatológicas 2011 [668]). Además, el estudio de las series temporales, formadas por las observaciones ordenadas según la secuencia en la que se efectuaron, permite determinar de forma cualitativa y cuantitativa las variaciones del clima en el tiempo.

A la hora de presentar los resultados, en climatología se utilizan con frecuencia tablas, series de datos, mapas climáticos y gráficos con el objeto de mostrar y sintetizar de la manera más clara e intuitiva posible la información contenida en los conjuntos de datos y en los estadísticos derivados de ellos.

Para que los valores estadísticos de las observaciones realizadas en observatorios distintos sean comparables debe tenerse especial cuidado en que las medidas se hayan realizado mediante procedimientos análogos, empleando instrumentos y métodos de medida compatibles entre sí y, además, que el periodo de tiempo a lo largo del cual se han realizado las medidas sea el mismo ya que, como hemos visto, el clima y, por tanto, los valores que toman los elementos climáticos en cada lugar pueden variar de forma significativa a lo largo del tiempo. Por ello, tiene especial importancia en climatología el concepto de *normal climatológica* que vemos a continuación.

MES	T	TM	Tm	R	H	DR	DN	DT	DF	DH	DD	I
Enero	-0.4	2.3	-3.2	124	80	11.5	12.4	0.1	12.6	25.6	6.2	109
Febrero	0.1	3.0	-2.9	96	79	9.9	11.7	0.0	9.5	22.0	5.4	114
Marzo	2.3	5.8	-1.1	84	74	9.2	9.4	0.4	8.7	19.0	5.7	162
Abril	3.4	7.0	-0.3	127	77	12.2	10.9	1.2	9.2	17.1	3.8	166
Mayo	7.4	11.5	3.2	124	72	12.4	4.6	3.7	7.8	7.5	3.2	215
Junio	13.2	18.0	8.3	64	59	6.6	0.6	4.2	3.6	0.8	7.0	289
Julio	17.0	22.4	11.5	23	47	3.2	0.0	2.9	2.4	0.0	14.6	348
Agosto	16.8	22.2	11.5	26	49	3.5	0.0	3.4	2.1	0.0	10.9	321
Septiembre	12.7	17.2	8.2	60	63	6.5	0.4	2.6	5.5	0.9	6.9	211
Octubre	7.3	10.6	3.9	156	79	11.5	2.6	0.6	9.1	4.9	5.2	146
Noviembre	2.8	5.6	0.1	176	83	12.2	7.7	0.2	11.9	15.4	5.4	103
Diciembre	0.7	3.3	-2.0	163	81	12.6	10.7	0.1	12.6	22.9	6.1	92
Año	**6.9**	**10.7**	**3.1**	**1223**	**70**	**111.3**	**71.0**	**19.4**	**95.0**	**136.1**	**81.7**	**2268**

Leyenda	
T	Temperatura media mensual/anual (°C)
TM	Media mensual/anual de las temperaturas máximas diarias (°C)
Tm	Media mensual/anual de las temperaturas mínimas diarias (°C)
R	Precipitación mensual/anual media (mm)
H	Humedad relativa media (%)
DR	Número medio mensual/anual de días de precipitación superior o igual a 1 mm
DN	Número medio mensual/anual de días de nieve
DT	Número medio mensual/anual de días de tormenta
DF	Número medio mensual/anual de días de niebla
DH	Número medio mensual/anual de días de helada
DD	Número medio mensual/anual de días despejados
I	Número medio mensual/anual de horas de sol

Figura 9.2: Valores climatológicos normales del período 1981-2010 del observatorio del Puerto de Navacerrada. Fuente: AEMET.

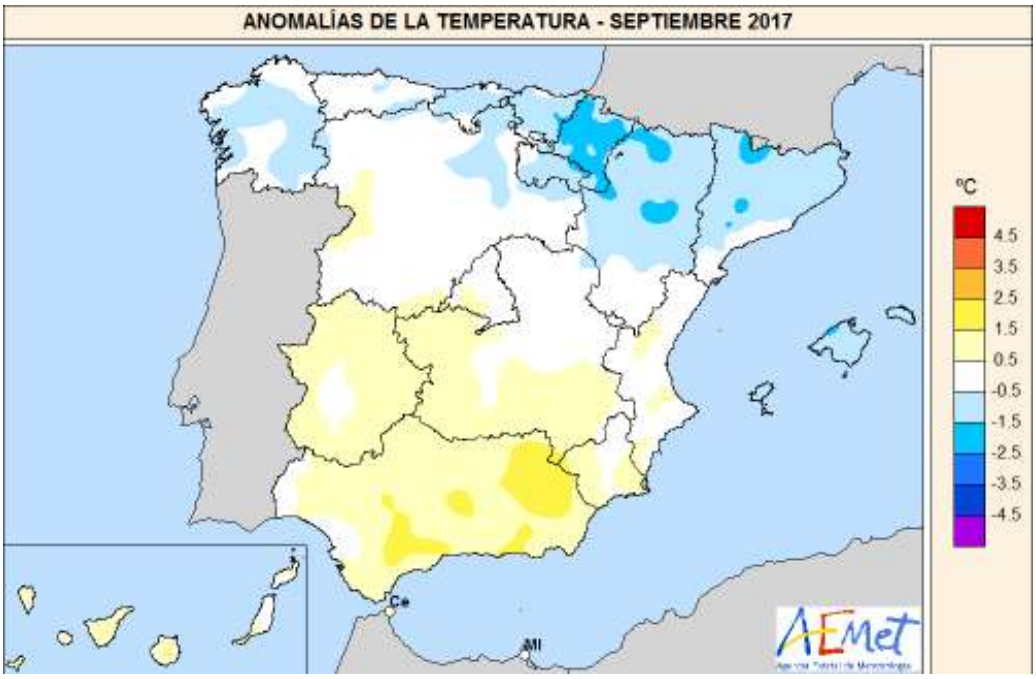


Figura 9.3: Mapa de anomalías de la temperatura media de septiembre de 2017 respecto de los valores normales del periodo 1981-2010. Uno de los fines principales de los valores normales es servir de referencia para evaluar las condiciones climáticas observadas en una fecha o un período de tiempo determinados. Fuente: AEMET.

9.3 Normales climatológicas

Las normales climatológicas son las medias de los datos climatológicos calculadas para un periodo uniforme y relativamente largo que comprende al menos tres periodos consecutivos de diez años (ejemplo en Figura 9.2 en la página anterior). Según la Organización Meteorológica Mundial, el uso de normales tiene *dos finalidades* principales:

- Constituyen una *referencia* para evaluar las condiciones climáticas actuales o recientes, permitiendo obtener, por ejemplo, anomalías térmicas (diferencias de la temperatura observada en un lugar determinado respecto de la normal en ese lugar) que pueden compararse con las calculadas en otro lugar distinto, siempre que el periodo de referencia sea el mismo (ver Figura 9.3).
- Se utilizan además con fines de *predicción*, como indicadores de las condiciones que es probable que se observen en un determinado lugar en el futuro.

Las *normales climatológicas reglamentarias o estándares* se establecieron por la Organización Meteorológica Mundial a comienzos del siglo XX con el objeto de que los servicios meteorológicos de los distintos países utilizaran los mismos periodos de referencia, de forma que los valores normales y las anomalías fueran comparables en todo el mundo. Inicialmente, se escogieron periodos consecutivos de 30 años, comenzando en el primer día del siglo XX: 1 de enero de 1901 a 31 de diciembre de 1930, 1 de enero de 1931 a 31 de diciembre de 1960, 1 de enero de 1961 a 31 de diciembre de 1990, etc.

Hasta bien entrado el siglo pasado se consideraba que el clima es fundamentalmente constante para escalas temporales de décadas a siglos y que las variaciones observadas respecto de ese estado medio se debían principalmente al método de muestreo. Por tanto, los valores medios debían converger a ese estado medio al tomar periodos de tiempo suficientemente largos, y se consideró que treinta años eran suficientes para filtrar las fluctuaciones.

Sin embargo, durante la segunda mitad del siglo XX fueron cada vez mayores las evidencias de que el clima es cambiante (IPCC, 2014 [465]), por lo que los valores normales dejan pronto de tener validez como indicadores del clima presente y futuro [612] (ver Figura 9.4 en la página siguiente). Por este motivo, la Organización Meteorológica Mundial modificó recientemente los periodos de referencia para el cálculo de las normales climatológicas reglamentarias, de forma que siguen siendo períodos consecutivos de treinta años, pero pasando a actualizarse cada diez años, abarcando desde un año que termina en 1 hasta un año terminado en 0. Es decir, ahora las normales reglamentarias incluyen periodos de treinta años que van del

1 de enero de 1981 al 31 de diciembre de 2010, del 1 de enero de 1991 al 31 de diciembre de 2020, y así sucesivamente. Los organismos responsables deben calcular las normales climatológicas reglamentarias lo más pronto posible una vez finalizado cada decenio y los períodos de las normales climatológicas reglamentarias deben respetarse siempre que sea posible a fin de ofrecer una base uniforme para las comparaciones de valores en todo el mundo.

Una cuestión planteada a menudo a los climatólogos es por qué no se actualizan las normales climatológicas con una frecuencia mayor, por ejemplo, cada año. Si bien es cierto que podría mejorarse ligeramente la capacidad predictiva de los valores normales al utilizarse así siempre el periodo de treinta años más reciente, una actualización frecuente tiene el inconveniente de que es necesario volver a calcular no solo los propios valores normales, sino también todos aquellos conjuntos de datos y productos que utilizan las normales como referencia, resultando un proceso excesivamente costoso en esfuerzo y tiempo. Por otra parte, cuando las normales se utilizan como referencia para la vigilancia y el análisis del clima, una actualización demasiado frecuente de las normales resultaría más un inconveniente que una ventaja ya que, al cambiar continuamente los valores de referencia, no resultarían comparables las anomalías y otros estadísticos calculados en diferentes estudios. Por este motivo, la Organización Meteorológica Mundial ha establecido el 1961-1990 como *periodo de referencia fijo para la evaluación a largo plazo del cambio climático y de la variabilidad del clima*, de forma que todos los estudios sobre cambio climático que se realicen ofrezcan resultados comparables entre sí. Este período permanecerá en principio fijo para siempre, o al menos hasta que exista un motivo científico convincente para cambiarlo, según la OMM.

9.4 La importancia de las observaciones climatológicas

Prácticamente todos los estudios climatológicos utilizan datos procedentes de las redes de observación climatológicas, ya sean medidas directas registradas en un momento determinado o bien valores normales u otros estadísticos obtenidos a partir de series de observaciones. Resulta evidente que la calidad de los resultados que se obtengan dependerá en gran medida de la calidad de los datos originales, siendo por tanto fundamental procurar que las medidas se realicen siguiendo los requerimientos y recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial para que los datos de los distintos observatorios sean comparables entre sí y ofrezcan la calidad necesaria para realizar los estudios climatológicos a partir de ellos.

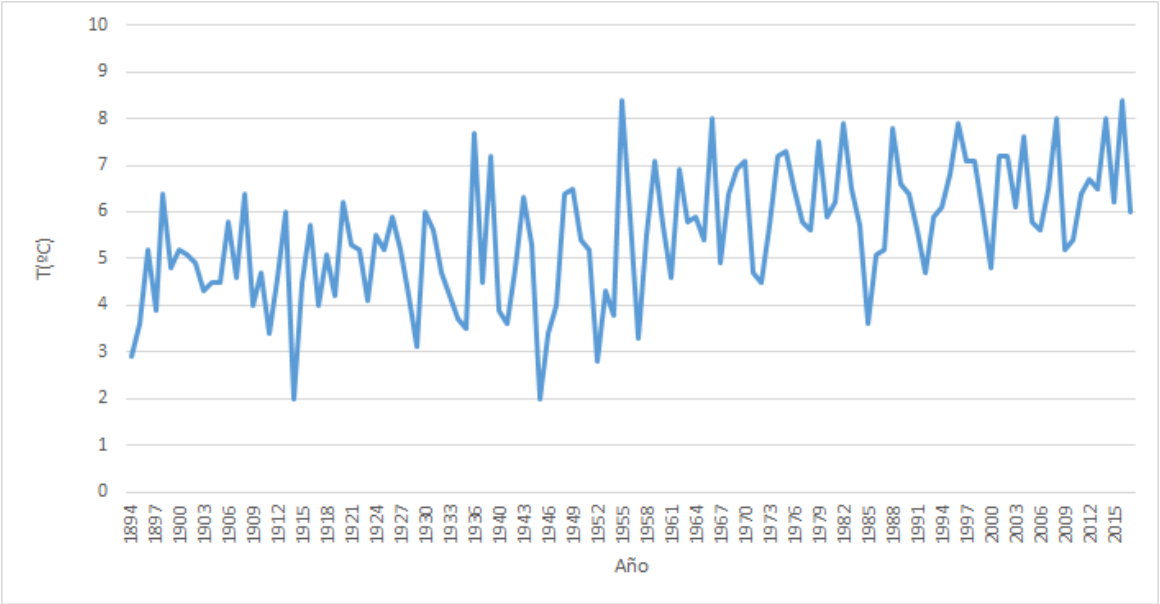


Figura 9.4: Temperatura media mensual de enero en el observatorio de Madrid-Retiro desde 1984. Las series largas de observaciones resultan fundamentales para el estudio de la variabilidad climática. Fuente: AEMET.

En la medida de lo posible, los datos que se empleen para calcular normales y otros estadísticos climatológicos deben ser *homogéneos*, prestando especial atención a la posibilidad de que haya habido durante el periodo considerado factores que hayan alterado la homogeneidad de la serie de datos, como pueden ser cambios de emplazamiento, cambios en el entorno, cambios en el procedimiento de observación (por ejemplo, en la hora de observación), cambios en los tipos de instrumentos o en su exposición y cambios en el proceso de datos. La mejor manera de preservar la homogeneidad de un registro es evitar en la medida de lo posible todos estos cambios. Sin embargo, la mayoría de las series climáticas de larga duración se ven afectadas en menor o mayor medida por factores como los anteriormente mencionados que pueden ocasionar heterogeneidades en las series. Existen métodos estadísticos para estudiar la homogeneidad de un conjunto de datos y es posible realizar correcciones en las series de datos para eliminar las inhomogeneidades detectadas, especialmente cuando se dispone de información (*metadatos*) acerca de las fechas de los cambios y se dispone además de series paralelas suficientemente largas para comparar y corregir los datos antes y después de los cambios. También existen métodos estadísticos que utilizan series de referencia homogéneas para comparar con las series que presentan problemas de homogeneidad y proceder a su corrección.

Así mismo, a menudo existen *lagunas* en las series de datos que pueden distorsionar de forma significativa los resultados a la hora de calcular estadísticos climatológicos. Si, por ejemplo, calculamos el valor normal de la precipitación anual de una estación en la que falta el valor de un año que fue especialmente lluvioso, el resultado será inferior al que se obtendría si se considerara ese valor. Como es habitual que exista correlación entre los datos climáticos a lo largo del tiempo, la falta consecutiva de observaciones suele tener una mayor repercusión a la hora de calcular estadísticos que la falta del mismo número de observaciones aleatoriamente repartidas durante el mismo período de tiempo. En esos casos es recomendable efectuar, previamente al cálculo de los valores normales y de otros estadísticos, un relleno de las lagunas en el que se estiman los datos faltantes a partir de los valores observados en estaciones cercanas.

9.5 El Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET

El Banco Nacional de Datos Climatológicos de AEMET es una herramienta fundamental en todos los procesos relacionados tanto con la caracterización climática de un lugar como con las labores de Vigilancia del Clima en tiempo cuasi-real o la generación de aplicaciones dirigidas a dar respuesta a las demandas de diferentes sectores de la sociedad. En él se archivan y gestionan principalmente datos meteorológicos procedentes de las diferentes redes de observación de superficie.

AEMET, por su pertenencia a la OMM (Organización Meteorológica Mundial), cumple con los requisitos establecidos por el Sistema Mundial de Observación (SMO) que pertenece al Programa para la Vigilancia Meteorológica Mundial de la OMM [670]. Las observaciones meteorológicas de superficie forman parte del SMO y en ellas se registra información de diferentes variables meteorológicas como son presión, viento, temperatura, humedad relativa, etc. Las distintas redes de observación meteorológica de superficie responden a las diferentes escalas de los fenómenos meteorológicos y a la necesidad de conseguir una buena observación. Por definición, la observación meteorológica consiste en la evaluación o medida de los distintos elementos meteorológicos con el fin de caracterizar el estado físico de la atmósfera en un lugar y momento determinados. Los requisitos referentes a la precisión de los datos, la frecuencia de las observaciones, la distribución espacial de las estaciones así como su densidad, dependen de las diferentes escalas de los fenómenos meteorológicos que han de analizarse. Las escalas horizontales están estrechamente relacionadas con las escalas de tiempo de los fenómenos, por lo que existirán redes de superficie que van desde una escala planetaria (> 3 000 km) relacionada con las ondas largas de la troposfera superior hasta la microescala (< 100 m) relacionada con la meteorología agrícola, la evaporación u otros efectos microclimáticos.

Para garantizar la calidad de las observaciones y promover la compatibilidad y estandarización internacional de la instrumentación y de los métodos de observación utilizados, está el Programa de Instrumentos y Métodos de Observación de la OMM que se lleva a cabo a través de la Comisión de Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO [670]).

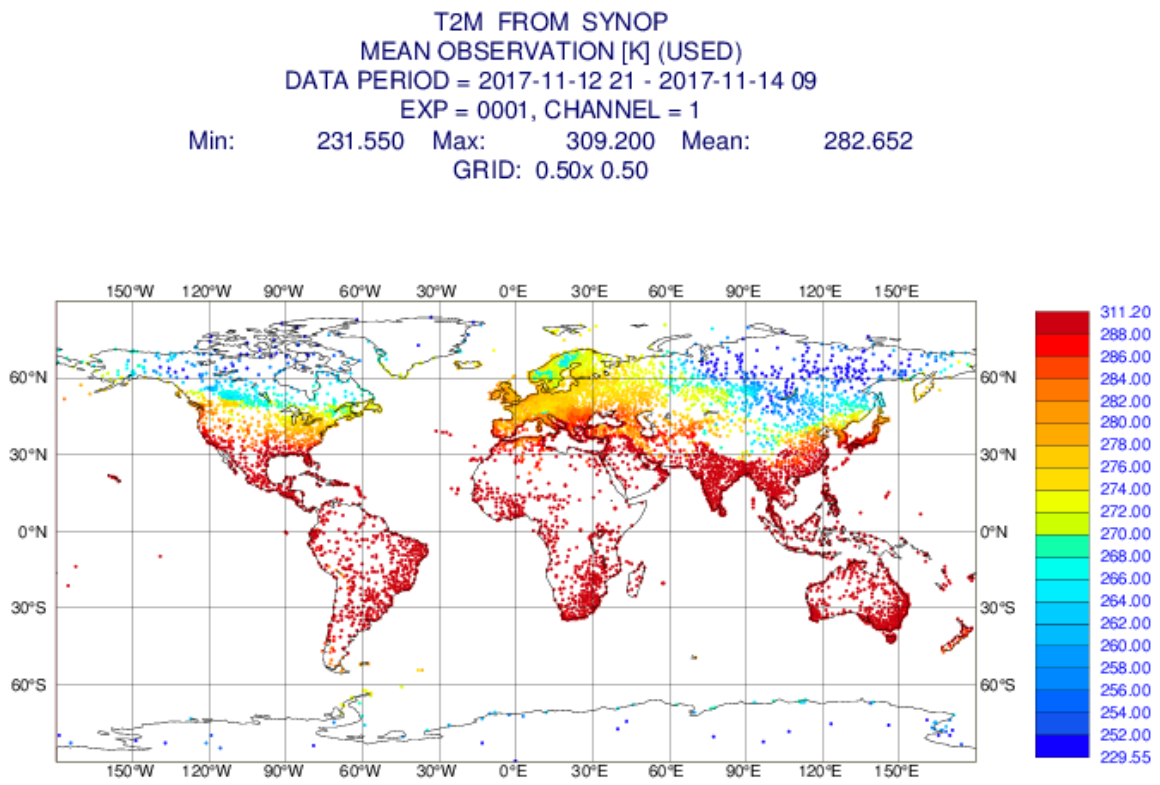


Figura 9.5: Mapa con la temperatura a dos metros del suelo observada en la red de estaciones sinópticas de superficie que se utiliza en el sistema de asimilación de datos del ECMWF. Fuente: ECMWF.

Como resultado de las necesidades planteadas, de los requisitos de intercambio de información mundial tanto meteorológica como climatológica y la necesidad de caracterizar lo mejor posible la climatología de un lugar, surgen las diferentes redes de observación de superficie en AEMET.

Para el intercambio de datos de estaciones meteorológicas de superficie a nivel mundial (Figura 9.5) en tiempo real y asociado a las necesidades de la Región VI de la OMM, España dispone de la Red Sinóptica Básica Regional (RSBR) y varias de dichas estaciones forman parte a su vez de la Red Climatológica Principal.

La RSBR de superficie está formada por un conjunto de estaciones dotadas de personal, con una resolución espacial entre 100 y 150 km, que miden presión, temperatura, viento, humedad, precipitación, tiempo presente, visibilidad, nubosidad, temperatura del suelo y del subsuelo, insolación, estado del suelo y, en el caso de las estaciones costeras, temperatura del agua del mar, oleaje y estado del mar. La frecuencia de transmisión de la información es horaria. El objeto de la red es atender el Programa de la Vigilancia Meteorológica Mundial de la OMM y el programa EUCOS de EUMETNET (http://eumetnet.eu/activities/observations-programme/current-activities/programme-management/), así como su utilización en modelos numéricos globales y regionales (sec. 10.1 en la página 138). La necesidad de conseguir una adecuada *representatividad* de las estaciones de la RSBR supone que la ubicación de las mismas, su entorno y la exposición de los instrumentos sean adecuados y esté garantizada su permanencia durante, al menos, 30 años.

La red RSBR se complementa a su vez con la Red Sinóptica Complementaria (RSC). El conjunto de las estaciones que forman parte de la RSC y las de la RSBR, permiten cubrir todo el territorio nacional con una resolución espacial inferior a 80 km, y en conjunto forman la Red Sinóptica Nacional (RSN). Su objetivo es la vigilancia meteorológica y el intercambio de datos con otros países e instituciones, así como su utilización en modelos numéricos de área limitada (sec. 10.1 en la página 138).

No obstante, como los requerimientos de información meteorológica son cada vez mayores, estas dos redes anteriores se complementan con una red Mesoescalar capaz de proporcionar información de estaciones meteorológicas con una mayor resolución tanto espacial como temporal. La Red Mesoescalar o Red

Nacional de Observación Meteorológica de Superficie (RENOMS) en AEMET incluye las redes anteriormente citadas más una serie de Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMA) que observan presión, temperatura, viento, humedad, precipitación y tiempo presente y, en el caso de estaciones costeras, temperatura del agua del mar y oleaje, transmitiendo la información cada 10 minutos. La distancia entre estaciones es de 30 a 60 km.

Además AEMET dispone de más estaciones de superficie que junto con las anteriores conforman la Red Climatológica Ordinaria (RCO). En la actualidad la componen aproximadamente 3300 estaciones en funcionamiento que facilitan datos de distintas variables y con distinta periodicidad.

Las estaciones automáticas suministran cada 10 minutos datos de temperatura, precipitación, dirección y velocidad del viento, presión, humedad e insolación. Por otra parte, las estaciones termométricas y pluviométricas, atendidas por personal colaborador, anotan diariamente las temperaturas extremas y la precipitación junto con los meteoros observados y, habitualmente, transmiten sus datos en los primeros días del mes siguiente.

Este elevado número de puntos de observación permiten a AEMET mantener su operatividad diaria en materia de observación, vigilancia y climatología, cumplir con los compromisos nacionales e internacionales en materia de intercambio de datos y facilitar a la sociedad una gran variedad de productos y servicios en tiempo real o casi real a través de su página web y las redes sociales.

Red Climatológica Ordinaria (RCO): A fecha 11 de octubre de 2017 la RCO está constituida por 2902 estaciones, atendidas por personal colaborador; de ellas, 563 son automáticas y las 2339 restantes manuales. Podemos ver su ubicación en el mapa de la Figura 9.6. Las 2339 estaciones manuales registran diariamente la precipitación recogida y los meteoros observados y en aproximadamente 1000 de estas 2339 estaciones se anota también la temperatura máxima y mínima diaria. Las automáticas obtienen al menos datos de temperatura y precipitación, incorporando habitualmente otras variables, principalmente viento y humedad. La frecuencia de observación es diezminutal y la de transmisión cada 4 horas, aunque en algunos casos se transmiten cada hora.

Figura 9.6: Estaciones de la Red Climatológica Ordinaria. Fuente: AEMET.

Su finalidad es constituir una red mínima que permita caracterizar las zonas climáticas del país.

Si nos atenemos a consideraciones climatológicas tales como variables medidas en los distintos tipos de estaciones, presencia o no de personal de AEMET, métodos y periodicidad de transmisión de la información, cabe establecer tres categorías de estaciones:

Estaciones de la red principal: La OMM considera estación principal a las estaciones climatológicas en las que se hacen lecturas horarias, u observaciones, por lo menos tres veces por día, además de la tabulación horaria de las lecturas de los registradores. En AEMET son las estaciones de la RSBR y parte de las de RSC y están dotadas de personal. Envían sus datos diariamente cuando son grabados y validados en el programa del que disponen, Climatología Sistemas Semi-automáticos (CLISSA) o Climatología Estaciones Completas (CLESCOM). A fecha 11 de octubre de 2017 son 92 estaciones y las podemos ver representadas en el mapa de la Figura 9.7.

Figura 9.7: Estaciones principales de AEMET. Fuente: AEMET.

Figura 9.8: Estaciones automáticas de AEMET. Fuente: AEMET.

Estaciones automáticas: Estas estaciones adquieren datos cada 10 minutos que envían al Sistema integrado para la Gestión de las Redes de Observación (SIGROBS) actual concentrador de estaciones automáticas, desde el que son distribuidos a las distintas unidades de AEMET que los demandan, entre ellas el Banco Nacional de Datos Climatológicos. A fecha 11 de octubre de 2017 hay 863 estaciones automáticas en funcionamiento, pertenecientes a la RSC y a la RCO, así como algunas instaladas en estaciones de la RSBR. El mapa de la Figura 9.8 recoge la localización de estas estaciones.

Estaciones termopluviométricas: Son estaciones atendidas por colaboradores, pertenecientes a la RCO. A fecha 11 de octubre de 2017 la componen 2339 estaciones, que anotan diariamente la precipitación diaria y los meteoros observados; de ellas 994 son a la vez termométricas y registran también la temperatura máxima y mínima diaria. Aunque algunas disponen de un software desarrollado por AEMET que les permite mandar los datos en el momento de grabarlos, lo habitual es que los manden en los primeros días del mes siguiente mediante un impreso que una vez escaneado permite extraer los datos mediante OCR (reconocimiento óptico de caracteres). En el mapa de la Figura 9.9 podemos ver la localización de estas estaciones.

El número de estaciones de cada tipo ha ido variando con el tiempo, especialmente las termopluviométricas, tal como recoge el gráfico de la Figura 9.10 en la página siguiente. El número de estaciones pluviométricas aumenta rápidamente desde final de la guerra civil hasta mediados de la década de los 70, pasando de 594 estaciones en 1939 a 5589 en 1976, cayendo notablemente su número posteriormente, lo que nos ha llevado a pasar de 5022 estaciones en 1993 a las 2339 actuales. El número de estaciones termométricas es notablemente menor, ya que la temperatura precisa de un menor número de estaciones para su correcta observación, alcanzándose el máximo en el año 1994 con 2047 estaciones, disminuyendo posteriormente hasta las 994 actuales. El descenso en el número de estaciones termopluviométricas que se observa a partir de los años 90 coincide con la aparición de las estaciones automáticas que, como puede observarse en el gráfico, aumenta muy rápidamente, pasando de 75 en 1996 a 897 en 2014, año en que se alcanza el número máximo, con una ligera disminución posterior hasta las 863 con las que se cuenta a 11 de octubre de 2017.

Estaciones de la red secundaria: La estaciones automáticas y las termopluviométricas conforman la red secundaria de estaciones de AEMET, que a fecha 11 de octubre de 2017 suman 3202 estaciones.

Figura 9.9: Estaciones termopluviométricas de AEMET. Fuente: AEMET.

Figura 9.10: Evolución del número de estaciones meteorológicas en AEMET (o INM) desde 1 900. Fuente: AEMET.

9.6 Almacenamiento de datos y control de calidad

Los datos procedentes de las distintas estaciones se almacenan en la Base Climatológica, que resulta ser fuente básica de información para el desarrollo de productos y aplicaciones y para la atención de los Servicios Climatológicos ofrecidos por AEMET.

La calidad de la información y de los productos generados depende de la de los datos empleados. Una de las principales preocupaciones del Servicio del Banco Nacional de Datos Climatológicos es asegurar la integridad y calidad de la información que almacena, por eso ha desarrollado un conjunto de procesos de control que, aplicados a los datos antes o después de su incorporación a la Base evitan, en lo posible, la existencia de errores:

- **Antes de su almacenamiento en las bases de datos**:
  - **Los datos de estaciones principales y secundarias** se controlan a través de los programas de captura que incluyen depuraciones encaminadas a localizar datos que presenten errores de consistencia, continuidad temporal o superen los límites de intervalos de valores posibles, avisan de los errores y permiten su corrección, evitando que se introduzcan en la Base.
  - **Los datos de las estaciones automáticas no pasan validaciones previas a su carga** en la Base para evitar retrasos en su disponibilidad, aunque dentro de las 24 horas posteriores a su carga en la base son tratados por un proceso automático que localiza posibles errores que son validados a diario por personal cualificado.
- **Una vez en las bases de datos**, los datos se someten a distintos procesos automáticos o manuales para la localización de posibles errores que son estudiados, corregidos o eliminados por el personal técnico de AEMET:
  - **Control de superación de efemérides** con el que se localizan los datos que, cargados durante un día, han superado los valores extremos de la serie a la que pertenezcan.
  - **Proceso diario automático de depuración de datos diezminutales** que localiza errores de los datos de estaciones automáticas almacenados en el día anterior
  - **Control de coherencia espacial** para la localización de datos diarios con coherencia espacial dudosa. Este control se aplica de forma automática a los datos almacenados cada día, pero puede realizarse también de forma ma-

nual a cualquier periodo de tiempo lo que permite localizar datos históricos que puedan estar afectados de este tipo de error. Existe una versión manual del programa aplicable a datos mensuales.

- **Controles ocasionales** cuando se sospecha de algún dato como resultado de su aplicación en determinados estudios o tratamientos estadísticos (como por ejemplo estudios de homogeneidad de series). Los errores localizados en estos casos suelen corresponder a datos históricos almacenados con anterioridad a 1995, no sometidos a los actuales controles de calidad.

Tan importante es la localización de errores como su estudio y verificación por el personal de Climatología. Para ello se dispone de varias herramientas que facilitan esta labor como las gráficas de evolución temporal de distintas variables que pueden mostrar la incoherencia de las observaciones como resultado de un dato incorrecto, imágenes de satélites, radar, mapas de isolíneas, etc. (Figura 9.11 en la página siguiente)

Actualmente, el Banco Nacional de Datos Climatológicos ofrece información climatológica básica y elaborada a través de la web de AEMET, proporciona a los usuarios información más personalizada y acorde a sus necesidades suministrando los datos necesarios para la elaboración de certificados e informes y atendiendo las solicitudes que por su complejidad o volumen requieren un tratamiento especial, desarrolla nuevos productos, colabora con otras unidades de AEMET en tareas de vigilancia, verificación e información climatológica, y con organismos nacionales e internacionales de manera puntual o continua, proporcionando por ejemplo:

- Datos diarios de 115 estaciones para el proyecto ECA&D (European Climate Assessment & Dataset Project) de EUMETNET, cuyo objetivo es el filtrado de las series diarias de observaciones, control de calidad, análisis de extremos, difundiendo tanto los datos de las series (de acuerdo a la política de datos del organismo o estado de origen), como los resultados de los análisis.
- Datos diarios de precipitación de casi 1300 estaciones al GPCC (Global Precipitation Climatology Centre). Este centro está al servicio de los intereses científicos internacionales en lo que se refiere a la vigilancia del ciclo del agua y del clima. Su tarea principal consiste en recopilar y analizar los datos de observaciones convencionales de las precipitaciones, permitiendo la consulta gratuita de productos.
- Datos diarios y mensuales de distintas variables para el grupo WWR (World Weather Records) de la OMM, para su registro y difusión.
- Información fenológica al Pan European Phenology Project.
- Colaboraciones para la determinación del Estado Mundial del Clima de la OMM y publicaciones relacionadas.

A pesar de la continua vigilancia realizada sobre los datos almacenados en la Base Climatológica, la fuerte demanda de información, sobre todo en tiempo real, impide realizar controles suficientes que eviten la difusión de errores en algunas ocasiones. Es primordial evitarlo y por eso se sigue trabajando en las tareas de control, mejorándolas de forma continua, añadiendo nuevas pruebas y sometiendo a los datos a tantas depuraciones como se crea necesario. Como consecuencia de ésto, la Base Climatológica puede considerarse un sistema de almacenamiento vivo, cuya información puede variar en cualquier instante como resultado de estos chequeos continuos y siempre con el resultado de una mejora de la calidad del dato.

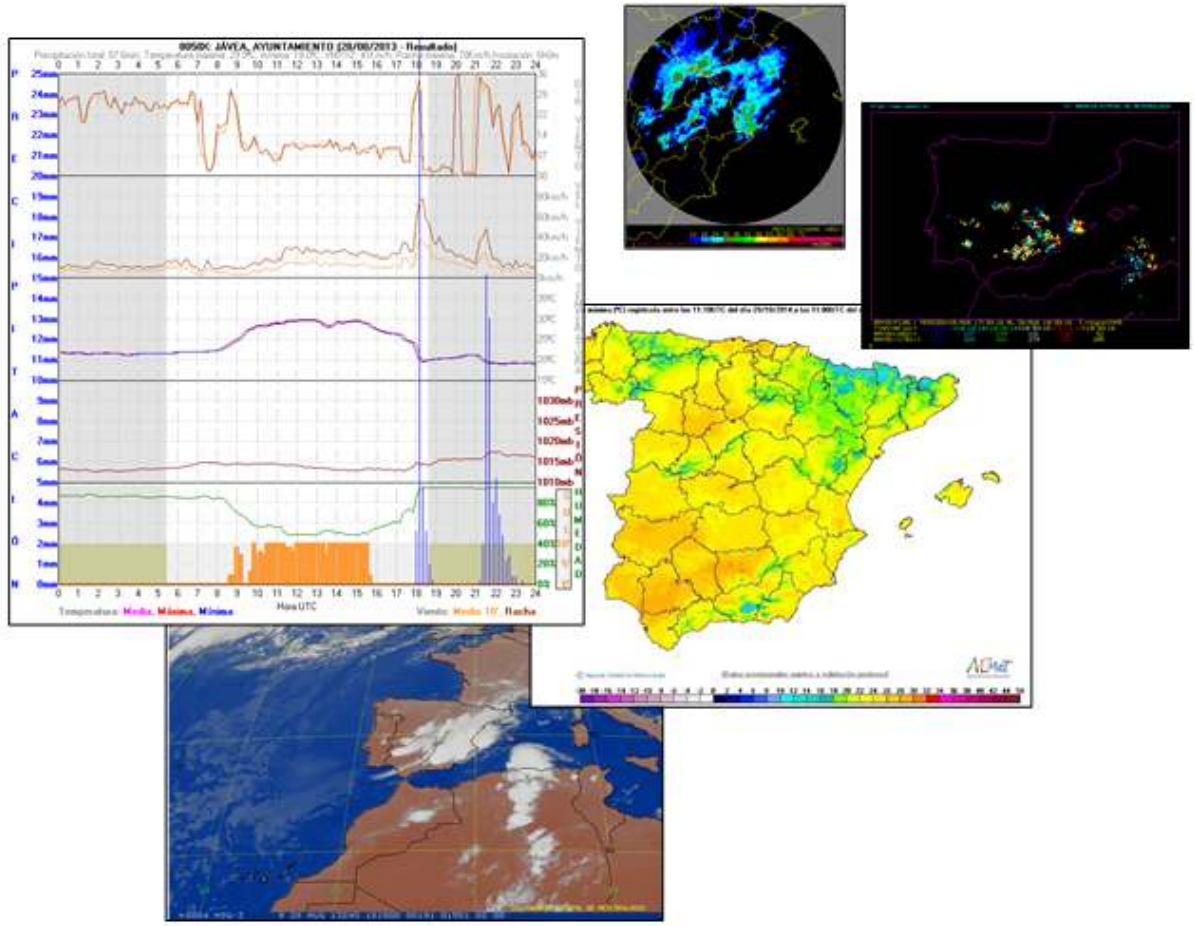


Figura 9.11: Entre las herramientas utilizadas para la detección de errores en las observaciones se encuentran las imágenes de radar y de satélite, los mapas de isolíneas y las gráficas de evolución temporal de distintas variables (fuente: AEMET).

Figura 9.12: Jardín meteorológico de AEMET.

Modelos atmosféricos 10

FRANCISCO JAVIER CALVO SÁNCHEZ
Área de Modelización, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Quizás algún día será posible que los cálculos se hagan más rapidamente de lo que avanzan los sistemas meteorológicos y con un coste menor al beneficio que reportan debido a la información que proporcionan. Pero esto es un sueño.
>
> *Frase de 1922 –* LEWIS FRY RICHARDSON, *matemático, físico, meteorólogo y psicólogo británico pionero en aplicar técnicas computacionales a la predicción del tiempo, estudiar las causas de las guerras y cómo prevenirlas.*

Los modelos de predicción numérica del tiempo son modelos físico-matemáticos que simulan la evolución de la atmósfera y permiten realizar predicciones del tiempo. Las ecuaciones que describen los procesos atmosféricos son muy complejas y han de aproximarse numéricamente y resolverse por medio de ordenadores. Los modelos comienzan estimando el estado inicial de la atmósfera utilizando todas las observaciones atmosféricas disponibles y luego simulan su evolución. Para que las predicciones que nos brindan estos modelos sean útiles es necesario que estén disponibles poco tiempo después de haber recibido las observaciones, por lo que se requieren grandes sistemas de computación. En las últimas décadas los modelos numéricos han mejorado mucho gracias al aumento de las observaciones, un gran aumento en la capacidad de cálculo y los desarrollos científicos de los modelos. No obstante, los modelos no son perfectos y se requiere la interpretación por parte de predictores entrenados en sus características y limitaciones, así como técnicas estadísticas y sistemas de predicción probabilistas. En este capítulo se describen los fundamentos de los modelos atmosféricos.

Palabras clave: modelos atmosféricos, predicción numérica, modelización numérica, asimilación de datos, parametrizaciones en los modelos.

Imagen parte superior: Cumulus humilis y Cumulus mediocris. Uceda (Guadalajara), hacia el sureste, 14 de mayo de 2007, a las 18:44. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

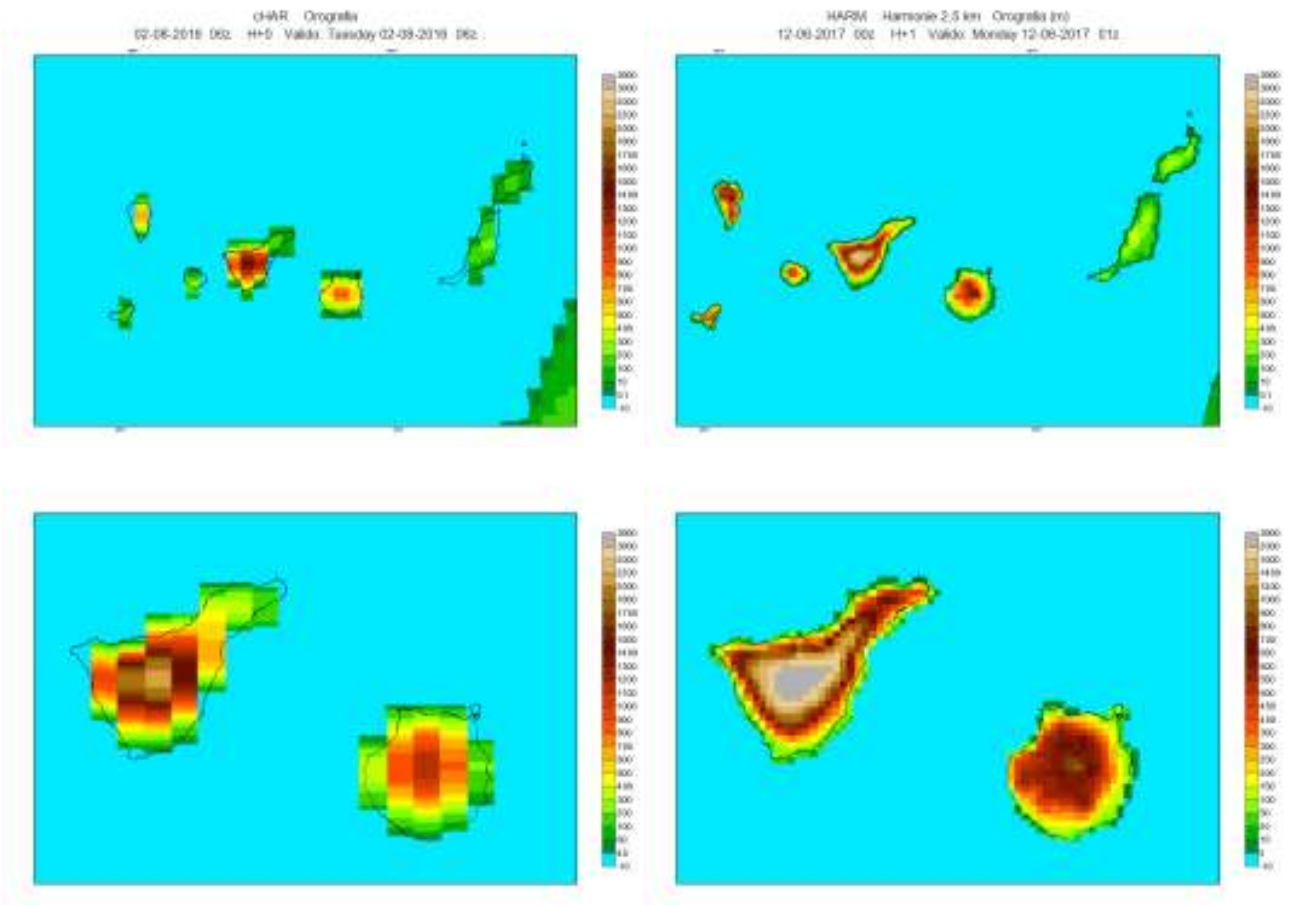


Figura 10.1: Modelos con diferentes resoluciones en el entorno de las islas Canarias. A la izquierda una representación de la orografía con la que trabaja un modelo global, ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) con resolución horizontal de unos 16 km. A la derecha, orografía de un modelo regional de mesoescala, HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316) con resolución horizontal de 2.5 km. Puede comprobarse cómo la orografía del modelo de 2.5 km es mucho más realista y, por tanto, podemos esperar un realismo mayor en su descripción de los procesos meteorológicos.

10.1 Modelos atmosféricos

Los modelos atmosféricos de Predicción Numérica del Tiempo (PNT) son modelos matemáticos que se utilizan para predecir el estado futuro de la atmósfera partiendo del estado actual que estimamos por medio de las observaciones atmosféricas y un proceso que se conoce como *asimilación de datos*.

Las ecuaciones que describen los procesos atmosféricos no son lineales por lo que, desafortunadamente, no tienen solución analítica (sec. 5.1.5 en la página 60); por tanto, han de ser aproximadas numéricamente, existiendo distintos métodos que dan lugar a una gran variedad de modelos.

Para que estas predicciones sean útiles es necesario que estén disponibles poco tiempo después de haber recibido las observaciones, por lo que se requieren grandes sistemas de cálculo para poder usar las predicciones operativamente. Por tanto, el desarrollo de la PNT va muy ligado a los avances de los ordenadores.

Los primeros intentos de *modelizar* la atmósfera datan de los años veinte del siglo XX y es en 1950 cuando empiezan las simulaciones por ordenador [388]. En las últimas décadas los modelos han mejorado mucho por el gran aumento de la potencia de cálculo (cap. 11 en la página 153), el aumento de las observaciones atmosféricas, sobre todo de satélite (cap. 7 en la página 89) y también por los avances científicos.

No obstante, como simulamos la atmósfera de forma aproximada con sistemas caóticos (sec. 5.5 en la página 70), hay límites en la calidad de las predicciones, que denominamos *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163) que dependen del tipo de fenómeno que necesitemos representar.

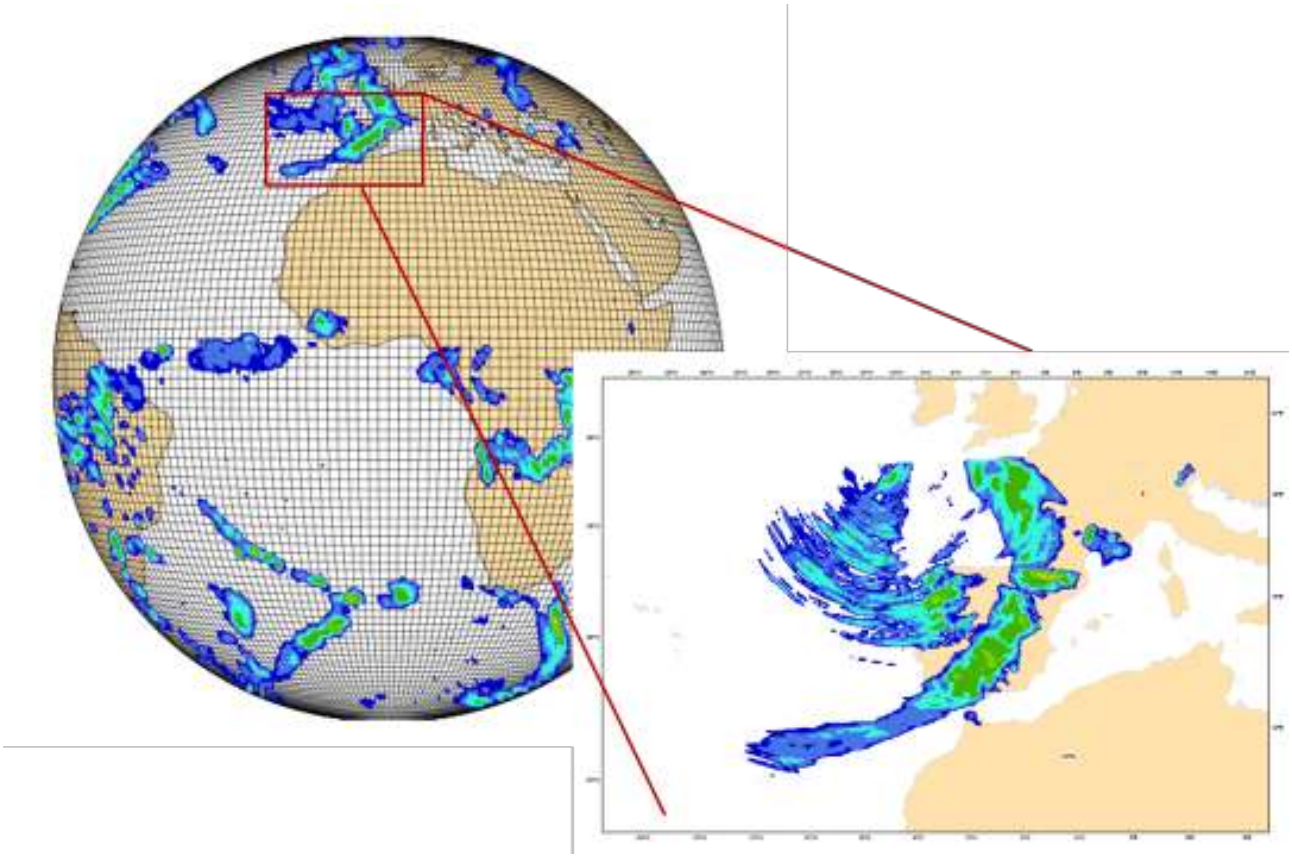


Figura 10.2: El modelo global realiza simulaciones de la atmósfera sobre todo el Globo mientras que el modelo de área limitada se centra en un dominio regional, lo que le permite aumentar la resolución.

En otras palabras, los modelos no son perfectos, como se muestra en otros capítulos de este volumen (cap. 15 en la página 213).

Por tanto, la utilización de las salidas directas de los modelos tiene sus limitaciones y se recomienda su interpretación por parte de predictores entrenados en sus características y las citadas limitaciones (cap. 4 en la página 35), la utilización de técnicas estadísticas para corregir errores sistemáticos (cap. 14 en la página 201) y el uso de métodos de estimación de la predecibilidad de la atmósfera, llamados sistemas de predicción por conjuntos (cap. 13 en la página 173).

10.1.1 Escalas

Existen dos grandes grupos de modelos atmosféricos según su escala: modelos globales y modelos regionales.

- Los *modelos globales* simulan la atmósfera de todo el planeta (Figura 10.7 en la página 143). Necesitan una gran capacidad de cálculo para su uso diario y requieren observaciones globales. Actualmente, las versiones operativas de estos modelos pueden llegar hasta los 9 km de resolución horizontal del ECHRES (sec. 19.2 en la página 297), modelo determinista del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF, cap. 19 en la página 295).
- *Modelos regionales* o de *área limitada* (*Limited Area Model*, Limited Area Model (LAM). Utilizan un dominio regional, por lo que la resolución horizontal puede ser mucho mayor (Figura 10.1 en la página anterior) a la vez que los modelos pueden ser más sofisticados. Además su asimilación puede utilizar observaciones locales como los datos radar. Los modelos operativos de este tipo como HARMONIE-AROME operan actualmente con resoluciones en torno a 2 km, aunque hay versiones con resoluciones subkilométricas. El problema es que necesitan conocer el estado de la atmósfera en los bordes de su dominio y esta información se la tiene que proporcionar un modelo global, lo cual siempre es una fuente de error.

10.1.2 Anidamiento

Cuando se integra un modelo de área limitada utilizando un modelo global que suministre las condiciones iniciales y de contorno, se dice entonces que el modelo regional está anidado en el global. El anidamiento no está limitado a este caso: puede anidarse un modelo regional de una cierta escala en otro modelo regional de mayor escala con el mismo propósito: suministro de condiciones iniciales y de contorno. De hecho, puede montarse una cadena de anidamiento con más de un modelo anidado, por ejemplo, un regional sinóptico anidado en un global y, después, un regional mesoescalar anidado en el regional sinóptico. En el anidamiento se supone que el modelo anidado realiza su propio ciclo de asimilación, calculando un análisis a partir de las condiciones iniciales suministradas por el modelo global (ver sec. 10.3 en la página siguiente).

10.1.3 Downscaling dinámico

En el caso particular de un anidamiento en el que el modelo anidado no realiza su análisis, sino que toma dircetamente las condiciones iniciales del modelo que lo anida, entonces se utiliza el término *downscaling dinámico* o *reducción de escala.* Es decir, se habla de downscaling cuando se utiliza un modelo de escala superior, e. g. global, como condiciones iniciales y de contorno para un modelo de escala más fina, e. g. regional, sin realizar análisis, iniciando «en frío» desde las condiciones iniciales y de contorno suministradas. En oposición, el *downscaling estadístico* baja la escala de un modelo basándose en metodología estadística únicamente.

10.2 Componentes de un modelo atmosférico de predicción

Los modelos suelen incluir los componentes ilustrados en la Figura 10.3 y que se describen a continuación.

Asimilación de datos. Estimación del estado atmosférico en un momento dado a partir de las observaciones distribuidas por el llamado *sistema mundial de telecomunicaciones*.

Dinámica. Trata de aproximar de forma eficiente (desde el punto de vista de rapidez de cálculo) las ecuaciones de la atmósfera. Describe procesos que se representan explícitamente en la resolución del modelo.

Parametrizaciones físicas. Estimación de los efectos de los procesos físicos que tienen lugar a escalas demasiado pequeñas para poder ser representados explícitamente por la dinámica del modelo.

Posprocesado. A partir de las variables de predicción del modelo se calculan muchas variables de interés para describir el tiempo: viento a 10 m, temperaturas junto a la superficie, visibilidad, descargas eléctricas, etc.

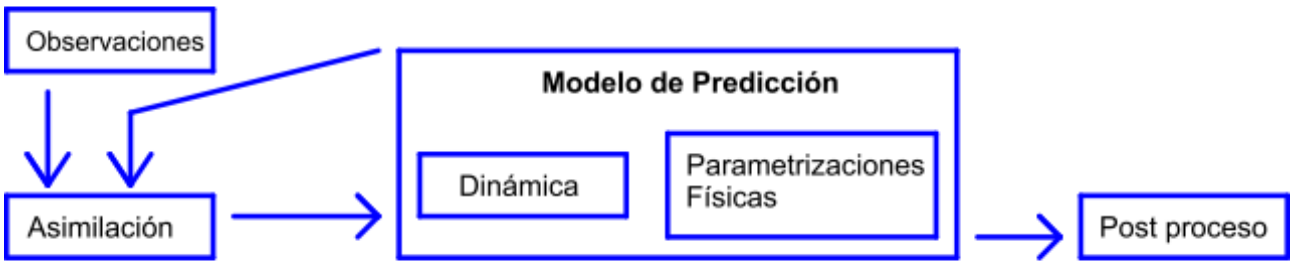


Figura 10.3: Componentes de un modelo atmosférico de predicción. Suelen corresponder a módulos separados dentro del modelo de predicción.

10.3 Asimilación de datos

Para poder realizar una predicción del tiempo, lo primero que se necesita es una estimación del estado inicial de la atmósfera y esto se consigue por medio de las observaciones meteorológicas tanto en superficie como en distintos niveles de la atmósfera. Actualmente hay gran número de observaciones como puede verse en la Figura 10.4. Varias veces al día se lanzan globos sonda que van midiendo distintas variables a medida que van ascendiendo, distintos satélites meteorológicos realizan frecuentes observaciones atmosféricas y miles de observaciones de superficie se realizan simultáneamente en distintos puntos del globo. Todas estas observaciones se comparten rápidamente para que los distintos centros de proceso de datos puedan realizar análisis atmosféricos.

A pesar del volumen tan grande de observaciones disponibles, estas todavía no son suficientes para estimar el estado en cualquier punto de la atmósfera. Hay que tener en cuenta que un modelo *discretiza* la atmósfera en miles de pequeños elementos y se necesitará conocer el valor de todas las variables del modelo en esos elementos. El problema se resuelve utilizando una predicción previa o *campo previo* (*first-guess*) del modelo, que da una primera estimación de la atmósfera, que contendrá errores. Posteriormente, se utilizarán las observaciones para corregir este campo previo.

La asimilación de datos es por tanto el proceso de combinación estadística entre las observaciones y las predicciones de corto plazo que da lugar a un análisis atmosférico, que será utilizado como condición inicial en el modelo de predicción. Hay que tener en cuenta que las observaciones están irregularmente distribuidas, que no todas ellas tienen la misma calidad y que muchas de las observaciones no están en el espacio de las variables del modelo (por ejemplo las radiancias de satélite) por lo que es necesario un operador de observación que transforme entre las variables del modelo y las variables observadas. Por otra parte, para realizar el análisis es necesario utilizar las estadísticas de los errores de las observaciones y las de los errores del campo previo.

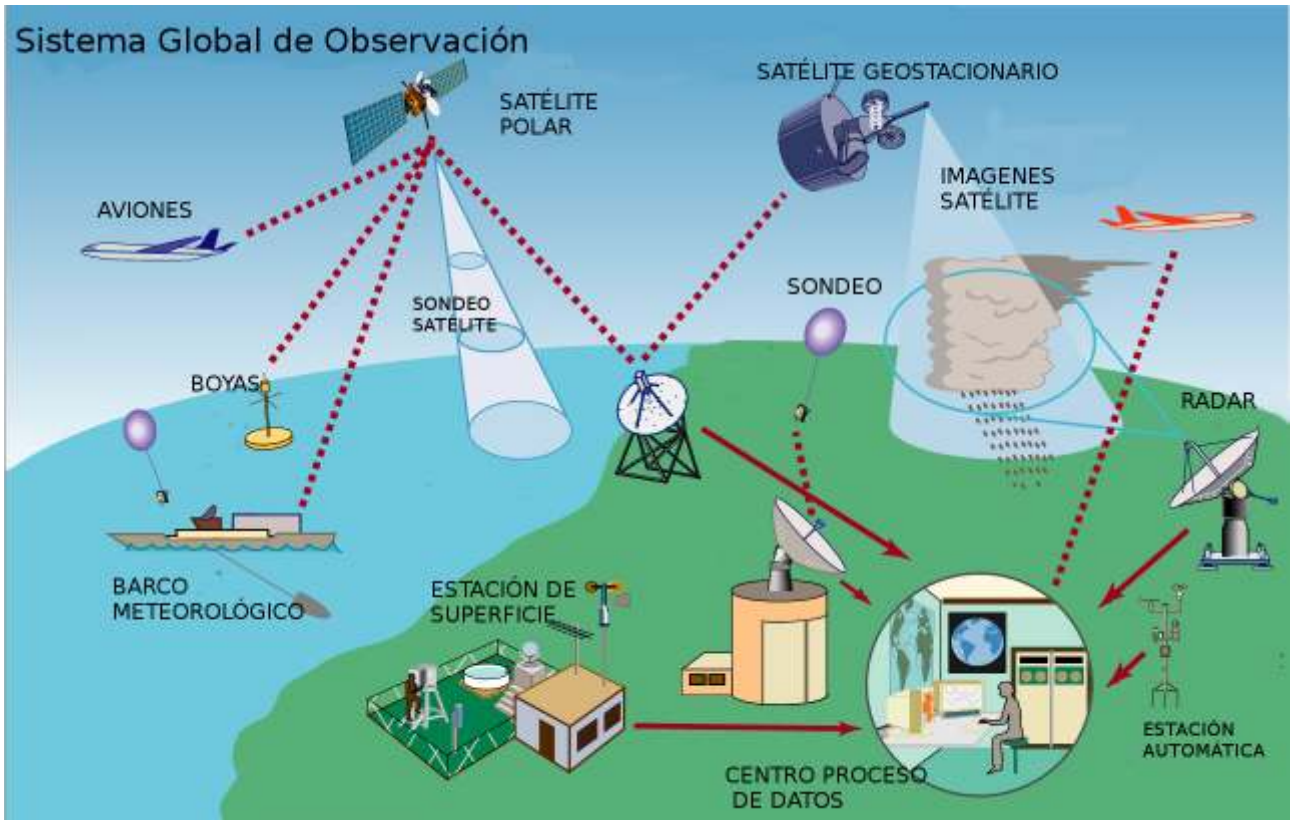


Figura 10.4: Sistema Global de Observación. Las observaciones se transmiten en tiempo casi real y son utilizadas por los modelos para hacer una estimación del estado de la atmósfera (análisis). Fuente: Organización Meteorológica Mundial (http://www.wmo.int)

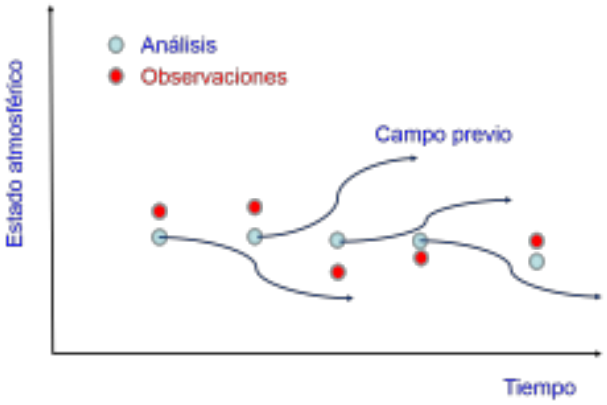


Figura 10.5: Esquema de un proceso de asimilación de datos que produce un análisis tipo 3DVAR: Para un instante dado tenemos una predicción meteorológica de unas horas antes (campo previo) que corregimos con las observaciones disponibles para dar lugar al análisis que nos sirve como campo inicial para realizar la siguiente predicción.

En la Figura 10.5 se explica de forma esquemática cómo se realiza un análisis atmosférico y en la Figura 10.6 su aplicación práctica en un modelo operativo con ciclos de asimilación-predicción. Los errores del modelo de predicción van aumentando con el alcance de la predicción y los análisis controlan este error acercando el estado atmosférico a las observaciones.

Método 3DVAR. Es un método muy utilizado en la asimilación de datos. Se realizan análisis para un instante dado utilizando todas las observaciones realizadas en una ventana temporal alrededor de la hora del análisis. Para realizar la estimación del estado atmosférico se minimiza una función de coste, $J(x)$, dada por:

$$J(x) = \underbrace{\left(x - x^b\right)^T B^{-1} \left(x - x^b\right)}_{J_B} + \underbrace{+(y_0 - H(x))^T R^{-1} (y_0 - H(x))}_{J_0} \tag{10.1}$$

siendo:

y = vector de observación
x = vector de estado del modelo
H = operador de observación
B = Matriz de covarianzas de los errores del campo previo
R = Matriz de covarianzas de los errores de las observaciones

Por tanto la función de coste está relacionada con la distancia entre el estado del modelo y el campo previo, pesada con la precisión del campo previo, y la distancia entre el estado del modelo y las observaciones, pesada con la precisión de las observaciones.

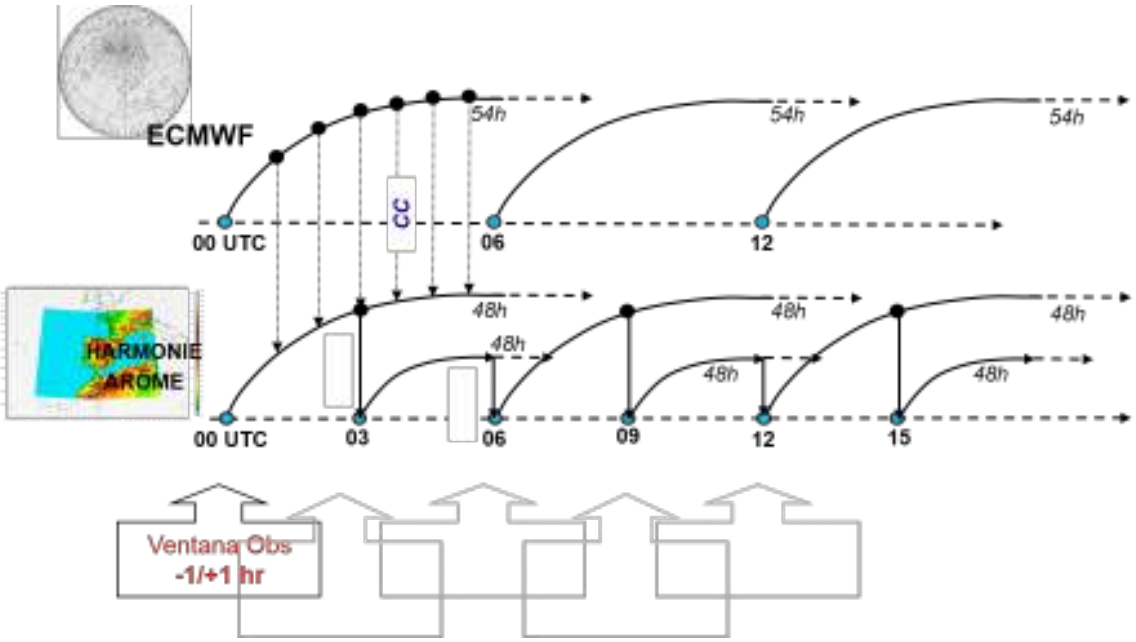


Figura 10.6: Ciclos de asimilación-predicción en un modelo de área limitada (LAM) que realiza un análisis cada 3 horas utilizando una predicción de 3 horas antes y todas las observaciones disponibles en una ventana temporal de 2 horas en torno a la hora de interés. Por otra parte el LAM necesita condiciones de contorno en sus bordes que le proporciona el modelo global.

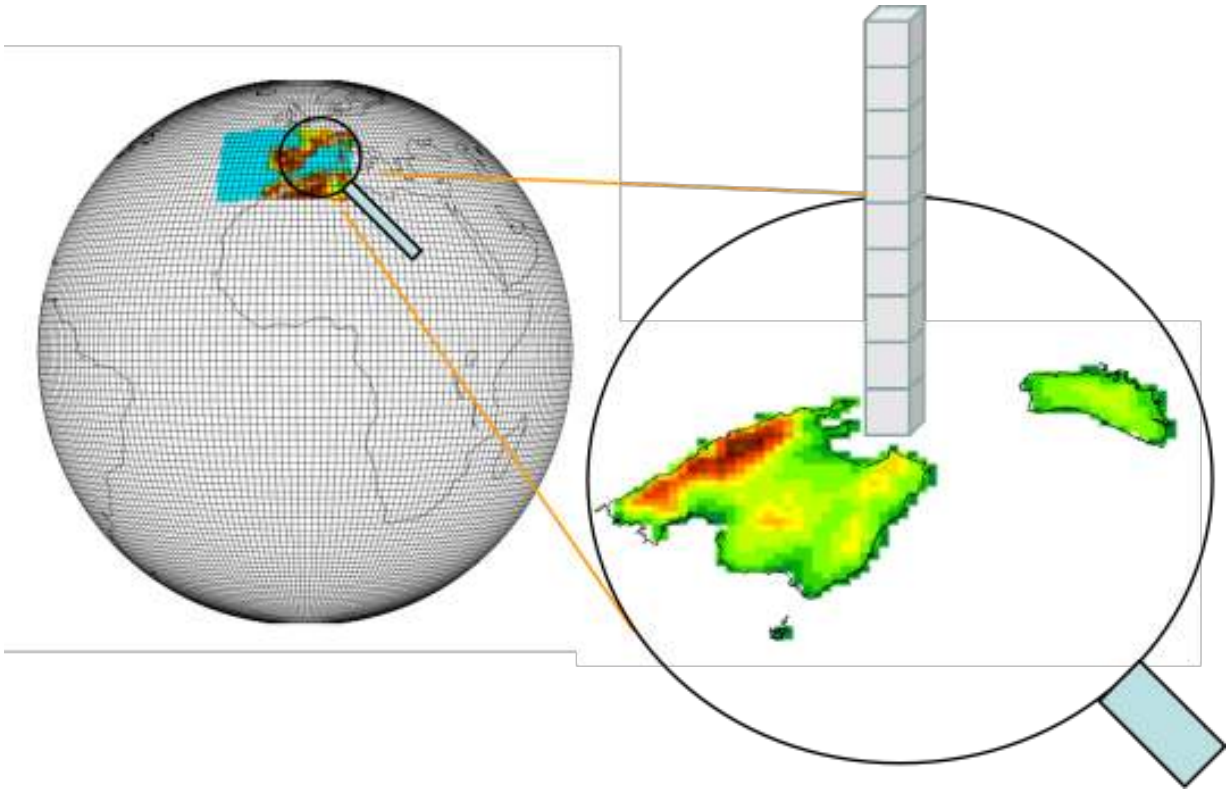


Figura 10.7: El modelo global discretiza la atmósfera sobre todo el Globo mientras que el LAM se centra en un dominio regional, lo que le permite aumentar la resolución. Los cálculos en la atmósfera se realizan en columnas independientes.

10.4 Dinámica

Las ecuaciones que describen con más detalle la dinámica de un fluido son las ecuaciones de NAVIER-STOKES, ecuaciones muy complejas. Las ecuaciones de EULER son una simplificación de las de NAVIER-STOKES, despreciando los efectos de la viscosidad y de la conductividad térmica, facilitando enormemente la descripción del flujo atmosférico y su computación. Las ecuaciones de EULER contienen las leyes de NEWTON, la ecuación de la termodinámica (conservación de la energía), la ecuación de continuidad (conservación de la masa) y la ley de los gases perfectos. Además se utilizan ecuaciones de conservación para el vapor de agua, agua de nube líquida y en forma de hielo y los distintos tipos de precipitación.

Ecuaciones de Euler y de Navier-Stokes. Las ecuaciones de NAVIER-STOKES incorporan los efectos disipativos de la viscosidad. Las ecuaciones de Euler, a pesar de ser una simplificación de las de Navier-Stokes, son de naturaleza no lineal, propiedad emergente de los términos advectivos (los que incorporan el operador $\mathbf{v}\cdot\nabla$), apareciendo productos de variables dependientes (sec. 5.6 en la página 61).

Estas ecuaciones son bastante generales y son capaces de representar una gran variedad de escalas y de procesos atmosféricos, incluyendo los llamados *procesos no hidrostáticos* (sec. 6.3.2 en la página 84). Para poder resolverlas se recurre a simplificaciones como la aproximación hidrostática.

Sistema de ecuaciones primitivas. Las ecuaciones más utilizadas por los modelos globales son las llamadas ecuaciones primitivas que simplifican las ecuaciones de Euler utilizando la aproximación hidrostática:

$$\begin{aligned}
\frac{d\mathbf{v}_h}{dt} &= -fk\times\mathbf{v}_h - \frac{RT}{p}\nabla p \\
\frac{dT}{dt} &= \frac{RT}{C_p p}\frac{dp}{dt} \\
\frac{dp}{dt} &= \frac{p}{1-R/C_p}\left(\nabla\cdot\mathbf{v}_h + \frac{\partial w}{\partial z}\right) \\
\frac{\partial p}{\partial z} &= \frac{p}{RT}g
\end{aligned} \tag{10.2}$$

donde las derivadas temporales (variables de predicción) son las que nos van a permitir calcular el valor de las variables atmosféricas en el futuro. En la aproximación hidrostática la velocidad vertical, w, no es una variable de predicción y la presión se diagnostica a partir de la ecuación hidrostática.

Para resolver estas ecuaciones existen muchas variantes que dan lugar a distintos tipos de modelos dependiendo de la geometría utilizada, la coordenada vertical y las opciones elegidas para las discretizaciones espaciales y temporales.

La mayoría de los modelos aproximan la atmósfera en volúmenes tridimensionales (Figura 10.7 en la página anterior), calculando los valores promedio de las variables de pronóstico en estos volúmenes, aunque también se consideran geometrías más complejas como las mallas de espaciado variable con mayor resolución en la zona de interés degradando la resolución al alejarse de este centro.

Método de las diferencias finitas. Es un método muy utilizado para la discretización espacial y temporal de las ecuaciones atmosféricas. El método consiste en estimar las derivadas parciales de una función en un punto a partir de los valores de la función en los puntos adyacentes. Así, si queremos estimar la derivada con respecto a x de una función $f(x,y,z,t)$

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{f(x+\Delta x) - f(x-\Delta x)}{2\Delta x} \tag{10.3}$$

Siendo Δx el espaciado de la malla de cálculo. La ecuación 10.3 se llama *de diferencias centradas;* tiene una precisión de segundo orden. Existen otras variantes para el cálculo de las diferencias finitas que tienen distintos grados de precisión y propiedades numéricas. En general los métodos más precisos requieren más tiempo de cálculo.

Método espectral. En oposición a las diferencias finitas, en vez de usar los valores de las variables en la malla del modelo, lo que se hace es expresar las variables como una combinación lineal de una serie de funciones elegidas para facilitar la resolución de las ecuaciones diferenciales. El método espectral suele aplicarse en la horizontal y las funciones elegidas son los armónicos esféricos $Y_{m,n}(\lambda,\mu)$ de modo que cualquier variable podrá expresarse en la forma:

$$f(\lambda,\mu,t) = \sum_{m,n} a_{m,n} Y_{m,n}(\lambda,\mu) \tag{10.4}$$

Para los cálculos habrá que quedarse con un número limitado de funciones que está definido por la *truncación* del modelo. Así un modelo con truncación triangular T1279 utiliza un número máximo de ondas de 1279. Este método permite calcular de forma exacta las derivadas. El problema está en el cálculo de los términos no lineales para los que se suele recurrir al método de la transformada.

Hay una equivalencia entre el espacio espectral y el espacio de puntos de malla, de forma que en cada paso de tiempo de la integración se realiza una tranformación entre uno y otro para calcular los términos no lineales y las parametrizaciones físicas en el espacio de puntos de malla y los demás términos de la dinámica en el espacio espectral. La mayoría de los modelos globales son espectrales, aunque también existen modelos de área limitada espectrales como HARMONIE-AROME [40] en los que es necesario definir un halo alrededor del área de interés para hacer periódico el dominio. En principio, un modelo espectral consigue mayor precisión que un modelo de diferencias finitas pero requiere gran numero de transformaciones que necesitan mucho tiempo de cálculo, por lo que pudiera ser que este método no fuera eficiente para resoluciones subkilométricas.

Método de elementos finitos. El método espectral utiliza funciones globales definidas en todo el dominio. Una alternativa es el método de elementos finitos en el que las funciones solo son no nulas en un dominio local. En principio el método es menos preciso que el método espectral pero, al poderse realizar los cálculos en dominios limitados, tiene una gran eficiencia de cómputo en los actuales ordenadores masivamente paralelos. El modelo canadiense GEM es un ejemplo de modelo en elementos finitos. Otra ventaja es que este método permite rejillas no regulares, pudiéndose aumentar la resolución en un área de interés o por ejemplo en una zona con una orografía compleja. Una aproximación que se usa bastante consiste en utilizar el método espectral para la discretización horizontal y el método de elementos finitos para la discretización vertical (modelos ECMWF y ARPEGE).

Modelos no hidrostáticos. Con el aumento de la potencia de cálculo en los últimos años con los ordenadores llamados *masivamente paralelos*, ha sido posible aumentar la resolución espacial de los modelos operativos regionales hasta alcanzar resoluciones de unos pocos kilómetros. En estas resoluciones la hipótesis hidrostática deja de ser válida, lo que requiere añadir al menos dos ecuaciones de pronóstico adicionales que incluyan, por ejemplo, la velocidad vertical y la presión. Normalmente también se incluyen procesos *microfísicos* de formación de nubes mucho más complejos. Los efectos no hidrostáticos son importantes para la representación de nubes convectivas y precipitaciones intensas y también para la simulación de ciertos efectos orográficos. Un modelo de este tipo es el HARMONIE-AROME utilizado por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) [**Bengtsson**].

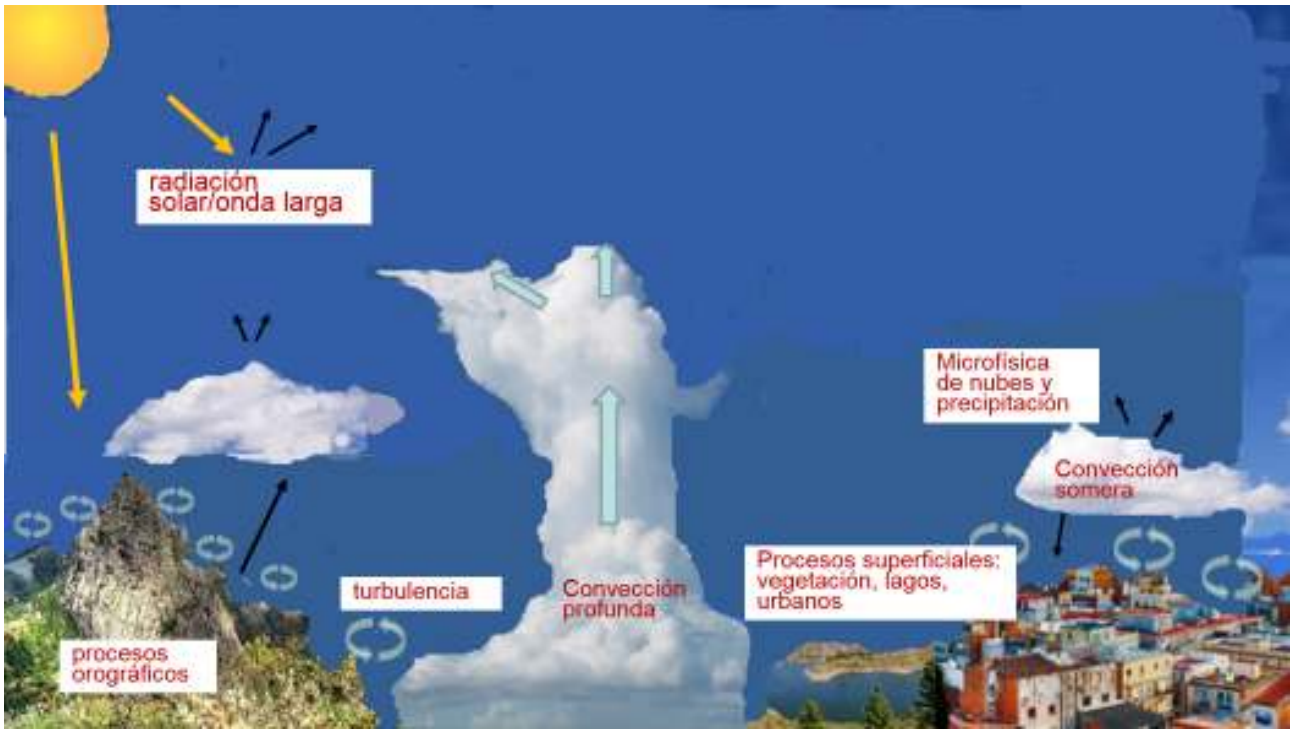


Figura 10.8: Parametrización de los procesos físicos que suelen incluir los modelos de PNT. Los procesos que ocurren a escalas no resueltas por el modelo o que son muy complejos se representan de forma aproximada.modelos

10.5 Parametrizaciones físicas

Los procesos físicos que tienen lugar a escalas espaciales y temporales demasiado pequeñas para ser representados explícitamente por la dinámica del modelo han de ser representados de forma aproximada. No se trata de representar los procesos individuales, sino los efectos globales que todos estos procesos producen en las variables resueltas o de pronóstico del modelo, mediante las denominadas parametrizaciones físicas. El tipo de procesos que hay que parametrizar y su grado de complejidad dependerá de las escalas que resuelva la dinámica del modelo. También se parametrizan (simplifican) procesos como la radiación, que son demasiado complejos si se incluyen las ecuaciones que los describen sin aproximaciones.

Los principales procesos que se parametrizan son: radiación, turbulencia, procesos de superficie, nubes de gran escala, nubes convectivas y procesos orográficos (Figura 10.8). Normalmente se calculan de forma independiente los distintos procesos utilizando sólo información en una columna (parametrizaciones unidimensionales sin interacción entre columnas adyacentes) y las tendencias que producen se añaden en las ecuaciones de predicción.

Atmósfera húmeda. Para considerar los efectos de la humedad en la atmósfera se han de introducir además variables que describan la evolución de las distintas fases del agua. Para una unidad de masa de aire se utilizarán las humedades específicas (sec. 6.2.4 en la página 80) para el vapor de agua, agua líquida, hielo, lluvia y nieve r_v, r_l, r_i, r_R, r_S y habrá que establecer ecuaciones de conservación/predicción para las distintas especies teniendo en cuenta los procesos microfísicos que ocurren entre ellas.

10.5.1 Radiación

Se trata de estimar los flujos radiativos en los distintos niveles del modelo y en la superficie. La radiación solar que llega a la atmósfera es parcialmente absorbida por los gases atmosféricos, principalmente oxígeno, nitrógeno y ozono y, además, sufre dispersión por los gases atmosféricos y aerosoles. Las nubes producen un efecto de difusión y reflexión de la radiación y, también, absorben una pequeña parte de la radiación solar. Parte de la radiación solar que llega a la superficie será absorbida por esta, mientras que otra parte será reflejada hacia la atmósfera (dependiendo del albedo superficial).

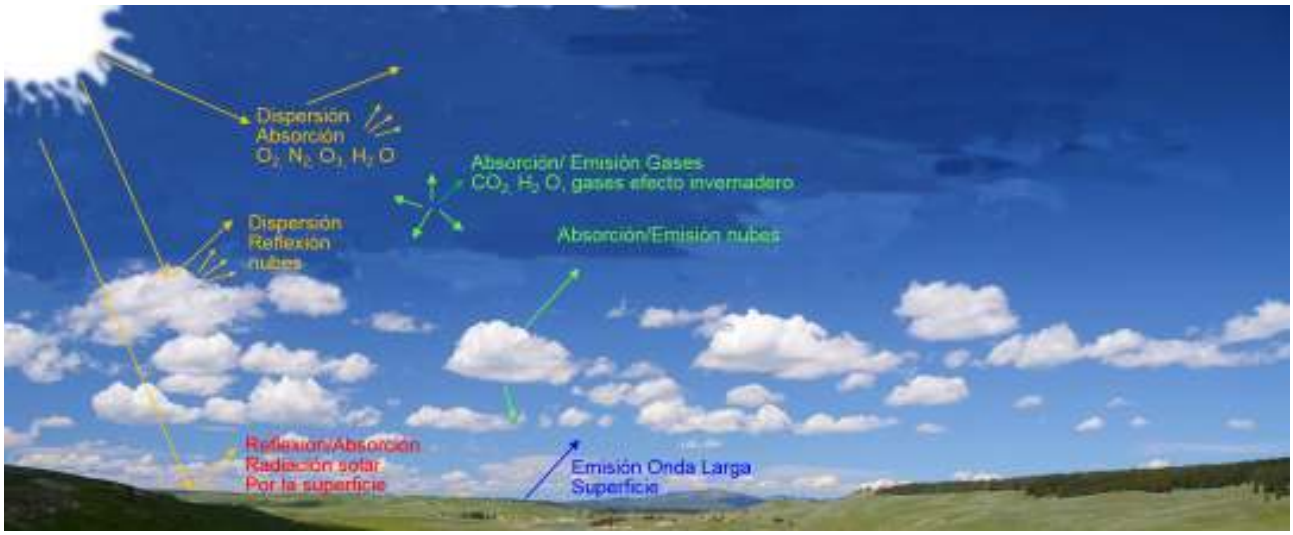


Figura 10.9: Parametrización de la radiación. Se dividen los cálculos para la radiación solar (amarillo) y la radiación de onda larga (azul) emitida por la superficie terrestre, la atmósfera y las nubes. La mayor incertidumbre procede de la predicción de las nubes y sus efectos.

Por otro lado la superficie, los gases atmosféricos y las nubes emiten radiación de onda larga que es función de su temperatura y su *emisividad*. En contraste con la radiación solar, la mayor parte de la radiación de onda larga es absorbida por la atmósfera, fundamentalmente debido a los llamados gases de efecto invernadero (ver sec. 29.1 en la página 484), principalmente dióxido de carbono, vapor de agua y ozono.

Las ecuaciones de transferencia radiativa son bien conocidas y los flujos radiativos podrían calcularse con gran precisión, pero esto requeriría un tiempo de cálculo que la haría inviable para un modelo operativo. La parametrización de la radiación trata de encontrar aproximaciones eficientes y suficientemente precisas para los flujos radiativos. Entre las partículas que intervienen en los flujos radiativos, el vapor de agua y las nubes son predichos por el modelo mientras que para otros gases atmosféricos se utilizan distribuciones climatológicas. Actualmente los modelos tienden a incluir el ozono y los aerosoles como variables de pronóstico *inicializadas* en la asimilación.

Los cálculos radiativos se dividen en onda corta (o radiación solar) y onda larga (Figura 10.9). Por otra parte no se tiene en cuenta toda la complejidad del espectro en estos rangos sino que los cálculos se restringen a los intervalos de absorción y dispersión más importantes. Por ejemplo, HARMONIE-AROME utiliza 6 bandas espectrales para representar la radiación de onda corta y 16 para la onda larga. Pese a las aproximaciones, los errores en las estimaciones de la radiación en aire claro son pequeños, siendo la mayor fuente de error los fallos en la estimación de la fracción nubosa y del tipo y estructura submalla de las nubes. En general, los modelos con alcances de predicción largos, por ejemplo para predicciones de plazo medio y especialmente para predicciones estacionales y climáticas, requieren una modelización de los procesos radiativos más sofisticada en contraste con los de corto plazo.

10.5.2 Procesos orográficos

Las montañas ejercen una influencia significativa sobre el flujo atmosférico. Los modelos suelen utilizar una orografía media que depende de su resolución horizontal, subestimando la altura de obstáculos orográficos e irregularidades del terreno. Por eso, muchos modelos parametrizan los procesos orográficos no resueltos, como ondas de gravedad orográficas, bloqueo del flujo atmosférico por los obstáculos orográficos y turbulencia de pequeña escala generada por las irregularidades del terreno. A medida que aumenta la resolución de los modelos, los efectos mesoescalares empiezan a representarse explícitamente por la dinámica del modelo y, normalmente, por debajo de 4 km de resolución sólo es necesario parametrizar los efectos de la turbulencia de pequeña escala.

10.5.3 Procesos superficiales

El objetivo de un esquema de superficie es representar los intercambios de calor, humedad y momento, condiciones de contorno para la atmósfera. Estos procesos influyen en variables importantes como la temperatura

a 2 m y el viento a 10 m y modulan procesos atmosféricos como la turbulencia, la radiación y las nubes. Los esquemas tienen un papel importante en los modelos climáticos y requieren ser más sofisticados. La parametrización de la superficie necesita calcular la evolución de la temperatura y la humedad en el suelo para los distintos tipos de suelo y de vegetación (Figura 10.10).

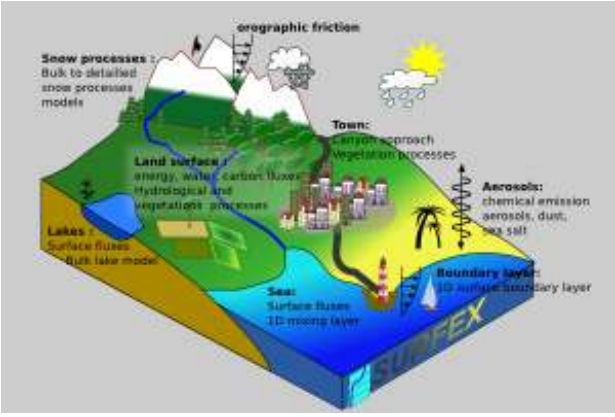


Figura 10.10: Componentes del esquema de superficie de tipo mosaico SURFEX [406].

Esquemas tipo mosaico (*tiles*) para la parametrización de los procesos superficiales. La mayoría de las parametrizaciones de superficie subdividen la malla del modelo en varias teselas para representar la heterogeneidad debida a distintos tipos de suelo y vegetación, presencia de agua y superficies urbanas (Figura 10.10). HARMONIE-AROME utiliza 4 tipos de superficie (natural con 12 tipos de vegetación, mar, lagos y urbana) incluyendo modelos independientes para cada una de las teselas. También se incluyen modelos sofisticados para la evolución del manto de nieve. Por otra parte, se requiere una estimación del estado inicial de la superficie que se consigue con un sistema de asimilación de datos específico. Existen pocas observaciones directas de las variables del suelo pero empieza a generalizarse el uso de datos de satélite.

10.5.4 Turbulencia

La parte inferior de la troposfera (capa límite planetaria (CLP)) está fuertemente influenciada por la superficie terrestre y responde rápidamente al rozamiento superficial y a los flujos de calor y humedad que le llegan desde el suelo. Los remolinos turbulentos que se generan con estos intercambios condicionan fuertemente la evolución atmosférica. Junto al suelo el viento presenta un perfil logarítmico y corta a las isobaras, y por encima la influencia de la superficie es menor. Para calcular los flujos superficiales y estimar los perfiles de las variables junto a la superficie suele recurrirse a la llamada teoría de la Similaridad de MONIN-OBUKOV. Además, los perfiles turbulentos se hacen depender de la estabilidad atmosférica: por encima de la capa superficial un método bastante utilizado es el de la *Energía Cinética Turbulenta*. Durante la noche, la atmósfera se estabiliza produciendo remolinos pequeños y pocos intercambios turbulentos mientras que, durante el día, con el calentamiento diurno, se producen grandes remolinos turbulentos que modifican la atmósfera en unos cientos de metros. Cuando el viento es fuerte, también se producen flujos turbulentos grandes debido al rozamiento con la superficie terrestre. Los mayores errores en el tratamiento de la turbulencia se producen con atmósfera estable y es una de las razones por la que la simulación de nieblas es muy difícil.

Esquemas unificados de flujo de masa-turbulencia. Las nubes de capa límite también han de ser descritas por los modelos. Son por ejemplo, los cúmulos de buen tiempo o de los alisios y los *estratocúmulos*. La representación de capas límite con nubes ha mejorado mucho con la introducción de los esquemas unificados de turbulencia-convección somera, que utilizan una combinación de los esquemas de difusión turbulenta y los esquemas de flujo de masa que describen las nubes. Aunque son nubes en las que la precipitación no suele ser importante, tienen bastante impacto en la configuración de las características de la atmósfera junto al suelo y, por ejemplo, en la definición de entornos que luego pueden dar lugar a convección profunda.

10.5.5 Nubes

Es uno de los fenómenos atmosféricos más importantes pero también uno de los más difíciles de predecir y que condicionan más la predecibilidad de la atmósfera. Los modelos numéricos de predicción suelen separar el tratamiento de nubes y precipitación en dos componentes:

Nubes en capas. También llamadas *nubes de gran escala* o *estratiformes*. Son los grandes sistemas nubosos que ocurren a escalas superiores a la resolución del modelo y por tanto en principio podrán ser resueltas por la dinámica. De todas formas los *procesos microfísicos* (Figura 10.11) que modulan los distintos

procesos de condensación y evolución de las especies de agua condensada siempre tienen que ser parametrizados.

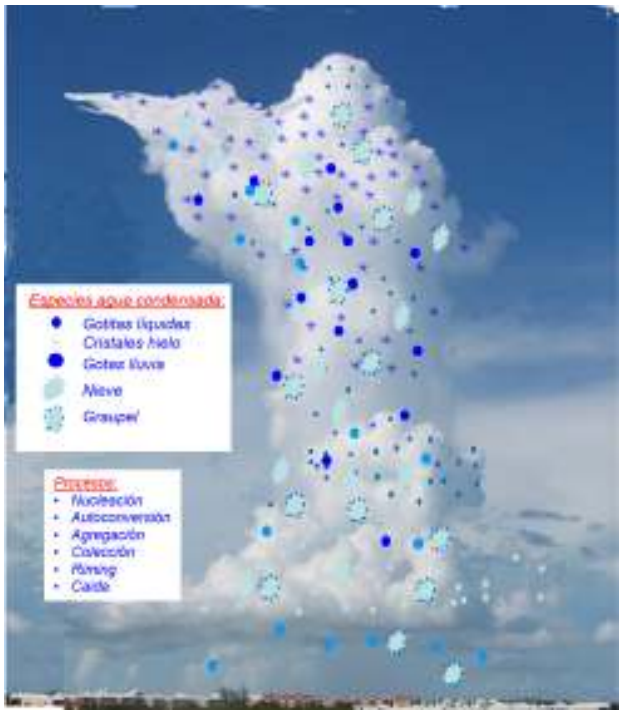


Figura 10.11: Procesos microfísicos parametrizados en el modelo HARMONIE-AROME.

Nubes convectivas. Son las que dan lugar a los *cumulonimbos* o nubes de tormenta. Se producen porque la atmósfera es inestable en la vertical de modo que se generan corrientes verticales que tienden a estabilizar la atmósfera, pudiendo producir grandes precipitaciones en un corto espacio de tiempo. La convección juega un papel muy importante en el flujo atmosférico dando lugar a grandes transportes de calor, humedad y momento. Por otra parte, la convección tiene lugar en una gran variedad de escalas, desde los cúmulos someros a los huracanes. Además, la convección juega un papel muy importante en la circulación atmosférica. La mayoría de los modelos operativos que parametrizan la convección utilizan los llamados *esquemas de flujo de masa* que representan de un modo simplificado las grandes corrientes asociadas a las nubes convectivas: corrientes ascendentes o *updrafts*, corrientes descendentes asociadas a la evaporación de la precipitación o *downdrafts* y *subsidencia* (descenso) en el entorno de la nube. La convección va consumiendo la Energía Convectiva (convective available potencial energy (CAPE)) disponible en la columna y puede dar lugar a precipitación muy intensa de forma localizada.

Modelos convection-permitting. Al aumentar la resolución horizontal de los modelos, las nubes de convección profunda empiezan a ser representadas de forma explícita por el modelo. Lo que se suele hacer en estos casos es desactivar la parametrización de la convección y dejar que las nubes convectivas sean descritas por la dinámica del modelo y por la parametrización de los procesos microfísicos. Como las resoluciones operativas actuales de los LAM están en el entorno de 1 a 3 km, las nubes convectivas no pueden resolverse de forma completa y por eso se utilizan eufemismos como modelos que permiten la convección.

Escalas grises para la convección profunda. Para los modelos que operan en escalas que van de 2 a 10 km si se suele incluir una parametrización de la convección. Son las llamadas *escalas grises,* en las que parte de la convección se trata de forma explícita y otra parte se parametriza. Es el caso por ejemplo del modelo ALARO (dentro de ALADIN, se desarrollan, entre otros, los modelos AROME y ALARO). Estas parametrizaciones son mucho más complejas que las utilizadas en los modelos sinópticos y tienen que incluir nuevas variables de pronóstico como la fracción nubosa convectiva y la velocidad vertical en las corrientes convectivas.

Término	Descripción	Ejemplo
Dominio	Porción del espacio físico simulada por el modelo	Europa
Malla	Subdivisiones horizontales que separan el dominio en porciones	Regular lat-lon
Celda	Cada una de las subdivisiones horizontales de la malla del modelo	400x300 celdas
Resolución	Suele tratarse de la resolución horizontal: el lado de la celda de malla del modelo	10 km
Niveles	Subdivisiones verticales	60
Fecha	Fecha central de las observaciones con las que el modelo se inicializa, es decir, fecha del análisis	2017-08-03
Hora	Hora central de las observaciones con la que el modelo se inicializa, es decir, hora del análisis	18 UTC
Pasada	Fecha y hora del análisis	2017080318
Alcance	Tiempo hacia delante contando a partir de la fecha y hora del análisis	H+18
Validez	Fecha y hora de una predicción, contando desde la fecha y hora del análisis, hacia delante en el tiempo, sumando el alcance	2017080412
Rango	Alcance máximo de predicción	48 h

Tabla 10.1: Fechas, pasadas y alcances de interés para realizar una predicción para el 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC.

10.6 Terminología: dominio, malla, niveles, fecha, pasada y alcance

Los términos relativos a la jerga de los modelos atmosféricos, tales como malla, niveles, resolución, fecha, pasada y alcance de un modelo atmosférico se prodigan en este libro, de modo que se brindan aquí definiciones precisas. Esta terminología está resumida esquemáticamente en la Tabla 10.1.

Un modelo realiza una simulación del estado atmosférico en una porción del espacio físico y en un intervalo de tiempo. Esa porción del espacio físico se denomina *dominio* del modelo y puede ser global o regional, por ejemplo Europa occidental. Puede estar definida una *malla* regular o de otro tipo en ese dominio, por ejemplo una malla regular latitud-longitud. Las subdivisiones horizontales, si las hay, de ese dominio se llaman *celdas de la malla*. Al hablar de resolución del modelo suele tratarse de la resolución horizontal: el lado de la celda de malla del modelo, por ejemplo 10 km. Por otro lado, las subdivisiones verticales se llaman *niveles verticales* del modelo, por ejemplo puede haber 90 niveles verticales, que normalmente no van *equiespaciados*, sino que hay más densidad en aquellas zonas donde se quiere describir los procesos de interés con más precisión. Pasando a la parte temporal, el intervalo de tiempo simulado por el modelo comienza en la fecha y hora central de las observaciones que se asimilan para inicializarlo, por lo que se llaman fecha y hora del análisis o, por sencillez, *fecha y hora* del modelo. La fecha y hora del modelo se denominan conjuntamente la pasada del modelo, y suele usarse la notación *aaaammddhh*, donde año=aaaa, mes=mm, día=dd, hora=hh; por ejemplo, la pasada 2017080306 corresponde a la fecha 2017-08-03 y la hora 06 UTC. El intervalo de tiempo simulado termina en lo que se llama *recorrido*, *rango* u *horizonte* del modelo. Para describir un instante del tiempo simulado se suele referir un *alcance* en el tiempo, de modo que la fecha y hora del análisis, más ese alcance en el tiempo, dan una *fecha y hora de validez*.

Notación yyyymmddhh o aaaammddhh. La fecha y hora del análisis del modelo suelen denominarse pasada del modelo (*run* en inglés). Opcionalmente, puede añadirse el alcance predictivo y en ese caso la notación es **aaaammddhh+ttt**

aaaammddhh[+ttt] Ejemplo: 2017060612+030 = pasada del 6 de junio de 2017 a las 12 UTC, alcance de 30 horas	aaaa	año
	mm	mes
	dd	día
	hh	hora
	ttt	alcance

Ejemplo: fecha, pasada, alcance y validez. Son las 23 UTC del día 3 de agosto de 2017. Vamos a utilizar el modelo HARMONIE-AROME para predecir la temperatura de mañana, día 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC en Sevilla. Para ello, elegiremos la salida del modelo más reciente disponible.

Consultando la Tabla 10.1 en la página anterior, vemos que las pasadas más recientes disponibles, siguiendo la notación *aaaammddhh* (recordemos que año=aaaa, mes=mm, día=dd, hora=hh) son 2017080300, 2017080306, 2017080312 y 2017080318. La más reciente resulta ser la de hoy 3 de agosto de 2017 (fecha del modelo, o del análisis) a las 18 UTC (hora del modelo o del análisis, hh o H).

Consultando de nuevo la Tabla 10.1 en la página anterior, el alcance H+03 nos da predicciones para esa fecha y hora más 3 horas, es decir, para las 21 UTC.

El alcance H+06 nos da predicciones para esa fecha y hora más 3 horas, es decir, para las 00 UTC del 4 de agosto. Así sucesivamente, hasta llegar al H+18, que nos da predicciones para mañana día 4 de agosto a las 12 UTC, precisamente lo que necesitamos. De modo que, si nos interesa la temperatura mañana 4 de agosto a las 12 UTC, seleccionamos la pasada disponible más reciente, 2017080318 y el alcance de H+18. Haremos la predicción correspondiente. Transcurridas unas horas, dispondremos de la pasada 20170400, que podremos utilizar para actualizar nuestra predicción y, más tarde, podremos volver a actualizar nuestra predicción también con la pasada 2017080406, etc.

En la Tabla se muestran ordenadamente las fechas, pasadas y alcances de interés para realizar una predicción para el 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC.

Fecha	20170803				**20170804**			
Hora	00	06	12	18	00	06	**12**	18
Fecha y pasada del modelo	Alcances del modelo							
20170803 00	H+00	H+06	H+12	H+18	H+24	H+30	**H+36**	H+48
20170803 06		H+00	H+06	H+12	H+18	H+24	**H+30**	H+36
20170803 12			H+00	H+06	H+12	H+18	**H+24**	H+30
20170803 18				H+00	H+06	H+12	**H+18**	H+24
20170804 00					H+00	H+06	**H+12**	H+18
20170804 06						H+00	**H+06**	H+12

Tabla 10.2: Fechas, pasadas y alcances de interés para realizar una predicción para el 4 de agosto de 2017 a las 12 UTC.

10.7 Colaboraciones internacionales

Los modelos numéricos de predicción son una de las herramientas principales en las que se basan las predicciones del tiempo, aunque la incertidumbre asociada a sus simulaciones puede ser grande para algunos fenómenos meteorológicos, tales como la convección y, por tanto, se requieren predictores entrenados en la interpretación de sus salidas. Se trata de aproximaciones bastante sofisticadas de los procesos que ocurren en la atmósfera y su calidad ha mejorado mucho en las últimas décadas. El desarrollo y mantenimiento de estos modelos es muy complejo por lo que se han creado grandes consorcios internacionales para conseguirlo.

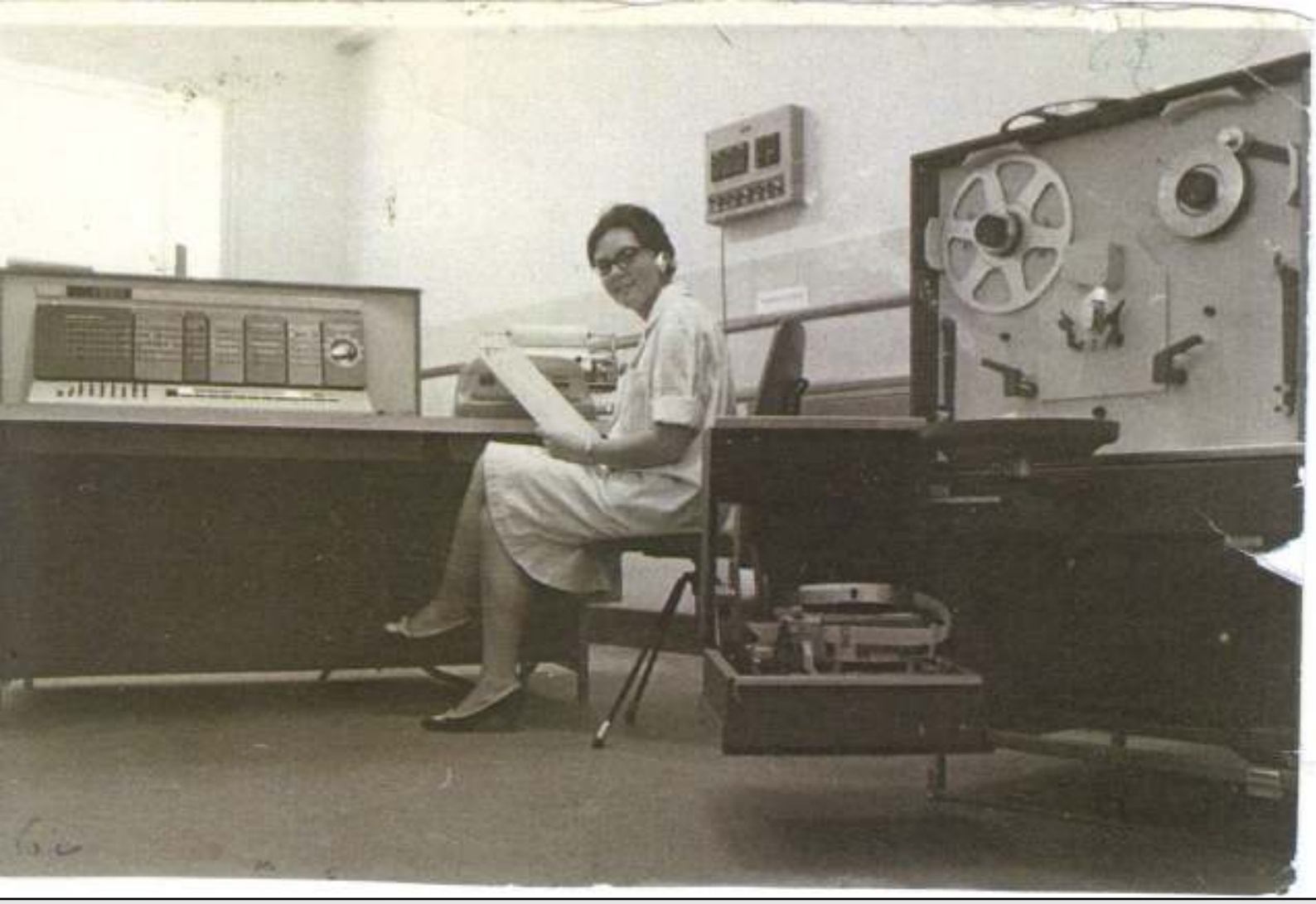
Un ejemplo de esta colaboración es el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF, cap. 19 en la página 295) que es una organización internacional independiente financiada por 34 estados y que tiene un claro liderazgo en la predicción del tiempo a plazo medio.

Otro tipo de colaboración se consigue formando consorcios para el desarrollo de modelos. En esta modalidad, los distintos servicios meteorológicos aportan recursos, tanto económicos como de personal, y se suele trabajar de forma distribuida en los distintos países. Por ejemplo, AEMET forma parte del consorcio HIRLAM (sec. 20.1 en la página 308) que tiene una colaboración muy estrecha con el consorcio ALADIN (sec. 20.1 en la página 310). Fruto de esta colabora-

ción resulta el *Sistema compartido ALADIN-HIRLAM* dentro del cual HARMONIE-AROME es una configuración. Este nuevo sistema de modelización ha supuesto un salto significativo de calidad en la predicción del tiempo a escala local y en la predicción de fenómenos adversos.

10.8 Lecturas recomendadas

Además de las obras referenciadas directamente, se recomienda la lectura del libro de J. COIFFIER, «Fundamentals of numerical weather prediction» [134], así como seguir los cursos relacionados con los fundamentos de la Predicción Numérica del Tiempo dentro de los módulos de enseñanza del Programa COMET®/UCAR (http://www.meted.ucar.edu) [423, 424].



Supercomputación: un factor clave en la evolución de la predicción del tiempo

11

DANIEL SANTOS-MUÑOZ
Project Leader for System, High Resolution Limited Area Model (HIRLAM), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

ANEXO DE RAMÓN SUÁREZ CUBILLO
Ingeniero de sistemas Big Data, PRAGSIS

> The sciences do not try to explain, they hardly even try to interpret, they mainly make models. By a model is meant a mathematical construct which, with the addition of certain verbal interpretations, describes observed phenomena. The justification of such a mathematical construct is solely and precisely that it is expected to work - that is correctly to describe phenomena from a reasonably wide area. Furthermore, it must satisfy certain esthetic criteria - that is, in relation to how much it describes, it must be rather simple.
>
> *Method in the Physical Sciences, in The Unity of Knowledge, 1955, ed. L. G. Leary* – JOHN VON NEUMANN

La predicción del tiempo ha ido siempre de la mano de la necesidad de realizar cálculos numéricos, por lo que los más grandes computadores del mundo han sido grandes aliados de los meteorólogos.

Palabras clave: supercomputación, computación de alto rendimiento, big data.

Imagen parte superior: BEATRIZ BURGUETE AZNAR, madre del editor de este libro, con el primer supercomputador en España, IBM 1620, Laboratorio de Automática UCM-CSIC, 1962.

Figura 11.1: Representación artística del concepto de fábrica de predicciones *planteado por* RICHARDSON. *Fuente:* FRANCOIS SCHUITEN.

11.1 Contexto histórico

La meteorología como ciencia es relativamente joven. La primera predicción meteorológica, con base científica, se atribuye al almirante ROBERT FITZROY en 1860 [389]. El almirante de la Marina Real Británica, además de comandar el HMS *Beagle*, el navío en el que CHARLES DARWIN realizó sus viajes alrededor del mundo, hizo grandes progresos en la predicción del tiempo. FITZROY utilizaba medidas de presión en diversos puntos transmitidas mediante telégrafo para obtener patrones atmosféricos, que le permitieron lograr mayor precisión que sus contemporáneos en sus predicciones. Su gran labor se vio reflejada al publicarse diariamente sus partes meteorológicos en el *London Times* a partir del 1 de agosto de 1861. Desde esa fecha se considera a FITZROY fundador del *MetOffice* (Servicio Meteorológico del Reino Unido).

No fue hasta la llegada del siglo XX, cuando el físico noruego VILHELM F. K. BJERKNES (1862-1951) sentó las bases que permiten expresar la evolución en el tiempo a partir de una situación meteorológica inicial utilizando leyes físicas y, por tanto, abrió la posibilidad de la realización de predicciones mediante *cálculos numéricos*. En 1904 BJERKNES publicó un artículo en alemán cuyo título puede ser traducido como *El problema de la predicción del tiempo desde el punto de vista de la mecánica y la física* [56, 57]. En este artículo BJERKNES aplicaba la dinámica de fluidos y la termodinámica para expresar la evolución en el tiempo de una situación meteorológica inicial. Este es el punto de partida de la predicción meteorológica mediante modelos numéricos tal y como hoy la conocemos en la actualidad.

Las ecuaciones que BJERKNES propuso y que son la base de la *modelización atmosférica* (cap. 10 en la página 137), son un conjunto de ecuaciones diferenciales no lineales. La no linealidad es una característica matemática que da lugar a procesos de retroalimentación y gran sensibilidad a los cambios en la condición inicial del problema. Debido a la no linealidad, matemáticamente se establece que el conjunto de ecuaciones no tiene solución analítica, es decir, que la solución al sistema no puede expresarse por una «fórmula matemática» o función (cap. 5 en la página 55).

Estas ecuaciones, conocidas como sistema de *ecuaciones primitivas* (sec. 10.4 en la página 143), está constituido por la ecuación de estado de los gases ideales, la ecuación termodinámica de la energía, la ecuación de continuidad o conservación de masa y la

ecuación de momento de una partícula o burbuja de aire [290]. Debido a la no existencia de una solución analítica se emplean métodos numéricos para su resolución. Estos métodos se basan en dividir el espacio y el tiempo en puntos discretos mediante el empleo de rejillas tridimensionales y aplicar metodologías de cálculo para establecer la evolución en el tiempo de la atmósfera en cada uno de los puntos definidos.

Pero la necesidad de un elevado número de operaciones matemáticas llevó a que, hasta la llegada de los grandes computadores, las predicciones del tiempo se basasen en la simple observación y la aplicación de unas reglas básicas para estimar su evolución. Este tipo de predicción, puramente observacional, no era muy diferente a la que podría realizar cualquier persona que llevara a cabo actividades aire libre, por ejemplo pastores o agricultores. En España son conocidos métodos de predicción basados en creencias y observaciones del tiempo como *Las Cabañuelas* o el *Calendario Zaragozano* . También la cultura popular reflejada en el refranero está llena de menciones al tiempo y reglas para tratar de hacer predicciones meteorológicas. Muchas de estas reglas funcionan localmente, porque tienen una base científica, aunque la cultura popular del refranero lo desconozca.

Aún sin supercomputadores, hubo esfuerzos titánicos reseñables para aplicar la metodología de BJERKNES a la predicción. El médico y meteorólogo británico LEWIS FRY RICHARDSON hizo la primera predicción mediante cálculos manuales el 20 de mayo de 1910. Para ello realizó manualmente los cálculos durante seis semanas, y predijo un aumento de 145 hPa en la presión en superficie en 6 h cometiendo un gran error en su predicción. El propio RICHARDSON en 1922 publicó *Weather Prediction by Numerical Process* [521] donde introdujo la idea de la necesidad del cálculo numérico en paralelo para la realización de predicciones meteorológicas. Para ello acuñó el concepto de *forecast factory* y estimó la necesidad de 64 000 HPU (Human Processing Units) para hacer viable una buena predicción meteorológica (Figura 11.1 en la página anterior).

El siguiente gran salto en la predicción meteorológica se dio en el momento en el que aparecieron los primeros ordenadores. Ya no era necesario hacer cálculos manualmente, los ordenadores comenzaban a hacerlos por nosotros. Esto permitió aumentar la complejidad de los cálculos y el número de datos a tratar redundando en una mejora de las predicciones meteorológicas.

La primera predicción por ordenador se ejecutó en 1950, en el primer supercomputador que hubo en el mundo. El *Electronic Numerical Integrator And Computer* (ENIAC) fue construido en 1946 en la Universidad de Pensilvania por JOHN PRESPER ECKERT y JOHN WILLIAM MAUCHLY [233]. ENIAC ocupaba una superficie de 167 m^2 y tenía un peso de 27 toneladas al alojar 17 468 válvulas, 7 200 diodos de cristal, 1 500 relés, 70 000 resistencias, 10 000 condensadores y cinco millones de soldaduras. Su capacidad de cálculo era de unas 5 000 sumas y 300 multiplicaciones por segundo y requería la operación manual de unos 6 000 interruptores (Figura 11.2).

Usando la capacidad de cálculo de ENIAC, CHARNEY, FJØRTOFT y VON NEUMANN [122, 500] realizaron la primera integración numérica de un modelo meteorológico, suponiendo un éxito y abrir una de las puertas a la predicción meteorológica tal y como la conocemos en la actualidad.

Desde ese momento, la previsión meteorológica siempre ha estado estrechamente relacionada con los mayores supercomputadores que habido en el mundo. Actualmente todos los grandes centros meteorológicos cuentan con superordenadores que les permiten hacer los cálculos y procesar miles de millones de datos en tiempos cada vez más ajustados a las necesidades de los meteorólogos.

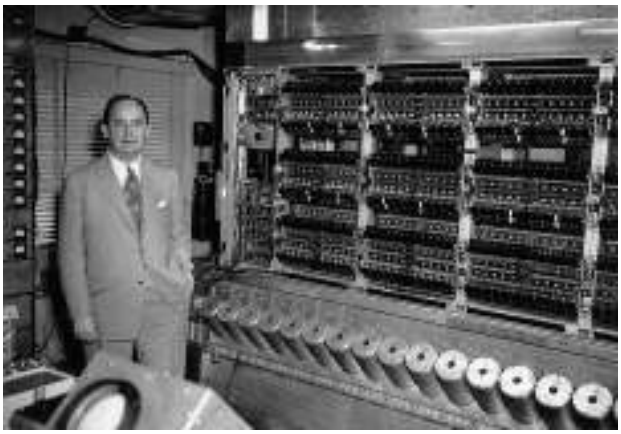


Figura 11.2: El matemático, físico, científico de la computación y polímata JON VON NEUMANN *(*NEUMANN JÁNOS LAJOS*) junto a una parte del primer superordenador ENIAC.*

Figura 11.3: Primeros supercomputadores de Control Data Corporation CDC 1604 (izquierda) y CDC 6600 (derecha).

11.2 Cray, el padre de la supercomputación

SEYMOUR CRAY (1925-1996) es considerado el padre de la supercomputación moderna. En 1957 creó *Control Data Corporation* (CDC) que fue la compañía que construyó el primer supercomputador comercial de transistores, el CDC 1604 (Figura 11.3 izquierda). En 1963 se fabricó el CDC 6600 de la era actual enfriado por freón y con una potencia de cálculo de 9 MFLOPS (Mega FLOPS), o lo que es lo mismo $9x10^6$ operaciones por segundo de coma flotante (Figura 11.3 derecha).

Posteriormente apareció en el mercado el primer supercomputador de 4 procesadores y memoria compartida, el CDC 8600. Ya en 1972 CDC detuvo el desarrollo de supercomputadores y SEYMOUR CRAY creó la actual *Cray Research Inc*. (`http://www.cray.com`).

11.3 La supercomputación en el ECMWF como ejemplo de evolución

El nacimiento de la supercomputación comercial permitió, en el año 1975, la creación del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo, European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, `https://www.ecmwf.int`, cap. 19 en la página 295) en *Reading* (Reino Unido). El ECMWF está formado por 21 *estados miembros* y 13 *estados cooperantes*. El objetivo de esta institución europea es aglutinar recursos para producir datos y predicciones a medio plazo lo más precisas posible.

La primera versión del modelo numérico de predicción del ECMWF fue desarrollada en un supercomputador CDC6600 durante los años 1976 al 1978. Pese a que el CDC6600 era uno de los sistemas más potentes de la época, el modelo necesitaba 12 días para producir 10 días de predicción.

La primera predicción en tiempo real para medio plazo fue realizada en junio de 1979, para lo cual se utilizó un *Cray-1A* (Figura 11.4). Se utilizaban 5 horas de CPU para producir una predicción a 10 días, 50 veces más rápido que el CDC6600. El Cray-1A fue reemplazado por un *Cray X-MP/22* en 1984 y éste por un *Cray X-MP/48* en 1986. Posteriormente, en 1990, el X-MP/48 fue cambiado por un Y-MP8/8-64, siendo el primer supercomputador del ECMWF con sistema operativo UNIX llamado *UNICOS* por Cray.

Figura 11.4: Primer supercomputador Cray-1A *del ECMWF. Estaba compuesto de un único procesador a 80 MHz, 8 MB de memoria, un almacenamiento en disco de 2.4 GB y una potencia pico teórica de 160 MFLOPS.*

Figura 11.5: Cray C90 del ECMWF. Estaba compuesto por 16 CPU, 16 GB de memoria y una potencia pico teórica de 1 GFLOPS.

Figura 11.6: Uno de los clusters *de IBM formado por 768 servidores POWER7-775 conectados mediante IBM Host Fabric Interface (HFI). Cada uno tenía una potencia pico de 1.5 PFLOPS.*

La llegada en 1992 del *Cray C90* (Figura 11.5), permitió producir de forma operacional predicciones por conjuntos o ensembles.

Hasta 1994 la arquitectura de todos los supercomputadores del ECMWF se basaba en sistemas de *memoria compartida*. La instalación ese año de un *Cray T3D* supuso el paso a sistemas de *memoria distribuida* y, por tanto, la recodificación de gran parte del modelo de predicción meteorológica para el uso de computación en paralelo mediante paso de mensajes (Message Passing Interface, MPI).

Durante los años 1996 a 2002 cuatro supercomputadores *Fujitsu* de la serie VP700 y VP5000 fueron utilizados para la integración del sistema de predicción meteorológica, llegando a potencias de cálculo sostenidas de 300 GFLOPS.

Entre los años 2002-2014 el ECMWF instaló simultáneamente dos clusters de supercomputación de IBM cada vez que actualizó su sistema de cálculo (Figura 11.6). Todos ellos eran sistemas *de procesadores escalares*, en contraposición a los *procesadores vectoriales* anteriormente usados. Durante estos años se impuso el uso de redes de baja latencia, como *InfiniBand* DDR, junto con un incremento progresivo del número de servidores y procesadores, lo que llevó a capacidades de cálculo de entre el 200 al 500 % superiores en cada nuevo *cluster*.

En 2014, dos clusters independientes Cray XC30 se ubicaron en salas separadas. Contaban con sistemas de energía y enfriamiento separados para protegerlos contra una amplia gama de posibles fallos. Cada subsistema constaba de 19 armarios Cray XC30 equipados con procesadores Bridge Intel Ivy ubicados en 3 505 nodos de cómputo que contenían un total de 84 120 núcleos de cómputo. Contenían además una serie nodos para *login* y para desarrollo y más de 6 petabytes de almacenamiento con capacidad para intercambiar sistemas de archivos entre ambas salas.

En 2015, Cray y el ECMWF decidieron extender su colaboración hasta el año 2020, por lo que a principios de 2016, los XC30 fueron actualizados a la nueva generación de procesadores de Intel, incrementando la memoria y la capacidad de almacenamiento.

Figura 11.7: Uno de los clusters de Cray XC40 formado por 1 805 nodos y 64 980 cores de cómputo. Cada uno tenía una potencia pico de 4 250 TFLOPS.

Figura 11.8: Superordenadores anteriores al actual en AEMET/INM: Cray C94 (1994-2003), Cray SV1 (2004-2008) y Cray X1e (2005-2016).

Esta nueva evolución, denominada XC40, solo incrementó los nodos de cómputo a 3 610, pero gracias a los procesadores Broadwell, el número de núcleos creció hasta los 129 960. La potencia pico teórica actual ronda los 8 500 TFLOPS (Figura 11.7 en la página anterior).

Los clusters del ECMWF también dan servicio a los países miembros, entre los que se incluye España que, junto a los miembros del consorcio HIRLAM (https://www.hirlam.org) al que pertenece (cap. 20 en la página 307), mantiene el sistema de modernización de mesoescala HARMONIE-AROME (ver sec. 20.4 en la página 316).

11.4 La supercomputación en AEMET

El antiguo Instituto Nacional de Meteorología (INM), actual Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), durante la década de 1980 tuvo su primer gran ordenador, un 360 para propósito general donde no se ejecutaba ningún modelo numérico de predicción. A finales de los 80 llegó un *Fujitsu* FACOM M-760 donde ya se ejecutó el primer modelo de área limitada, denominado LAM-91.

En el periodo 1994-2002 el antiguo INM dispuso de un *Cray* C94 con 4 *procesadores vectoriales* y un 1 GByte de memoria. A partir de 2002 dos Cray, primero un SV1 y posteriormente un X1E fueron la base para el cálculo de las predicciones. El Cray SV1, con 16 procesadores y 16 GB de memoria fue el superordenador donde ya se ejecutaba el modelo de área limitada HIRLAM (sec. 20.3 en la página 316). La capacidad de cálculo se incrementó con la adquisición de un Cray X1E, que tenía un rendimiento teórico de 2.2 TFLOPS. Para ello utilizaba 16 nodos y un total de 128 procesadores y 512 GB de memoria.

Figura 11.9: Sistema Bull de AEMET en la actualidad (2017) formado por 324 nodos, 648 procesadores, 7 776 cores, 31.5 TB de memoria y con un rendimiento pico teórico de 168 TFLOPS.

En la actualidad (2017) AEMET dispone de un sistema Bull con 18 chasis Bullx B710, cada uno con 18 nodos de 2 procesadores Intel Xeon 2697 V2 Ivy Bridge de 12 cores a 2.7 GHz con un total de 324 nodos, 180 de ellos con 128 GB de memoria y 144 con 64 GB de memoria, ambas DDR3 (Figura 11.9), en total 324 nodos, 648 procesadores, 7 776 cores, 31.5 TB de memoria y con un rendimiento pico teórico de 168 TFLOPS. El sistema es enfriado mediante refrigeración líquida de alta eficiencia energética, gracias a su sistema *free cooling*, que refrigera mediante un circuito de agua sin apenas consumo eléctrico si la temperatura ambiente está por debajo de 26 °C. El rendimiento pico teórico de 168 TFLOPS lleva una media de consumo eléctrico de alrededor de 60 KWh.

En este sistema se ejecuta el modelo HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316) ocho veces al día y está prevista la implementación de un sistema de predicción por conjuntos a corto plazo denominado AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339).

11.5 Terminología asociada a la supercomputación

Los siguientes términos son utilizados de forma habitual en el lenguaje de los grandes ordenadores:

Sistemas de memoria compartida. Los sistemas de memoria compartida permiten mantener registros en un área común a varias unidades de procesamiento. En esta memoria se puede trabajar en paralelo utilizando hilos de procesamiento.

Sistemas de memoria distribuida. Los sistemas de memoria distribuida no permiten mantener registros en un área común de memoria a varias unidades de procesamiento. En esta memoria se puede trabajar en paralelo utilizando software de paso de mensajes.

Sistemas híbridos. Los sistemas híbridos son actualmente los mayoritarios teniendo capacidad de funcionar en paralelo conjuntamente como sistemas de memoria distribuida (paso de mensajes) y sistemas de memoria compartida (hilos).

Procesadores escalares. En los procesadores escalares cada instrucción de un procesador escalar opera sobre un dato cada vez.

Procesadores vectoriales. En los procesadores vectoriales una sola instrucción opera simultáneamente sobre un conjunto de datos.

Escalabilidad. Es la capacidad de un código de ejecutarse cada vez más rápido al aumentar la capacidad de cálculo. La mayoría de los códigos tienen un límite asintótico donde el aumento de la capacidad no produce menores tiempos de ejecución.

FLOPS. Del inglés *floating point operations per second*, operaciones de *coma flotante* por segundo, es una medida del rendimiento de un ordenador, especialmente en supercomputación. Los ordenadores personales suelen operar a unos cuantos GFLOPS mientras que los más rápidos supercomputadores del planeta alcanzan varias decenas de PFLOPS.

11.6 Anexo: Big Data

RAMÓN SUÁREZ CUBILLO
Ingeniero de sistemas Big Data, PRAGSIS

El hombre siempre se las ha ingeniado para almacenar información en diferentes medios con objeto de realizar posteriores análisis. Fue a mediados de los 90 y debido a los avances tecnológicos cuando comenzó a ser más rentable almacenar sobre medios digitales que sobre papel. Desde entonces, la capacidad de procesamiento y velocidad de acceso a los datos digitales no ha dejado de multiplicarse según la ley de MOORE (ver caja) y en paralelo el número de herramientas de acceso y de análisis de datos. Sin embargo, incluso los mayores ordenadores son insuficientes para cubrir algunas necesidades de tratamiento de datos, tanto comerciales como científicas. Esta insuficiencia, producida por la incapacidad de adquirir, almacenar o procesar gran cantidad de información, hizo necesario un nuevo enfoque: *Big Data*.

La ley de MOORE expresa que aproximadamente cada dos años se duplica el número de transistores en un microprocesador y se puede aplicar a la velocidad de CPU y de transmisión de datos y a la cantidad de memoria de las computadoras.

El término Big Data se aplica al procesamiento datos en cantidades tales que se encuentran más allá de la capacidad del *hardware* y *software* usado para producir

resultados dentro de un tiempo razonable. El concepto *tiempo razonable* es impreciso, pero indica que el objetivo es disminuir ese tiempo. El modo de hacerlo consiste en utilizar en paralelo varios ordenadores allí donde uno solo no puede ofrecer la capacidad necesaria de almacenamiento y cómputo, lo que se conoce como almacenamiento y computación distribuidos.

El **almacenamiento distribuido** no es estrictamente necesario. Hay aplicaciones, como *Spark*, que permiten realizar **análisis sobre datos al vuelo**. Estos datos se analizan en tiempo real sin necesidad de almacenar, como por ejemplo análisis sobre las costumbres de millones de usuarios basados en *logs* de navegación por internet.

Los ordenadores individuales son llamados entonces *nodos* y realizan diferentes funciones formando parte de un *cluster*, conjunto de nodos que funciona como un todo. La principal ventaja de los *clusters* radica en la *escalabilidad* horizontal. Este término describe la capacidad de permitir crecer añadiendo más nodos y, como consecuencia, la capacidad de aumentar la cantidad de almacenamiento y/o disminuir el tiempo de proceso de una manera sencilla y hasta tamaños que ya han alcanzado decenas de miles de nodos.

Almacenamiento distribuido. Entre los diferentes sistemas de almacenamiento distribuido, el más extendido es HDFS (ver caja). Los datos se almacenan en bloques de un tamaño definido y son replicados varias veces en nodos de almacenamiento llamados *datanodes*. Otro tipo de nodos, los *namenodes*, controlan la ubicación de las réplicas de cada bloque en los diferentes nodos. Como consecuencia, estos sistemas tienen cierta tolerancia a fallos (no se pierden datos aunque un nodo falle) y ofrecen altos rendimientos al ser posible acceder al dato simultáneamente desde varios nodos.

Hadoop Distributed File System (HDFS) [18], escrito en *Java* para el *framework Hadoop*, debe su popularidad a que está concebido para ser ejecutado sobre *commodity hardware*, es decir, no requiere superordenadores, por lo que es posible desplegar ecosistemas de decenas de nodos a un coste bajo para estas escalas.

Computación distribuida. El paradigma más aplicado en la actualidad es *MapReduce* [399]. Se trata de un modelo de programación en paralelo desarrollado inicialmente para *Yahoo!* y de amplia difusión al tener una implementación en código abierto (*Open Source*). Su nombre se debe a sus dos principales funciones: *Map* y *Reduce*.

Map es una tarea que se paraleliza entre varios nodos. Cada tarea *Map* recoge una parte de la entrada de datos (pares de valores), devolviendo una lista de pares. Estas listas se ordenan, se agrupan por claves y finalmente se combinan.

Reduce recibe los datos obtenidos de la fase *Map* para devolver un valor reducido único para cada clave. Cada tarea *Reduce*, ejecutada en paralelo, produce un archivo de salida.

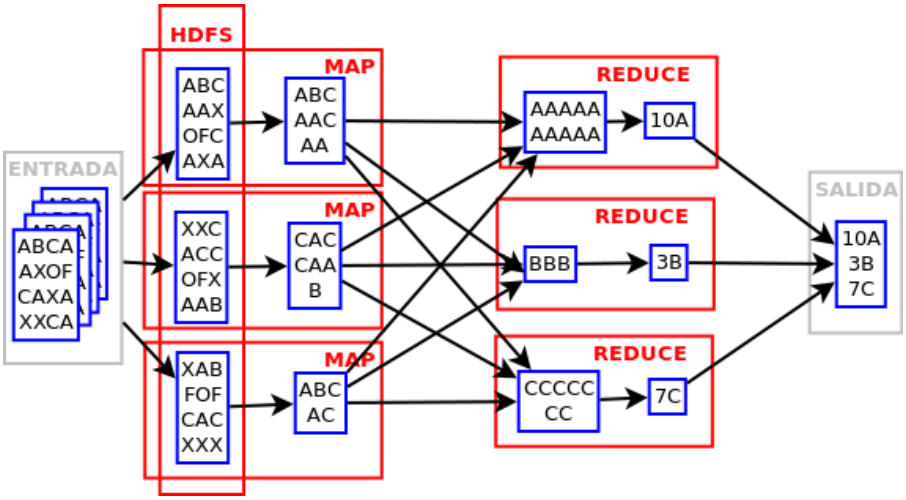


Figura 11.10: Esquema conceptual de Big Data.

Sobre esta arquitectura hay en continua evolución un ecosistema de aplicaciones que permiten gestionar *clusters*, orquestar cargas y procesos, realizar análisis de datos, visualizar resultados y, en general, interaccionar con los sistemas del *cluster* y entre ellas. En 2017 hay centenares de aplicaciones formando parte de un *ecosistema Big Data* en continuo crecimiento [18, 131, 293, 399] (ver Figura 11.10 en la página anterior). Ésto, unido a la capacidad de escalar horizontalmente, permiten aventurar que nos encontramos sólo al comienzo de un nuevo camino en el que queda mucho por recorrer.

Predecibilidad

12

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

La predecibilidad es a la predicción como el romance es al sexo.

KIKURO MIYAKODA, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

Aunque los modelos numéricos deterministas han mejorado tremendamente en las últimas décadas, siguen sin ser perfectos. Hemos visto que la atmósfera es un sistema dinámico altamente no lineal, con sensibilidad a las condiciones iniciales. Veremos ahora que esta sensibilidad impone un límite a su predecibilidad: la atmósfera puede predecirse solo hasta un cierto tiempo y a esta limitación la denominamos el problema de la predecibilidad. Para la predicción de fenómenos adversos, que a menudo son fenómenos extremos (aunque no siempre), el de la predecibilidad es un problema crítico que plantea la necesidad de sistemas de predicción probabilistas.

Palabras clave: predecibilidad, predicción del tiempo, problema de la predecibilidad, limitaciones de los modelos deterministas, fenómenos extremos y fenómenos adversos, incertidumbre en la predicción atmosférica.

Imagen parte superior: Cirrus floccus con virga, AP-15, sobre Zuasti (Navarra), hacia el noroeste, 19 de abril de 2006, a las 14:56, foto de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

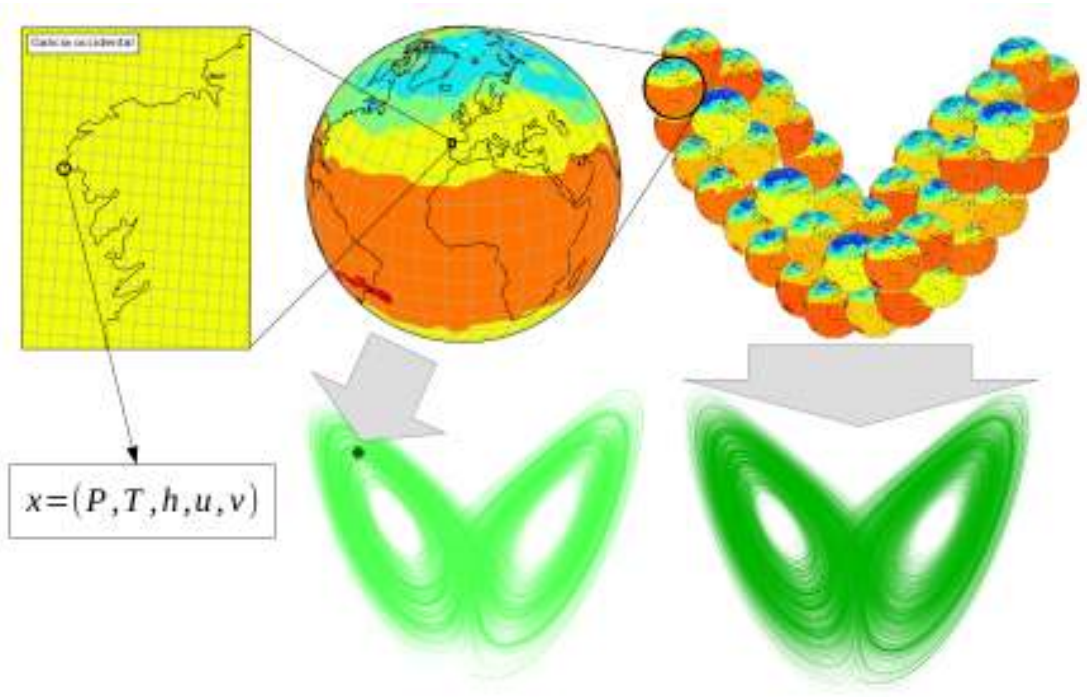


Figura 12.1: El atractor de LORENZ *como símbolo de los estados atmosféricos (ver texto).*

12.1 Limitaciones del esquema determinista

En el capítulo dedicado a física del caos (capítulo 5 en la página 55) se han presentado las limitaciones del esquema determinista para describir con detalle sistemas dinámicos no lineales, debido principalmente a su sensibilidad a las condiciones iniciales y a los parámetros del modelo. Estas sensibilidades ponen un límite físico a su predecibilidad [94, 215]. Intentemos aplicar estos conceptos a la atmósfera.

12.1.1 Caos en la atmósfera

El atractor de Lorenz (sección 5.2.3 en la página 65) puede utilizarse como icono esquemático para representar los estados posibles de la atmósfera como sistema caótico, según se ilustra en la Figura 12.1. Consideremos que tenemos un modelo atmosférico que cubre el planeta entero (un modelo global, ver sección 10.1 en la página 138). Imaginemos cada punto de la malla (sección 10.6 en la página 149) de ese modelo. El estado atmosférico en ese punto se describe, explicándolo de un modo sencillo, mediante cinco valores, e. g.: presión, temperatura, humedad específica, componente zonal u del viento y componente meridional v del viento. A esos cinco valores, los agrupamos y denotamos por x, $x = (P,T,q,u,v)$ y, además, como están considerados en un punto i de la rejilla del modelo, al grupo lo llamamos x_i y representa el estado de la atmósfera en ese punto i. Entonces, el conjunto $X = (x_1, x_2, \ldots, x_N)$ agrupando el estado atmosférico en todos los puntos del modelo, representaría el estado de toda la atmósfera en un instante dado. Sería un *vector del espacio de estados atmosféricos*, o conjunto de valores que adquieren cada una de las variables en el mismo instante, figuradamente un *punto en la mariposa*. El conjunto de todos los posibles vectores X sería el *espacio de estados atmosféricos*, figuradamente la *mariposa completa*, y representaría el conjunto de todos los estados atmosféricos posibles.

Volviendo a la Figura 12.1, imaginemos que mediante el modelo de LORENZ simulamos un fenómeno como ENSO (sec. 29.2.1 en la página 490 [587]), con mariposa representando todos los estados posibles, el ala izquierda aquellos correspondientes a La Niña, el ala derecha aquellos correspondientes a El Niño y, por último, la parte central aquellos estados en los que el océano y la atmósfera del Pacífico sur se hallan en régimen normal. Recordando la Figura 5.12 en la página 67 que mostraba una simulación de la evolución del sistema de LORENZ, podemos entender que, aplicado al ENSO, sería extremadamente difícil predecir el futuro del estado del sistema: según crece el alcance de la predicción, vamos perdiendo predecibilidad y es más difícil prever en qué ala de la mariposa se encontrará el sistema. El llamado *efecto mariposa* se describe con detalle en la sección 5.5 en la página 70.

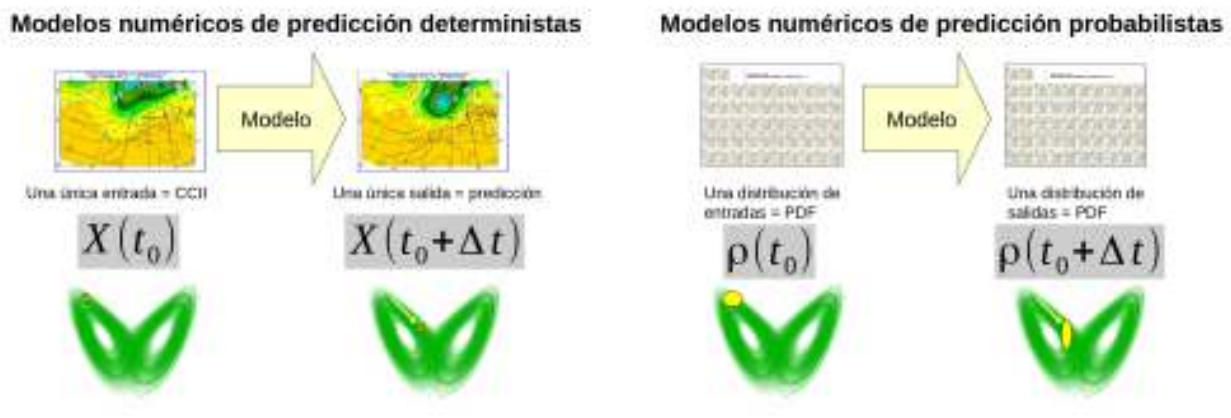


Figura 12.2: Izquierda: esquema determinista. Derecha: esquema probabilista (ver texto).

12.1.2 Esquemas determinista y probabilista

Una vez aceptamos que el esquema determinista adolece de una falta de predecibilidad a medida que avanza el alcance de predicción, vamos vislumbrando que es necesaria una migración conceptual del esquema determinista a uno probabilista. Esta idea básica se ilustra en la Figura 12.2. Examinemos esta idea en detalle para la atmósfera. Usando modelos atmosféricos, el estado atmosférico queda definido con una serie de números que conforman, para su representación, un mapa meteorológico. Un mapa de condiciones iniciales o estado presente y otro mapa de predicción para el estado futuro. Volveremos a examinar este esquema más adelante en este capítulo.

Una vez que aceptamos que los modelos atmosféricos deterministas son susceptibles de errores e incertidumbres en algunas situaciones y días del año, si queremos mejorar la predicción del tiempo hemos de volcar nuestras esperanzas en modelos probabilistas. Una vez explorados los fundamentos de la problemática de la predecibilidad (12.2 y 12.3 en la página 167), podremos establecer los objetivos que esperamos de forma plausible de un sistema de predicción probabilista.

12.2 Problema de la predecibilidad

Un análisis riguroso de las propiedades caóticas de un sistema tan complejo como la atmósfera sólo puede llevarse a cabo en contextos simplificados. Sabemos que la dinámica atmosférica es caótica y está bien establecido que hay una barrera efectiva más allá de la cual la predicción detallada del tiempo se torna impracticable [383].

La *predecibilidad*, o *grado en el que una predicción puede tener un grado razonable de acierto*, depende de las *escalas* espaciales y temporales [294], desde unas horas en la mesoescala hasta varias semanas en la escala planetaria y depende también de la variable meteorológica, por ejemplo temperatura y viento en superficie, precipitación, nubosidad, etc. Caos, inestabilidad, incertidumbre, predecibilidad y, como veremos más adelante, dispersión son conceptos todos ellos relacionados.

Como veíamos anteriormente, debido al carácter aproximativo de las simulaciones de los procesos atmosféricos, pequeños errores en las condiciones iniciales y errores en el propio modelo son las dos principales fuentes de incertidumbre que limitan la calidad de una predicción determinista [382].

Inestabilidad y predecibilidad: predecibilidad dependiente del flujo. La incertidumbre limita la predecibilidad, especialmente bajo condiciones atmosféricas inestables: la predecibilidad depende del flujo, no es igual en un ambiente estable que en uno inestable, por ejemplo. Las inestabilidades atmosféricas típicas asociadas a condiciones poco predecibles son: inestabilidad baroclínica en escala sinóptica [82], inestabilidades inercial y potencial (e.g. convección profunda) en la mesoescala, entre otras [180, 287, 532, 676]. Esta limitación inherente en la predecibilidad ha conducido a la concepción y desarrollo de los sistemas de predicción por conjuntos, que proporcionan predicciones probabilistas y complementan a los modelos deterministas tradicionales [434].

Función densidad de probabilidad (PDF). La atmósfera puede representarse como un sistema dinámico cuya evolución en el tiempo viene dada por un conjunto de ecuaciones diferenciales:

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = \Phi(\mathbf{X},\mathbf{C}) \quad \text{donde} \quad \begin{cases} \mathbf{X} = & \text{estado} \\ \mathbf{C} = & \text{forzamiento} \end{cases} \tag{12.1}$$

donde $\mathbf{X}$ es el vector de estado atmosférico y $\mathbf{C}$ es el termino de *forzamiento* o *condición de contorno*. Nuestro conocimiento del estado atmosférico en un tiempo t, si admitimos la incertidumbre respecto al mismo, vendrá dado por una función de densidad de probabilidad (*probability density function PDF* en el espacio de fases, que evolucionará en el tiempo según la *ecuación de* LIOUVILLE [177]:

$$\rho(\mathbf{X},t) \quad | \quad \frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho\Phi) = 0 \tag{12.2}$$

Dada una PDF inicial $\rho(\mathbf{X},t_0)$, entendemos por *PDF climatológica* a aquella PDF a la que tendería nuestra PDF inicial si $t \to \infty$, es decir, si la dejamos evolucionar suficientemente y que depende de la función Φ y de las condiciones de contorno $\mathbf{C}$:

$$\rho(\mathbf{X},t) \overset{t\to\infty}{\longrightarrow} \rho(\mathbf{X};\Phi,\mathbf{C}) \tag{12.3}$$

Predecibilidad y sensibilidad a las condiciones iniciales. En este contexto matemático, la atmósfera es un sistema dinámico altamente no lineal. Si el estado atmosférico es $\mathbf{X}$, la ecuación diferencial que describe su evolución contiene una función $\Phi(\mathbf{X})$ que es no lineal con respecto a dicho estado atmosférico.

Para conocer la evolución de este estado atmosférico dada una incertidumbre, perturbación o error en el mismo, incertidumbre que llamaremos $\delta\mathbf{X}$, procedemos como sigue:

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = \Phi(\mathbf{X}) \quad \Longrightarrow \quad \frac{d(\delta\mathbf{X})}{dt} = \frac{d\Phi}{d\mathbf{X}}\delta\mathbf{X} = \mathbf{J}(\mathbf{X})\delta\mathbf{X} \tag{12.4}$$

Vemos que el hecho de que $\mathbf{J}$ sea una función de $\mathbf{X}$ impone un *límite de predecibilidad* en la atmósfera. El estado atmosférico $\mathbf{X}$ sólo tendrá predecibilidad en un *tiempo finito*, dependiendo este fenómeno *sensiblemente* de las condiciones iniciales.

12.2.1 El estado atmosférico como probabilidad

Para extender el concepto de estado atmosférico al espacio de las probabilidades, lo definimos como una *función de densidad de probabilidad, probability density function, PDF* (ver cajas previas).

12.2.2 Sensibilidad a las condiciones iniciales

En el contexto de los sistemas dinámicos, la atmósfera es un sistema altamente no lineal, sufriendo por ello sensibilidad a las condiciones iniciales y, por ende, una limitación temporal en su predecibilidad.

12.2.3 Predecibilidad de primera y de segunda clase

El llamado problema de la predecibilidad tiene dos formulaciones diferentes que conducen a dos problemáticas distintas: la de primera clase, relacionada con la predicción del tiempo y la de segunda clase, relacionada con las proyecciones climáticas.

Predecibilidad de primera y de segunda clase. Desde el punto de vista matemático [79, 351, 380, 434], pueden definirse dos tipos diferentes de problema de predecibilidad.

Se llama problema de *predecibilidad de primera clase* a un problema de *valor inicial* que se define como sigue: dada una PDF en el instante inicial de la evolución del sistema en cuestión $\rho(\mathbf{X},t_0)$, estimar la PDF en un instante futuro $t > t_0$, es decir $\rho(\mathbf{X},t)$:

$$\rho(\mathbf{X},t_0) \quad \Longrightarrow \quad \rho(\mathbf{X},t) \mid t > t_0 \tag{12.5}$$

Por otro lado, se llama problema de *predecibilidad de segunda clase* a un problema de forzamiento o condiciones de contorno, en el que dado un término de forzamiento o condiciones de contorno $\mathbf{C}'$distinto al conocido $\mathbf{C}$, y dada un PDF en el instante inicial $\rho(\mathbf{X},t_0)$, se trata de estimar la diferencia entre las dos PDF climatológicas $\rho(\Phi(\mathbf{X},\mathbf{C}'))$ y $\rho(\Phi(\mathbf{X},\mathbf{C}))$:

$$\begin{cases} \rho(\mathbf{X},t_0) \\ \mathbf{C}' \neq \mathbf{C} \end{cases} \quad \Longrightarrow \quad \rho(\Phi(\mathbf{X},\mathbf{C}')) \quad \text{cf} \quad \rho(\Phi(\mathbf{X},\mathbf{C})) \tag{12.6}$$

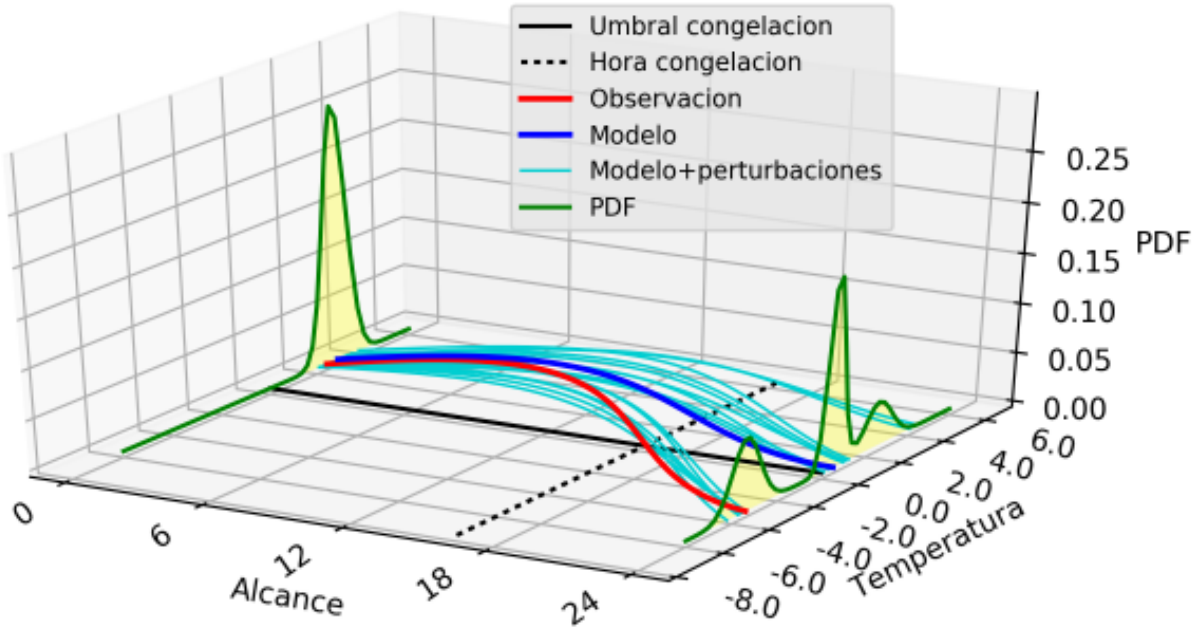


Figura 12.3: Problema de la predecibilidad desde el punto de vista cotidiano de un predictor del tiempo (ver texto).

12.3 Predecibilidad cotidiana

El problema de la predecibilidad se plasma en aspectos muy concretos en la vida cotidiana de un predictor del tiempo o de un usuario final de la predicción. Vamos a verlo con un ejemplo muy sencillo.

Imaginemos que tenemos un jardín en el cual tenemos un naranjo. El invierno se cierne sobre nosotros y durante las 24 horas que se avecinan, es posible que la temperatura baje lo suficiente para helar las naranjas, pero no estamos seguros. Tenemos un termómetro (afortunadamente) que nos da la temperatura ahora: 3 grados. Disponemos, ademas, de un ordenador personal con un modelo sencillo que, si le damos la observación (3 grados), predice la evolución de la temperatura para estas próximas 24 horas.

En la Figura 12.3 podemos ver esa evolución simulada de la temperatura. El eje X representa el alcance de la predicción medido en horas, el eje Y la temperatura medida en grados y, finalmente, el eje Z representará la probabilidad. La representación usual de la evolución de la temperatura descansará en el plano XY, situado en «el suelo» de la figura, mientras que cuando ampliamos el ejercicio para incluir probabilidades, entonces utilizaremos la tercera dimensión. La simulación de la temperatura se representa con una curva azul oscuro, que va desde la hora 0 hasta la hora 24 (recordemos que el alcance en horas está en el eje X). La evolución «real» de la temperatura, algo que no podemos conocer exactamente sino solo imaginar, se representa con una curva roja.

Es posible que nuestro termómetro tenga un pequeño error de medida y que la temperatura real (en rojo) sea un poquito más baja que la observada al principio para iniciar la simulación (azul oscuro). Así mismo, la evolución real de la temperatura (en rojo) será distinta de la que simula nuestro modelo (en azul oscuro). Si la raya negra representa el umbral de congelación, ver que nuestro modelo (azul oscuro) se queda las 24 horas por encima de la congelación (raya negra), nos tranquiliza. Su temperatura final ha sido de 0.4 grados. Pero, durante esas 24 horas, la temperatura real (rojo) traspasó realmente el umbral de congelación (negro) y las naranjas se estropearon. ¡Menudo chasco!. Nuestro termómetro tiene un error y nuestro modelo tiene un sesgo: error en las condiciones iniciales y, posiblemente, también error en el modelo.

¿Cómo podemos mejorar este sistema? En primer lugar, aceptamos que el termómetro puede tener un error, error que estimamos en medio grado más o menos, según las indicaciones del fabricante del termómetro. De modo que si la temperatura medida era 3 grados, la temperatura observada podría estar realmente entre 2.75 y 3.25. ¿Qué dato observado le damos ahora a nuestro modelo? Pues podemos trabajar *«en equipo»*. Si usamos, por ejemplo, 11 modelos en vez de uno, podríamos darle a cada uno una temperatura inicial diferente. ¿Que tal 2.75, 2.80, 2.85, 2.90, 2.95, 3.00,

3.05, 3.10, 3.15, 3.20, 3.25? Con 11 temperaturas iniciales diferentes corremos nuestro modelo 11 veces, una vez para cada una de las condiciones iniciales y, como el modelo en un PC es algo lento, esperamos un rato, a ver qué ocurre.

Si la temperatura final, después de 24 horas, de nuestro modelo único fue de 0.4 grados, podríamos pensar inocentemente que nuestras 11 temperaturas finales serán un abanico centrado en 0.4 grados «más menos 0.5», es decir 0.15, 0.20 , 0.25, 0.30 , 0.35, 0.40 , 0.45, 0.50 , 0.55, 0.60 , 0.65. ¡Pues no! Sorprendentemente, los 11 escenarios que nuestro modelo calcula, no se comportan «*linealmente*» ni mucho menos: algunos suben más, otros bajan más, otros suben y bajan de un modo diferente. Al final del periodo de 24 horas podemos, más o menos, agrupar las temperaturas finales en «grupos»: un grupo (ver Figura 12.3 en la página anterior) en torno a -3.5, otro en torno a 3.0 y otro, el más numeroso, en torno a 1.5.

Acabamos de imaginar un, muy sencillo pero autentico, *sistema de predicción por conjuntos*.

Refinando la idea de «grupos» en torno a «valores», podemos pensar en *densidad de probabilidad* (PDF), que es algo así como la probabilidad asociada a cada valor de temperatura. Allá donde caigan más curvas color turquesa (Figura 12.3 en la página anterior), más probabilidad tendremos de tener esa temperatura. Ahora nos extendemos en la tercera dimensión de la Figura, la dimensión vertical. Esa PDF esta dibujada en la gráfica en color verde, relleno de amarillo pálido. Una PDF *inicial* centrada en 3 grados, con una forma aproximadamente *normal* (una joroba y bastante simétrica), desde el punto de vista estadístico. Y otra PDF *final*, al final de las 24 horas, con tres jorobas en vez de una, con alturas diferentes, es decir, probabilidades distintas. Nuestro modelo, trabajando 11 veces, ha convertido 11 posibles escenarios iniciales (*condiciones iniciales*) en 11 posibles escenarios finales (*predicciones*), con distintas PDF al inicio y al final.

12.4 Necesidad y objetivos de los sistemas de predicción probabilistas

Volvamos ahora a la Figura 12.2 en la página 165, a la luz de las secciones previas que detallan formulaciones teóricas del problema de la predecibilidad, así como una explicación cotidiana del mismo problema.

Una vez que aceptamos que los modelos atmosféricos deterministas son susceptibles de errores e incertidumbres en algunas situaciones y días del año, si queremos mejorar la predicción del tiempo hemos de volcar nuestras esperanzas en modelos probabilistas. Ahora bien, ¿Cómo generar una PDF representativa del estado atmosférico, en el contexto de los modelos numéricos? Una primerísima aproximación *naive* es la ofrecida en la sección anterior, pero no se trata más que de una figuración simple. Esta es una pregunta que tendrá respuesta fundamentada y detallada en el capítulo siguiente sobre sistemas de predicción por conjuntos (cap. 13 en la página 173). De momento, una vez explorados los fundamentos de la problemática de la predecibilidad (sec. 12.2.3 en la página 166 y sec. 12.3 en la página anterior), podremos establecer los objetivos que esperamos de forma plausible de un sistema de predicción probabilista.

Estimar la función de densidad de probabilidad de los estados de predicción (PDF). El estado atmosférico no va a ser un punto en el espacio de fases, sino que será un región, más o menos compacta, de ese espacio de fases: un conjunto de situaciones plausibles, meteorológicamente hablando, no necesariamente todas con la misma probabilidad, pero todas ellas posibles. Describimos esas probabilidades mediante una función de densidad de probabilidad (probability density function, PDF).

Simular el efecto de las diversas fuentes de error o incertidumbre en la predicción. Existen dos fuentes principales de error o incertidumbre en la evolución prevista por el modelo atmosférico: en las condiciones iniciales y en los parámetros del modelo (sec. 5.3.1 en la página 68). Al describir el estado atmosférico con una PDF, esperamos estimar el efecto de estas fuentes de incertidumbre.

Identificar áreas de predecibilidad potencialmente baja. En la evolución de la PDF atmosférica simulada, habrá regiones del dominio donde se presente más dispersión y por tanto haya, a priori, más incertidumbre. Esas regiones con más dispersión e incertidumbre serán candidatas a regiones con poca predecibilidad.

Calibrar la predecibilidad dependiente del flujo. La predecibilidad atmosférica es mayor o menor según el tipo de situación, es decir, según el patrón o flujo atmosférico. Por eso se dice que la predecibilidad es dependiente del flujo. Mediante un sistema predictivo probabilista pueden establecerse relaciones entre los diversos patrones o situaciones atmosféricas y la predecibilidad correspondiente. Este sería un proceso

de calibración de esa dependencia de la predecibilidad con el flujo.

Permitir al usuario estimar la probabilidad de diferentes escenarios de tiempo. El estado atmosférico, descrito por una PDF, tendrá diferentes posibilidades o escenarios. Con la PDF podemos estimar la probabilidad de los diferentes escenarios, para ello hay muchas técnicas posibles que se irán describiendo a lo largo de este y el capítulo dedicado a SPC (cap. 13 en la página 173).

Evaluar el potencial de fenómenos adversos. Algunos de los escenarios previstos por el sistema de predicción probabilista implicará fenómenos adversos de uno u otro tipo. Conociendo la probabilidad de cada escenario, podemos evaluar las probabilidades de diferentes fenómenos adversos.

12.5 Fenómenos extremos y fenómenos adversos

Fenómeno extremo y fenómeno adverso son términos que se refieren a diferentes conceptos. Los *fenómenos extremos* se caracterizan por su poca frecuencia, fenómenos raros en un lugar, que ocurren pocas veces y, desde el punto de vista climatológico, están en la *cola de la distribución*. Por otro lado, los *fenómenos adversos* son fenómenos de *gran impacto* (el término *alto impacto* suele encontrarse también en la literatura) en la vida humana, impacto social, económico, etc. Hay cierta relación entre *extremo* y *adverso*, pero no directa. Así por ejemplo, una ola de calor en diciembre en España, temperaturas extraordinarias para lo que en diciembre se entiende por normal, e. g. temperaturas de 25 grados, es un fenómeno extremo porque es muy poco frecuente, pero no es un fenómeno adverso. Un ejemplo de lo contrario serían vientos relativamente intensos en una zona costera del litoral cantábrico: no es un fenómeno tan infrecuente, pero sí que es un fenómeno adverso. Ahora bien, muchos fenómenos extremos sí que son adversos y viceversa. En España se dan fenómenos adversos de diversa naturaleza, algunos episodios famosos están ilustrados en la Figura 12.4.

Figura 12.4: Algunos episodios de fenómenos adversos en la península ibérica, composición sobre imagen de la ESA.

Figura 12.5: Ilustración de los episodios MARTIN *y* LOTHAR *(ver texto). ECMWF.*

12.5.1 Episodios adversos europeos Lothar y Martin

Un poco antes de los albores del siglo XXI se estaban gestando los fundamentos científicos y las plataformas técnicas para realizar los primeros sistemas de predicción probabilistas [573]. TIM PALMER y LEONARD SMITH, personalidades que participaron directamente en estos desarrollos, pudieron probar uno de los primeros SPC pioneros del mundo (el SPC del ECMWF, ECENS, 19.3 en la página 299) buscando un lugar adecuado para la observación de un eclipse. La observación de un eclipse no se trata de un fenómeno adverso, pero la metodología es la misma. Pasando a fenómenos adversos de verdad en el dominio europeo, los episodios llamados LOTHAR (Dic 1999) Y MARTIN (Ago 2002), de finales del siglo XX y principios del siglo XXI, respectivamente, fueron casos ideales para ilustrar el potencial de los SPC a la hora de prevenir adecuadamente fenómenos adversos. En el caso LOTHAR se registraron 100 víctimas fatales, 400 millones de árboles perdidos, 3 millones de usuarios sin electricidad durante 20 días, 3 millones de personas sin agua. Tratándose de Europa, se trata de un fenómeno adverso, aunque puede no serlo en otros lugares del mundo donde, por ejemplo, los huracanes pueden cobrarse más víctimas y provocar daños muy superiores. En la Figura 12.5 se muestra cómo ilustraba PALMER este potencial en aquel entonces para los casos LOTHAR y MARTIN. En la parte izquierda de la figura puede verse un lugar de Europa central donde hay lluvias intensas en pocas ocasiones pero, cuando se dan, provocan inundaciones repentinas que pueden hacer llegar el nivel del agua hasta diferentes puntos del edificio de la fotografía, como el episodio MARTIN de 2002. Los mejores modelos deterministas de la época no eran capaces de predecir adecuadamente estos eventos, pues habitualmente los modelos deterministas es difícil que acierten simultáneamente tanto la localización como la intensidad del evento. Sin embargo, el ECENS, SPC con 51 miembros, podía alertar sobre estos episodios intensos, dando precipitaciones intensas en alguno de esos 51 escenarios, mostrados en la parte derecha para el caso del episodio LOTHAR.

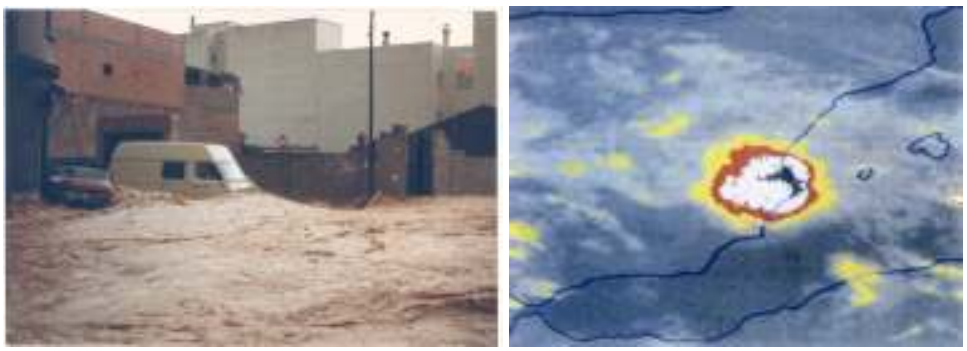


Figura 12.6: Episodio de Oliva-Gandía de 3-4 noviembre de 1987. Izquierda: inundación en Oliva, La Safor, València, foto cedida por el Ayuntamiento de Oliva. Derecha: imagen de satélite infrarroja con realce, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

12.5.2 Caso de Oliva en noviembre de 1987

Un caso de referencia en España es el episodio de lluvias intensas en La Safor el 3-4 de noviembre de 1987 (Figura 12.6 en la página anterior). En Oliva se estableció un récord oficial que aún (2017) no se ha batido: 817 mm en 24 h (en Gandía se registró aún más en dos etapas, sin ser declarado oficial). Al enseñar este episodio en congresos en Europa del norte es un dato que a veces se ha confundido con la precipitación mensual, pero ha habido que explicar con claridad que no, que es precipitación diaria. Para analizar este episodio en detalle, se le dedica un capítulo en la parte de casos (cap. 44 en la página 663). Es un caso claro de fenómeno tanto extremo como adverso.

12.5.3 La singularidad pluviométrica de la Marina Alta y La Safor

En el área mediterránea estas lluvias intensas como la de La Safor 1987 son tremendamente difíciles de predecir. El calor latente del mar, la orografía, la convección profunda y otros factores convierten a estos fenómenos en tremendamente caóticos. Y, si bien son, evidentemente, fenómenos adversos, no son fenómenos tan extremos como pueda parecer. No son tan extremos, al menos en un sentido estadístico, porque sus periodos de retorno no son tan largos: estas lluvias intensas ocurren prácticamente todos los años en alguna zona del área mediterránea y el periodo de retorno, para una localidad o comarca particular, tampoco es muy elevado. Considerando la importancia de casos como el de Oliva y su poca predecibilidad, ilustramos la singularidad pluviométrica de las comarcas de La Marina y La Safor (Figura 12.7) dedicando una sección del capítulo del episodio (sec. 44.1 en la página 664).

12.5.4 Predecibilidad de la precipitación

La precipitación es una variable meteorológica especial. Su extrema variabilidad espacial y temporal, la dificultad para representarla adecuadamente debido a sus altos gradientes y, sobre todo, la tremenda dificultad para predecirla adecuadamente con la precisión necesaria hacen de la precipitación uno de los caballos de batalla del mundo de la predicción del tiempo. La verificación de sus previsiones es también una disciplina especial que requiere metodologías específicas (e. g. métodos espaciales, sección 15.5 en la página 225) y ha dado lugar al nacimiento de los llamados métodos espaciales de verificación. Por todo ello podemos considerar a la precipitación como una de las variables que ostenta, en general, menor predecibilidad. Teniendo en cuenta que es una de las variables de tiempo sensible que demanda más preocupación en el entorno social, su adecuada predicción se convierte en un auténtico reto para los profesionales de la meteorología.

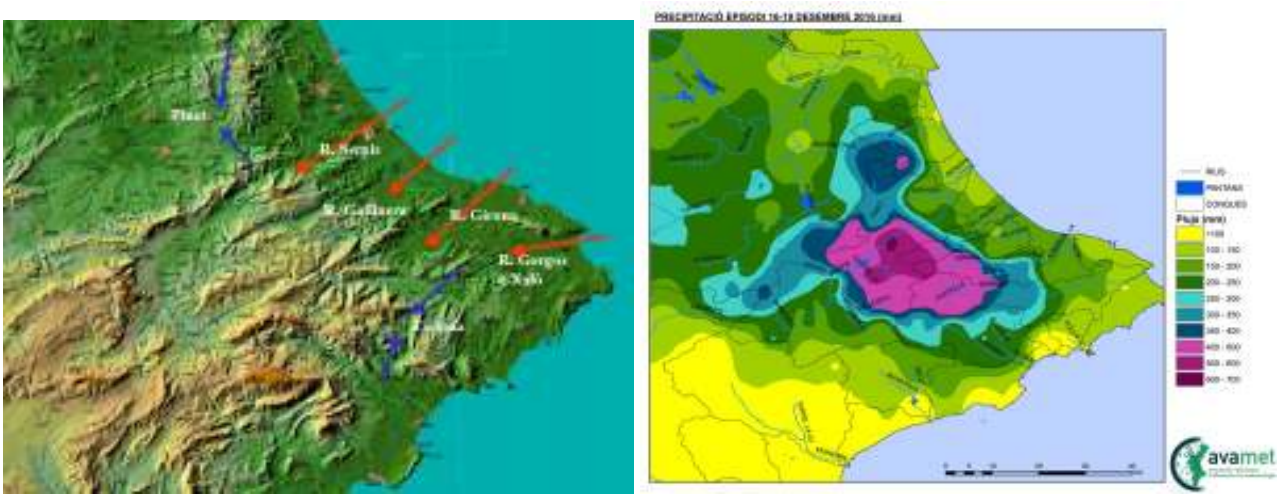


Figura 12.7: Singularidad pluviométrica de la Marina Alta y La Safor. A la izquierda, mapa físico de la Safor, Marina Alta y zonas próximas. Se señalan los ríos principales, la incidencia de los vientos de gregal y algunas zonas de convergencia de sotavento. A la derecha, precipitación en el episodio de 16-19 de diciembre de 2016.

12.6 Predecibilidad y predicción

Comenzábamos este capítulo con la cita del científico KIKURO MIYAKODA, del Geophysical Fluid Dynamics Laboratory de la NOAA, pionero en modelización de las predicciones entre 10-40 días, cita que dice «*La predecibilidad es a la predicción como el romance es al sexo*». El mensaje principal, tan importante como cierto, de la cita es que en la actualidad todo sistema de predicción debe incorporar la predecibilidad de forma natural. En el esquema presentado en la Tabla 12.1, siguiendo a PALMER [476], podemos ver algunos detalles de lo que en el siglo XX conformaba una dualidad que condujo a debate y, en última instancia, al nacimiento de un nuevo paradigma en la predicción del tiempo, como veremos en el capítulo 13 en la página siguiente. En la actualidad se ha trascendido la dualidad: la predecibilidad forma ya parte natural de los sistemas de predicción.

12.7 Conclusiones

Como sistema dinámico, la atmósfera tiene un carácter fuertemente no lineal, lo que implica sensibilidad a las condiciones iniciales (CCII) e impone un límite físico a su *predecibilidad*, o capacidad de realizar una predicción de calidad razonable. Se hace necesario, por tanto, complementar a los modelos deterministas con simulaciones sobre las incertidumbres (CCII y parámetros del modelo), extendiendo el concepto de estado atmosférico al espacio de las probabilidades.

En un sistema de predicción probabilista, definimos el estado atmosférico mediante una función de densidad de probabilidad (PDF), aportando un soporte matemático riguroso en el que el problema de la predecibilidad se define con rigor en términos de la evolución en el tiempo de esa PDF. En ese contexto, el problema de la predecibilidad estriba en la no linealidad del operador evolución del estado atmosférico, lo que implica sensibilidad a las condiciones iniciales y por tanto una limitación en su predecibilidad.

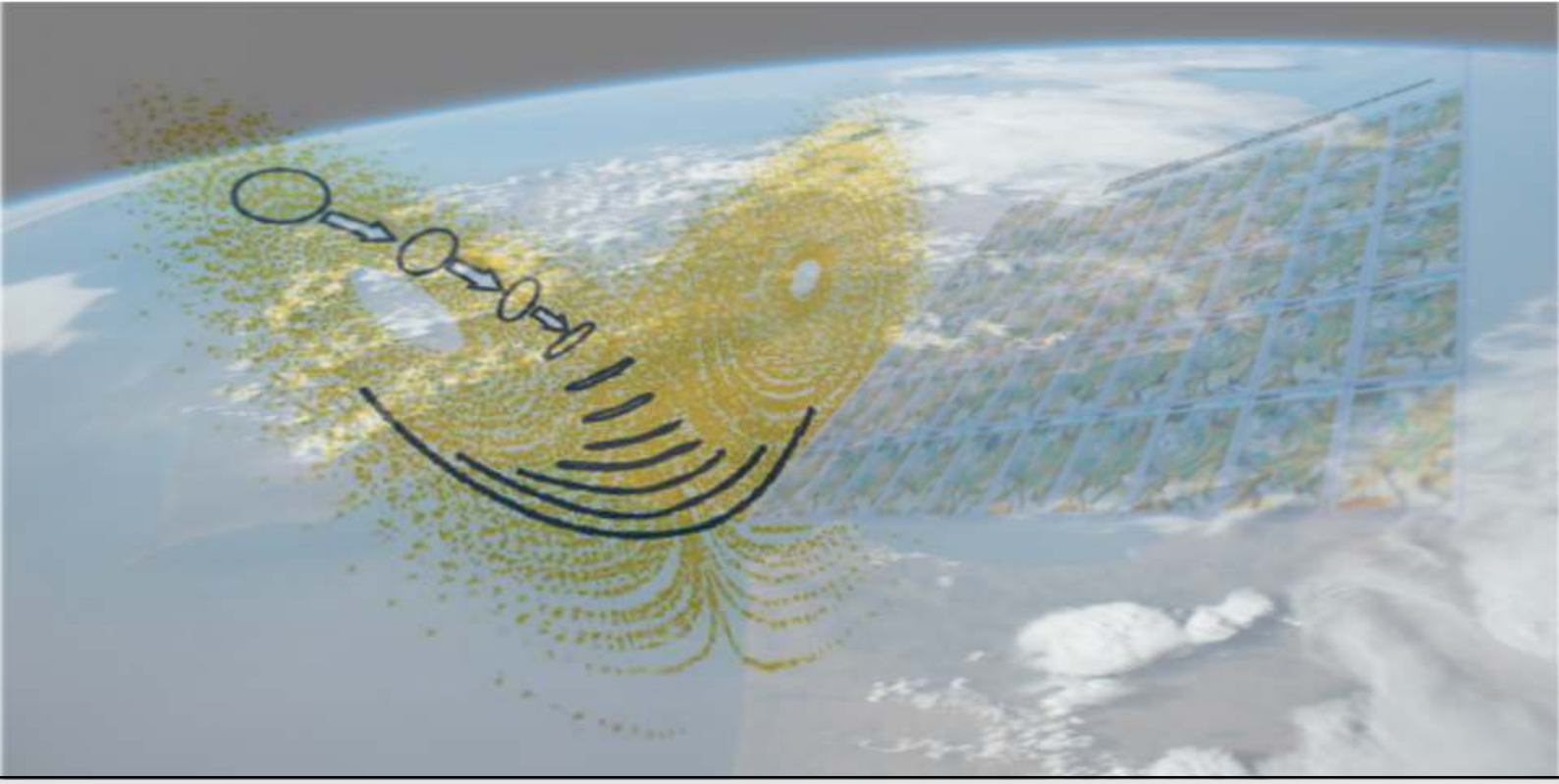
Se hace necesario un buen marco teórico para desarrollar esquemas que representen las incertidumbres en las predicciones, para poder simular las fuentes de error en la predicción y poder representar adecuadamente la PDF del estado atmosférico. Las técnicas emergentes se describen en el capítulo dedicado a los sistemas de predicción por conjuntos.

Los sistemas de predicción probabilistas se hacen especialmente necesarios para predecir adecuadamente tanto los fenómenos extremos (fenómenos de muy poca frecuencia) como los fenómenos adversos (fenómenos de gran impacto social y económico). No son lo mismo, pero mantienen una estrecha, aunque no directa, relación: no todos los fenómenos extremos son adversos y, a su vez, no todos los fenómenos adversos son extremos.

Los sistemas de predicción actuales incorporan la predecibilidad dentro de la cadena que genera predicciones. *Predecir la predecibilidad* es predecir el riesgo meteorológico y climático, un elemento esencial en cualquier sistema práctico cuantitativo de predicción. «*La predecibilidad es a la predicción como el romance es al sexo*» (KIKURO MIYAKODA).

Dualidad obsoleta del siglo XX	
Predicción	Predecibilidad
Enfoque pragmático	Descripción más realista y honesta de la atmósfera
Actividad rentable, seria y productiva	Investigación y desarrollo
Predicciones sujetas a error	Predicciones + incertidumbres
Visión del siglo XXI	
En los centros meteorológicos actuales predicción y predecibilidad son ingredientes integrados de la misma actividad	

Tabla 12.1: Predicción y predecibilidad: una dualidad obsoleta del siglo XX (ver texto).



Sistemas de predicción por conjuntos (SPC) 13

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Ningún hombre es una isla, algo completo en sí mismo; todo hombre es un fragmento del continente, una parte de un conjunto.
>
> *Devociones para Ocasiones Emergentes* – JOHN DONNE

Describimos la atmósfera como un sistema dinámico altamente no lineal. Por su naturaleza, este tipo de sistemas es sensible a las condiciones iniciales, además de serlo a la formulación del modelo, lo que impone un límite físico a su predecibilidad: la atmósfera puede predecirse con cierta exactitud solo hasta un cierto horizonte de predicción en el tiempo. El meteorólogo E. N. LORENZ, en los años 1960 estimó, desde un punto de vista teórico, unos márgenes para ese límite entre 2 y 3 semanas. Asumiendo esta limitación natural de las predicciones deterministas, el único modo de afrontar el reto de hacer predicciones de calidad es introducir la probabilidad de forma natural en los sistemas de predicción. El problema de la predecibilidad se articula entonces en términos de describir el estado atmosférico mediante una función de densidad de probabilidad (en inglés probability density function, PDF) adecuada. De ese modo podremos, además de describir la evolución del estado atmosférico, describir las incertidumbres asociadas a esa evolución. Los sistemas de predicción por conjuntos son la primera aproximación técnicamente plausible con la que se ha realizado esta idea. En este capítulo exponemos los fundamentos básicos de estos sistemas.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos, ensemble, predecibilidad, escenarios, incertidumbre en la predicción atmosférica.

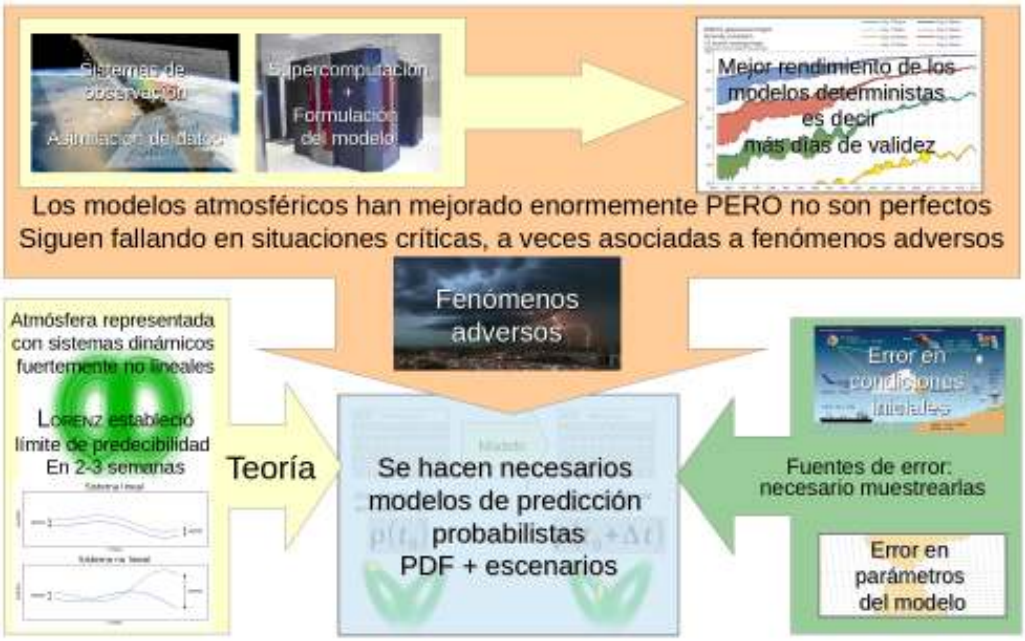


Figura 13.1: Esquema que resume contenidos previos de otros capítulos, mostrando la necesidad de los sistemas de predicción probabilistas (ver texto).

13.1 Necesidad

Como ya hemos descrito en capítulos anteriores (capítulos 5 en la página 55 y 12 en la página 163) los modelos atmosféricos deterministas revolucionaron el mundo de la predicción del tiempo y han mejorado enormemente en las últimas décadas. Los sistemas de observación, en particular los satélites meteorológicos (cap. 7 en la página 89), han supuesto un avance crítico, así como los métodos de asimilación (sección 10.3 en la página 141) de los datos correspondientes en los modelos. La formulación del modelo puede ser, a su vez, cada vez más completa y detallada gracias, en parte, a las mejorías vertiginosas en supercomputación (capítulo 11 en la página 153) que permiten aumentar la resolución espacial y temporal en la descripción de los fenómenos meteorológicos en el modelo. Las medidas objetivas de calidad determinista de los modelos muestran esta mejoría de muchos modos, ya sea con medidas cuantitativas de rendimiento como en su equivalente en términos de periodo de validez de las predicciones (capítulo 15 en la página 213).

Sin embargo, estos modelos todavía están lejos de ser perfectos y siguen fallando en algunas situaciones meteorológicas importantes, como son por ejemplo aquellas en las que la convección juega un papel crucial y, en general, las relacionadas con fenómenos extremos o fenómenos adversos. Hay un número de días del año en que el predictor del tiempo no puede dar al modelo la misma confianza que normalmente, porque es inconsistente, sesgado, en una palabra, poco de fiar. ¿Por qué?

Se requiere investigar la fuentes de error e incertidumbres, profundizando en la teoría subyacente a la dinámica y la modelización. Respecto a las fuentes de error, hemos visto también en capítulos precedentes que hay dos fuentes principales de error e incertidumbre en los modelos: (i) en las condiciones iniciales, debido a la propia imperfección de los sistemas de observación y de asimilación de datos y (ii) en la formulación del propio modelo, tanto en la dinámica como en la parametrizaciones. En lo tocante a la teoría, hemos visto cómo el carácter fuertemente no lineal de los sistemas dinámicos con los que describimos la atmósfera los hace hipersensibles a pequeñas variaciones en las condiciones iniciales, lo que a la postre impone un límite físico a su predecibilidad. El meteorólogo Edward N. Lorenz estudió cómo este límite variaba con la escala espaciotemporal y estimó, para escalas sinópticas, un límite aproximado de 2-3 semanas (para escalas convectivas sería de 3-6 horas). Se hacen necesarios, por tanto, sistemas de predicción probabilistas. Estas ideas quedan sintetizadas en la Figura 13.1.

¿Qué se hacía antes, cuando no se contaba con la posibilidad de desarrollar sistemas de predicción probabilistas?

13.2 ¿Qué se hacía antes de los SPC?

Antes de la aparición, en los años 90 (en la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) empezaron en 1 998 y, sistemáticamente, en 2 000), de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) como herramienta para la predicción, en los centros de predicción operativa se seguían estrategias clásicas para tener en cuenta, de un modo u otro, las *incertidumbres* en las predicciones.

13.2.1 Consistencia entre pasadas

Una comprobación habitual, vigente aún hoy y bastante útil aunque no exenta de cierta subjetividad, es la *consistencia entre pasadas sucesivas del mismo modelo* atmosférico. ¿En qué consiste esta comprobación? Imaginemos que hoy es día D y estamos interesados en hacer una predicción para el día D+2 a las 12 UTC. Disponemos de pasadas de las 00 UTC y las 12 UTC de un modelo atmosférico, por ejemplo el ECHRES (sec. 19.2 en la página 297), modelo determinista del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF), lo que se simplifica habitualmente en jerga de centro de predicción como «pasadas de cero y doce». Para hacer la predicción del día D+2 a las 12 UTC podemos usar la pasada de hoy día D a las 00 UTC (habitualmente disponible en la práctica a las 07 UTC), alcance de T+60. Podemos comprobar también qué decía la pasada inmediatamente anterior para ese mismo momento. Es decir, la pasada de ayer día D-1 de las 12 UTC, alcance de T+72 h:

> Pasada D de 00 UTC + alcance 60 h = válido D+2 a las 12 UTC
>
> Pasada D-1 de 12 UTC + alcance 72 h = válido D+2 a las 12 UTC

En principio, cuanto más reciente es la pasada más fiable es la salida del modelo, pues las observaciones con las que está inicializado son más recientes. Pero no necesariamente y no siempre es mejor la última pasada. En ocasiones (podemos hablar de un 10 % de los casos) la pasada anterior da una mejor aproximación para la atmósfera, por diversas razones (sec. 15.1.1 en la página 214). En cualquier caso, la consistencia entre pasadas sucesivas es un indicativo, subjetivo pero útil, de fiabilidad de las salidas del modelo. Esta comprobación tiene sentido y encaja con la idea, también subjetiva hasta cierto punto, de la fiabilidad que podemos otorgar al modelo en los diversos tipos de situación. Si se nos presenta una atmósfera estable, e.g. predominio de altas presiones, las sucesivas pasadas van a parecerse considerablemente. Sin embargo, si tenemos una situación inestable, e.g. una depresión aislada de niveles altos (DANA) al oeste de Portugal, entonces las pasadas sucesivas pueden parecerse poco. La experiencia de los profesionales de la predicción tiene en cuenta estas pautas, que pueden orientar bastante sobre la confianza en las salidas del modelo.

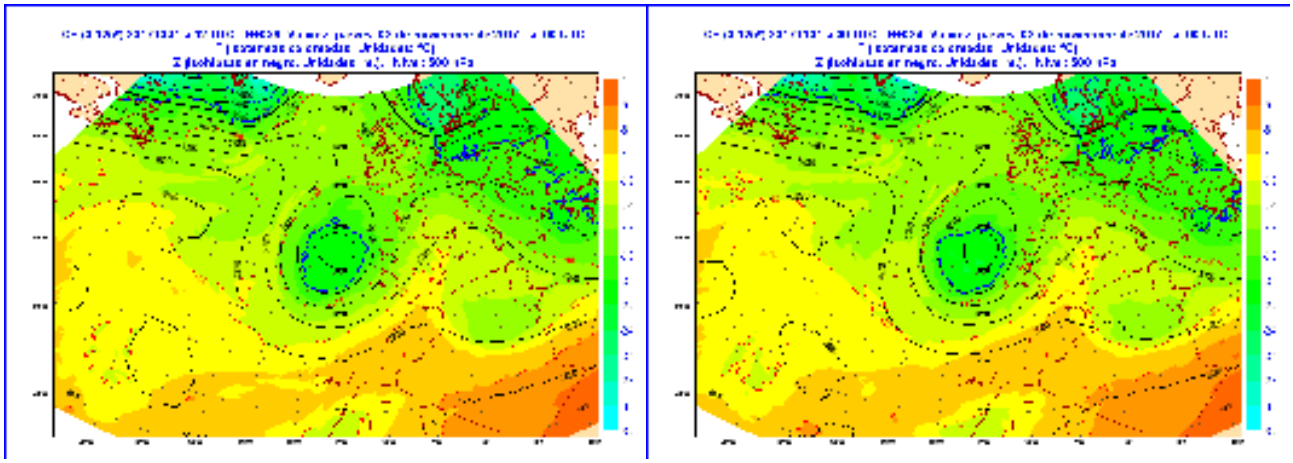


Figura 13.2: Dos pasadas consistentes del mismo modelo válidas para un mismo instante futuro: jueves 2 de noviembre de 2017 a las 00 UTC). Se muestran los campos de altura geopotencial y temperatura en 500 hPa. AEMET 2017.

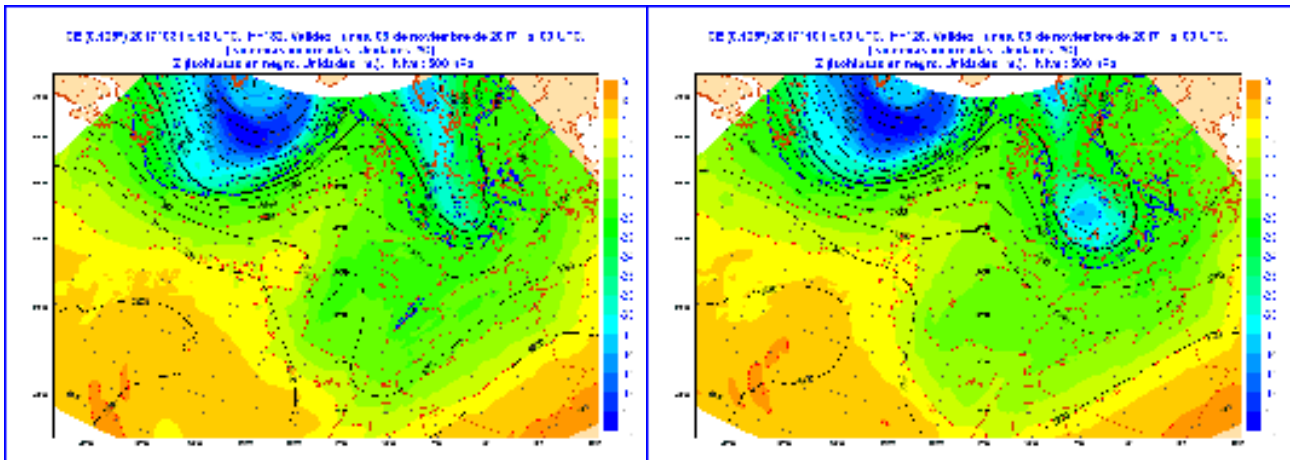


Figura 13.3: Dos pasadas, esta vez inconsistentes, del mismo modelo válidas para un mismo instante futuro: lunes 6 de noviembre de 2017 a las 00 UTC). Los campos son como en la Figura 13.2. AEMET 2017.

Como ejemplo, la Figura en la página anterior muestra las pasadas del 31 de octubre de 2017 a las 12 UTC alcance de T+36 horas, es decir 2017103112+036 (izquierda) y 2017110100+024 (derecha), ambas válidas para el 2 de noviembre de 2017 a las 00 UTC, es decir, 2017110200. Se muestran los campos de altura geopotencial y temperatura en 500 hPa, ingredientes habituales en predicción operativa para diagnosticar la atmósfera en niveles medio-altos, identificando estructuras de importancia y significado dinámico. A escala sinóptica, vemos una dorsal de geopotencial con eje en el Mediterráneo occidental, con dorsal térmica asociada retrasada sobre el área mediterránea peninsular, seguida de una vaguada de geopotencial al oeste de la península ibérica, con núcleo frío, en fase, de -20 ºC. Las dos pasadas muestran escenarios consistentes, por tanto la confianza en el modelo es alta.

Por otro lado, la Figura 13.3 muestra las pasadas de 2017103112+132 (izquierda) y 2017110100+120 (derecha), ambas válidas para 2017110600 (lunes 6 de noviembre de 2017 a las 00 UTC). Se muestran los mismos campos que en la Figura 13.2 en la página anterior para ofrecer una interpretación similar. En esa escala sinóptica, vemos que la dorsal queda ya muy lejos al este (Europa Central), casi fuera del mapa y que la vaguada se ha desplazado hacia el este, pero ha evolucionado de formas distintas en las dos pasadas. A la izquierda vemos una vaguada, sobre Francia, de estructura más afilada, con más vorticidad sobre su eje y con un núcleo relativamente frío de -28º C, mientras que a la derecha vemos una vaguada más redondeada, con menos vorticidad en el eje, con un núcleo frío en fase, más estructurado y más frío que en la otra, de unos -34º C. En este caso, las dos pasadas muestran escenarios relativamente inconsistentes, por tanto la confianza en el modelo no es alta y el predictor tendrá que poner especial atención, sobre todo en el noroeste peninsular y Baleares, donde ese núcleo más o menos frío y más o menos presente podrá provocar actividad más o menos intensa.

13.2.2 Consistencia entre modelos

Una segunda comprobación se hace, en predicción operativa, comparando para una situación las salidas de dos o más modelos diferentes, válidas para el mismo área y momento futuro. Por ejemplo, en el anterior Instituto Nacional de Meteorología (INM) y, según las épocas, podían examinarse las salidas de los modelos inglés, francés, alemán, «centro europeo» (ECMWF), etc. Esta técnica, junto con el auténtico *multimodelo* (subsec. 13.5.2 en la página 182), ha venido a llamarse el *SPC del hombre pobre, poor man EPS* en inglés [22, 166, 509]. La consistencia entre modelos también está relacionada con la situación atmosférica: es dependiente del flujo. Ambas pruebas de consistencia, entre pasadas y entre modelos, pueden combinarse. El profesional de la predicción busca, sobre todo en las situaciones difíciles de predecir, estas pruebas de consistencia para medir el grado de confianza que puede otorgar a los modelos que maneja. En la parte izquierda de la Figura 13.4 en la página siguiente podemos ver predicciones de diferentes modelos globales para un mismo día de 1998, modelos usados, algunos sistemática y otros ocasionalmente, en los años 90 en AEMET. Ese uso debía acompañarse de medidas objetivas de calidad (cap. 15.2.3 en la página 217) de los citados modelos, que podemos ver en la parte derecha de la Figura 13.4 en la página siguiente.

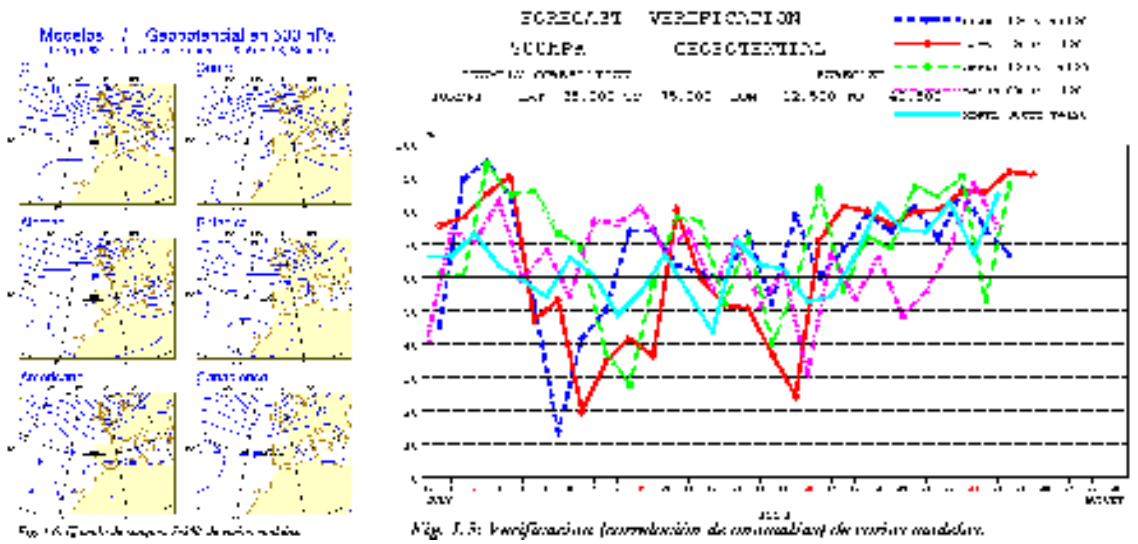


Figura 13.4: Antes de los SPC se utilizaban en ocasiones distintos modelos para estimar y delimitar su predecibilidad, izquierda, acompañando la información con medidas de calidad de los mismos, derecha (ver texto). AEMET 1998 y ECMWF 1998.

Cuando se trata de campos de tiempo presente, como la temperatura, el viento o la precipitación, las diferencias pueden ser más notables. En la Figura 13.5 podemos ver la precipitación acumulada en 24 h, desde el miércoles a las 00 UTC hasta el jueves a las 00 UTC, prevista por dos modelos diferentes. A la izquierda, el modelo ECHRES (sec. 19.2 en la página 297), pasada de 2017103112+036. A la derecha, el modelo HARMONIE-AROME, misma pasada de 2017103112+036. Mientras que los dos modelos ven precipitación de escala sinóptica en el oeste de Galicia, HARMONIE, por su mayor resolución (2.5 km sobre 9 km) y su naturaleza (no hidrostático), es capaz de ver precipitación influenciada por factores de menor escala, como son la orografía o fenómenos convectivos, en zonas como Extremadura, entorno de la Comunidad Valenciana o franja mediterránea al este de Baleares. Para la labor del predictor poder contar con varios modelos aumenta su carga de trabajo pero le brinda más información para evaluar la confianza en los mismos. La inconsistencia entre dos modelos es un factor habitual que obliga a interpretar concienzudamente y aportar un gran valor añadido.

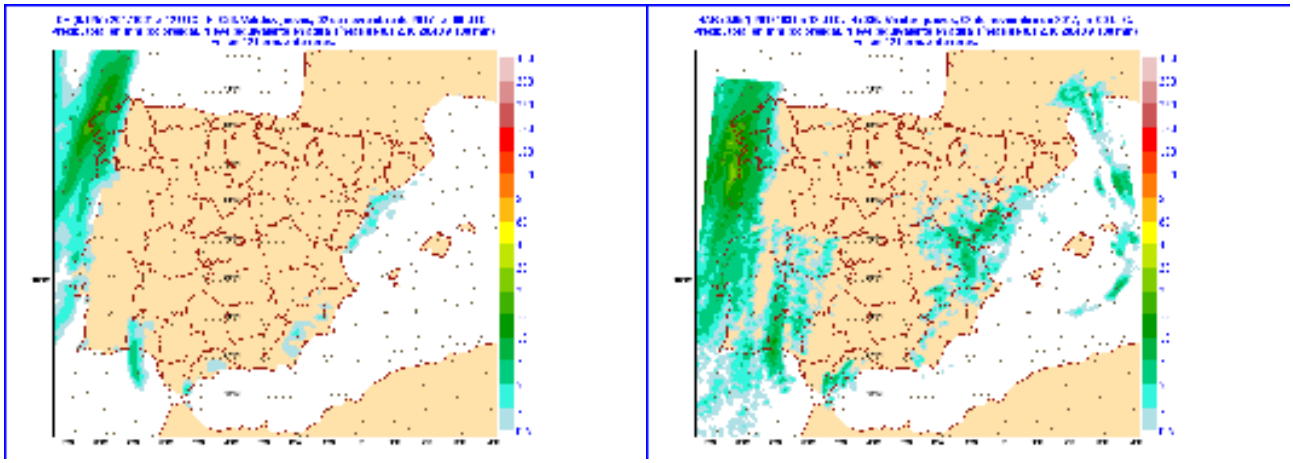


Figura 13.5: Campos de precipitación acumulada de dos modelos, inconsistentes, válidos para un mismo instante futuro: jueves 2 de noviembre de 2017 a las 00 UTC). A la izquierda ECHRES y, a la derecha, HARMONIE-AROME que muestra señal consistente en Galicia pero presenta patrones en otras regiones que no ve ECHRES. AEMET 2017.

13.3 Objetivos de un sistema de predicción probabilista

Una vez que aceptamos que los modelos atmosféricos deterministas son siempre susceptibles de errores e incertidumbres, con graves implicaciones en la predicción de algunas situaciones y días del año, si queremos mejorar la predicción del tiempo hemos de volcar nuestras esperanzas en sistemas de predicción probabilistas. Una vez explorados los fundamentos de la problemática de la predecibilidad (cap. 12 en la página 163), podemos establecer los objetivos que esperamos de forma plausible de un sistema de predicción probabilista.

Estimar la función de densidad de probabilidad (PDF) de los estados de predicción. El estado atmosférico no va a ser un punto en el espacio de fases, sino que será un región, más o menos compacta, de ese espacio de fases: un conjunto de situaciones plausibles, meteorológicamente hablando, no necesariamente todas con la misma probabilidad, pero todas ellas posibles. Describimos esas probabilidades mediante una función de densidad de probabilidad (*probability density function* en inglés, con las siglas PDF).

Simular el efecto de las diversas fuentes de error o incertidumbre en la predicción. Existen dos fuentes principales de error o incertidumbre en la evolución prevista por el modelo atmosférico: en las condiciones iniciales y en la formulación del modelo (secs. 5.2 en la página 62 y 5.3 en la página 68). Al describir el estado atmosférico con una PDF, esperamos estimar el efecto de estas fuentes de incertidumbre.

Identificar áreas de predecibilidad potencialmente baja. En la evolución de la PDF atmosférica simulada, habrá regiones del dominio donde se presente más dispersión y por tanto haya, a priori, más incertidumbre. Esas regiones con más dispersión e incertidumbre serán candidatas a regiones con poca predecibilidad.

Calibrar la predecibilidad dependiente del flujo. La predecibilidad atmosférica es mayor o menor según el tipo de situación, es decir, según el patrón o flujo atmosférico. Por eso se dice que la predecibilidad es dependiente del flujo. Mediante un sistema predictivo probabilista pueden establecerse relaciones entre los diversos patrones o situaciones atmosféricas y la predecibilidad correspondiente. Este sería un proceso de calibración de esa dependencia de la predecibilidad con el flujo.

Permitir al usuario estimar la probabilidad de diferentes escenarios de tiempo. El estado atmosférico, descrito por una PDF, tendrá diferentes posibilidades o escenarios. Con la PDF podemos estimar la probabilidad de los diferentes escenarios, para ello hay muchas técnicas posibles (sec. 13.5 en la página 182).

Evaluar el potencial de fenómenos adversos. Algunos de los escenarios previstos por el sistema de predicción probabilista implicarán fenómenos meteorológicos adversos (FMA) de uno u otro tipo. Conociendo la probabilidad de cada escenario, podemos evaluar las probabilidades de diferentes FMA. Estos FMA, por su naturaleza, aparecen normalmente en la cola de la distribución de la PDF.

Ahora bien, llegó el momento de responder a la pregunta crucial. ¿Cómo generar una PDF que represente el estado atmosférico, en el contexto de los modelos numéricos? (Figura 13.6).

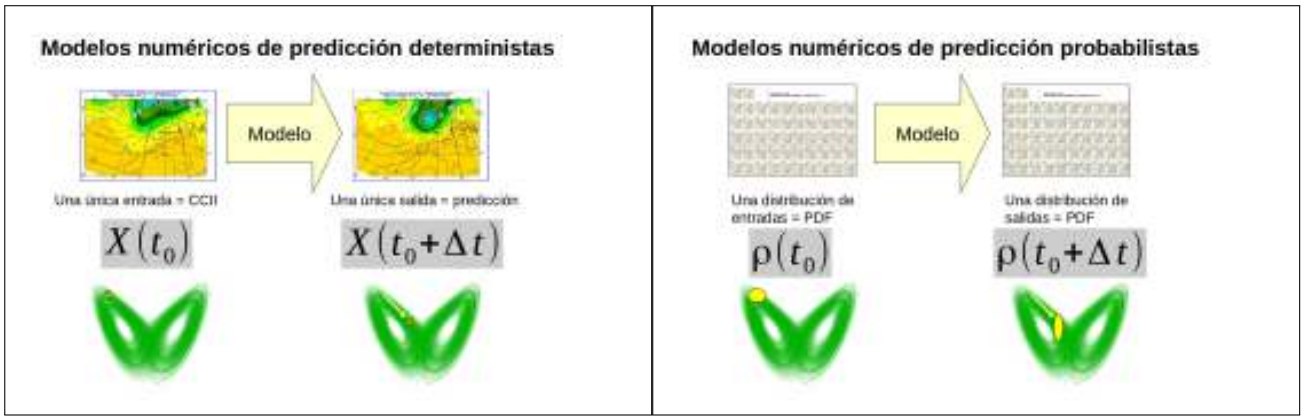


Figura 13.6: ¿Cómo generar una PDF que represente el estado atmosférico, en el contexto de los modelos numéricos? Es decir, ¿cómo pasar de la esquema determinista (izquierda) al esquema probabilista (derecha)? (ver texto).

13.4 Sistemas de predicción por conjuntos (SPC)

Todavía no existe (2018) un formalismo teórico con el que representar las diversas fuentes de incertidumbre en los modelos atmosféricos durante el periodo de predicción. El abordaje teórico del problema de la predecibilidad consistiría por tanto, de forma muy directa, en resolver la ecuación que describe la evolución en el tiempo de la PDF atmosférica, la llamada ecuación de FOKKER-PLANK.

Ecuación de FOKKER–PLANCK, también llamada ecuación de KOLMOGOROV. Esta ecuación describe la evolución en el tiempo de la función densidad de probabilidad, PDF, de la velocidad de una partícula bajo la influencia de fuerzas de resistencia y fuerzas aleatorias, como el *movimiento Browniano*. En el caso de distribuciones de posición, se denomina ecuación de SMOLUCHOWSKI y, entonces, es equivalente a la *ecuación de convección-difusión*. En ausencia de difusión se conoce como *ecuación de* LIOUVILLE (ver *teorema de* LIOUVILLE en la sección 5.1.4 en la página 60). En el caso unidimensional más sencillo, la ecuación de FOKKER-PLANCK tiene este aspecto:

$$\frac{\partial}{\partial t}p(x,t) = -\frac{\partial}{\partial x}[\mu(x,t)p(x,t)] + \frac{\partial^2}{\partial x^2}[D(x,t)p(x,t)] \tag{13.1}$$

donde $\mu(x,t)$ es la *deriva*, $D(x,t)$ el *coeficiente de difusión* y $p(x,t)$ la función *densidad de probabilidad*, PDF, de la variable aleatoria x.

Esta ecuación solo tiene solución analítica bajo circunstancias especiales. Un modelo atmosférico típico contiene unas $10^8 - 10^9$ variables aleatorias o grados de libertad, lo que hace computacionalmente inabordable integrar la ecuación de FOKKER-PLANCK o incluso la de LIOUVILLE.

Dado que actualmente (2018) resulta inabordable resolver esta ecuación, los métodos investigados con éxito a finales del siglo XX se basan en explorar el espacio de estados atmosféricos plausibles descrito en la sección 5.1.4 en la página 59. Esta exploración puede ser total, tipo método de Montecarlo, o selectiva, seleccionando algunos aspectos más importantes a la hora de muestrear.

El primer paso sería medir el estado inicial de la atmósfera, pero ya sabemos que no puede conocerse con exactitud: los datos del análisis (sec. 10.3 en la página 141) contienen siempre un error que sólo podemos estimar. Esta inexactitud en la medida del estado atmosférico conduce a admitir la existencia de un gran número de estados o condiciones iniciales compatibles con las medidas realizadas. Usando un solo modelo, que predecirá un único estado futuro de la atmósfera, podremos generar múltiples predicciones, cada una de ellas determinista, tomando como punto de partida condiciones iniciales ligeramente diferentes pero igualmente probables, caracterizando así, con estas múltiples predicciones, la incertidumbre en la predicción[365].

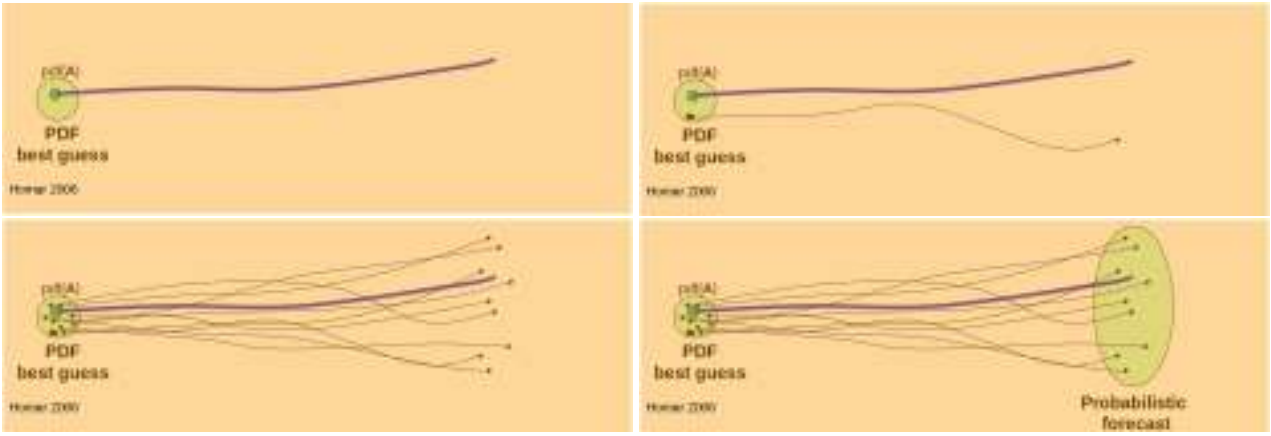


*Figura 13.7: Exploración del espacio de estados atmosféricos plausibles: se toma una muestra de estados iniciales, construyendo así una buena aproximación (*best guess *en inglés) de la PDF del estado inicial. Esos estados iniciales se hacen evolucionar independientemente, en la ilustración primero uno, luego otro y luego el resto de modo que, finalmente, podemos delinear una estimación de la PDF de estados atmosféricos previstos, lo que viene a llamarse sistema de predicción probabilista (ver texto) (imágenes de* VÍCTOR HOMAR*).*

Así pues, la exploración empieza por tomar, o construir, muestras de estados iniciales y haciendo evolucionar cada uno independientemente, para obtener una serie de estados previstos. De este modo construimos una estimación de la PDF inicial, así como una estimación de la PDF discretizada en los diversos momentos de la evolución del sistema. En la Figura 13.7 en la página anterior se ilustra esta idea. En estrecha relación con los métodos de asimilación (sec. 16.1 en la página 250), sí que existen formalismos para estimar la estadística del error en las condiciones iniciales, e. g. función de coste J en análisis variacional (ec. 16.6 en la página 253) y, aunque todavía está en desarrollo el terreno común de la asimilación de datos por conjuntos, EDA (sec. 16.2.5 en la página 254), los resultados alumbran un camino claro a seguir.

Esta generación de predicciones igualmente probables introduce la concepción de predicción probabilista. Una aproximación práctica a la misma usando modelos atmosféricos es la denominada sistemas de predicción por conjuntos, SPC.

Además de muestrear las incertidumbres en condiciones iniciales, es necesario introducir también el muestreo de las incertidumbres y errores debidos al modelo (cap. 17 en la página 263). En la práctica y, describiéndolo de un modo menos teórico, las técnicas de generación de SPC pueden dividirse así en dos grandes grupos, según que se hagan perturbaciones en las condiciones iniciales o perturbaciones en el modelo, para muestrear las incertidumbres correspondientes.

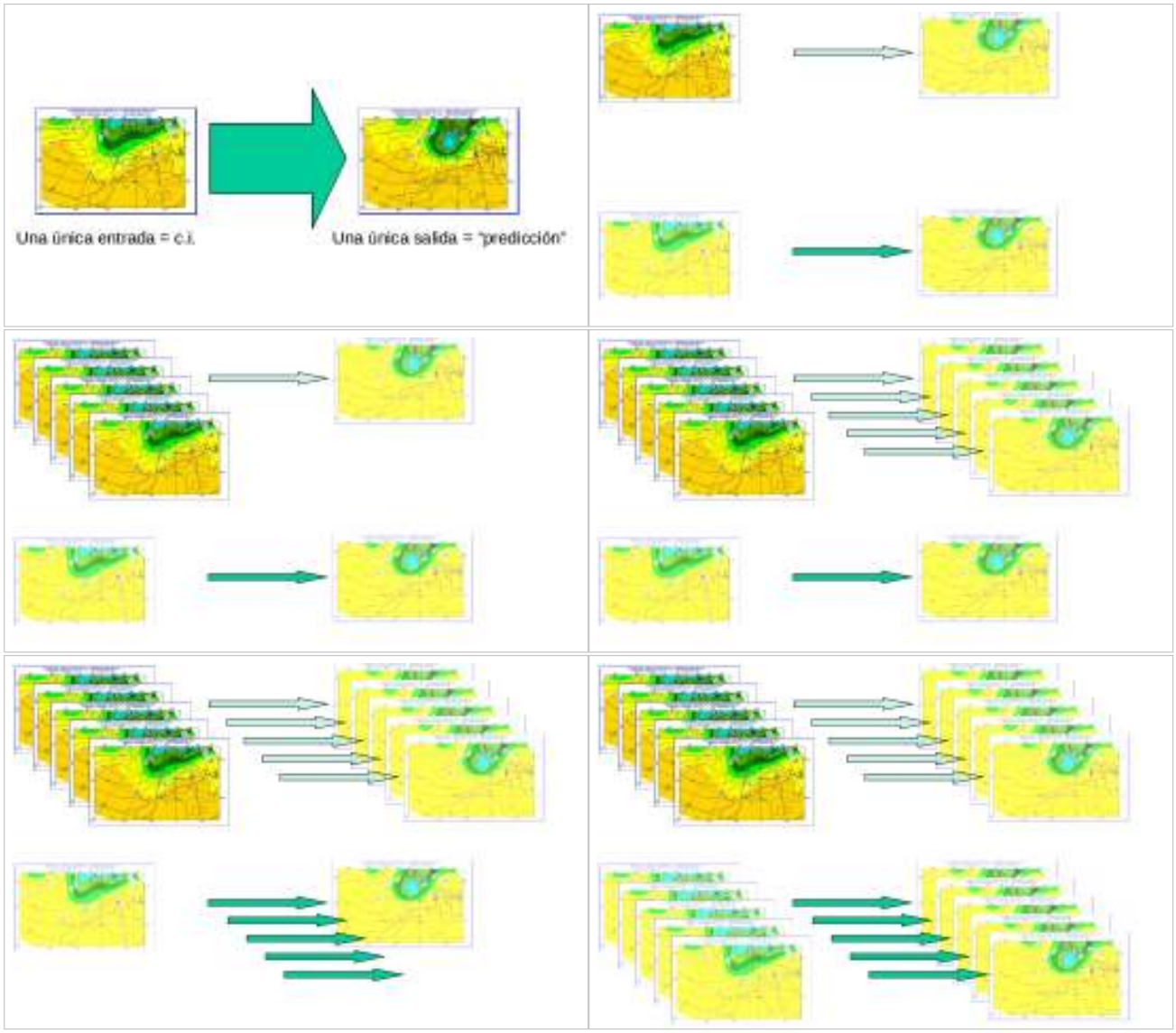


Figura 13.8: Dado el esquema conceptual de cómo funciona un modelo numérico, fila de arriba, aparecen los dos grandes grupos de métodos de generación de SPC en la práctica: perturbaciones en las condiciones iniciales, fila del centro y, finalmente, perturbaciones en el modelo, fila de abajo (ver texto).

En la Figura 13.8 en la página anterior se ilustran estos dos grandes grupos. En la imagen superior izquierda tenemos el esquema, ya presentado en varias ocasiones, de cómo funciona un modelo numérico determinista de predicción: una condición inicial (mapa izquierdo), un modelo (flecha verde simbolizando el proceso de predicción) y una predicción (mapa derecho). En la imagen superior derecha preparamos dos métodos de perturbaciones: en CCII arriba y en modelo abajo. En la fila central se ilustra la perturbación en las CCII: se genera una muestra de diversas CCII similares, pero no idénticas (izquierda) y, para cada una de ellas, se usa el modelo para hacer la predicción y saber el estado final, de modo que tendremos una serie de predicciones distintas (derecha). En la fila inferior se ilustra la perturbación en el modelo: a partir de una única condición inicial se usan diversas versiones del modelo (izquierda) para obtener diversas predicciones (derecha).

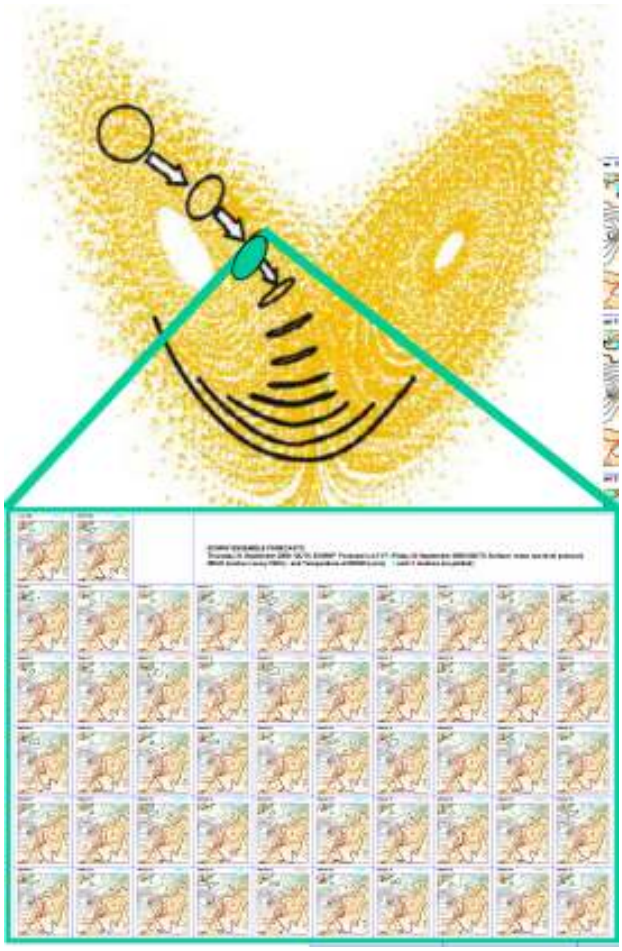


Figura 13.9: ¿Qué es un sistema de predicción por conjuntos? Es un sistema que intenta estimar la evolución de la PDF atmosférica (elipse turquesa en el dibujo) mediante un conjunto de escenarios atmosféricos plausibles, tanto iniciales como previstos (sellos en el dibujo) en el periodo de predicción.

13.4.1 ¿Qué es un SPC? Miembros y escenarios

Con los conceptos introducidos en secciones y capítulos previos, estamos en disposición de definir un Sistema de Predicción por Conjuntos, SPC (Ensemble Prediction System, EPS en inglés): es una aproximación probabilista a la predicción numérica del tiempo, en forma de sistema que intenta estimar la evolución de la PDF atmosférica mediante un conjunto de escenarios atmosféricos plausibles, tanto iniciales como previstos en los sucesivos instantes del periodo de predicción. Esta concepción se ilustra en la Figura 13.9.

Con diferentes métodos, se computa un conjunto de condiciones iniciales plausibles y un conjunto de predicciones válidas o escenarios para un determinado rango temporal y para la misma zona geográfica. A esas predicciones o escenarios los denominamos *miembros* del SPC. Esperamos de este conjunto que satisfaga una serie de propiedades:

- Es una estimación, discreta, de la PDF del estado atmosférico esperado.
- Nos permite pensar en diferentes escenarios, consistentes con las condiciones iniciales y el modelo.
- Nos da información cuantitativa, detallada y explícita de la incertidumbre en la predicción y, por ende, de la predecibilidad, así como del potencial de fenómenos adversos, que aparecerán normalmente en la cola de la distribución de la PDF.
- Tradicionalmente y debido al coste computacional, los miembros de los SPC son usualmente de menor resolución que los modelos deterministas. Sin embargo, en la estrategia del ECMWF (sec. 19.4 en la página 303) para el periodo 2016-2025 está el centrar sus esfuerzos principales en su ECENS (sec. 19.3 en la página 299), de modo que el ECHRES ya no abarcará la mitad de los recursos computacionales. En ese sentido, estamos en el umbral de una nueva era en la que las predicciones se realizarán usando principalmente SPC.

Los SPC se producen operativamente en muchos centros de predicción del tiempo y el clima repartidos por todo el mundo (cap. 26 en la página 393). Destacan como pioneros en este aspecto el European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) [434], los Centros Americanos de Predicciones Ambientales, National Centres for Environmental Predictions, NCEP [608] y el Servicio Meteorológico Canadiense, Meteorological Service of Canada, MSC [484].

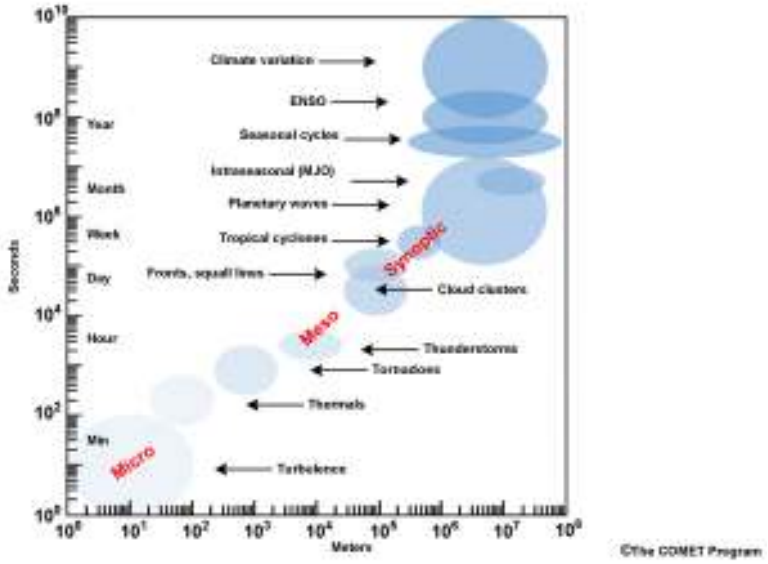


Figura 13.10: Relación entre escalas espaciales y temporales para los distintos fenómenos meteorológicos. COMET.

13.5 Diseño de SPC

13.5.1 Escalas y plazos

Al igual que sucede con los modelos atmosféricos deterministas, los SPC heredan de la dinámica atmosférica subyacente la relación íntima entre las escalas de tiempo espacial y temporal que ilustra la Figura 13.10: fenómenos de más tamaño se desarrollan y tienen su ciclo de vida en tiempos más largos (sec. 6.3 en la página 83) [461]. De este modo, los SPC globales cubriendo el planeta entero describen de forma natural los fenómenos de escala planetaria y sinóptica y se utilizan idealmente para predicciones de medio y largo plazo (sec. 4.2.3 en la página 39), estacionales, anuales y, más allá, para proyecciones del clima y del cambio climático. Los SPC regionales están asociados naturalmente a fenómenos sinópticos o de mesoescala alpha (cap. 21 en la página 319), siendo ideales para predicción en el corto plazo (sec. 4.2.2 en la página 38). Los SPC, por último, de mesoescala y escala kilométrica o convectiva son óptimos para la predicción a muy corto plazo y la vigilancia o nowcasting dado que resuelven explícitamente la convección (sec. 4.2.1 en la página 37).

13.5.2 SPC globales

En la práctica hay muchos métodos dentro de cada grupo de los dos mencionados anteriormente, perturbaciones en la condiciones iniciales o en el modelo. En conjunto, esta metodología formaría una disciplina que podríamos llamar diseño de SPC a la que se dedica una parte de este libro, un capítulo de perturbaciones en condiciones iniciales, otro sobre las que se hacen en el modelo y un tercer capítulo con aquellas realizadas en las condiciones de contorno. Aquí damos un breve resumen de técnicas, sin entrar en excesivo detalle, para tener una perspectiva general.

Montecarlo. Se generan muchos estados iniciales de manera aleatoria, sin seleccionar aquellos que puedan resultar más críticos [285, 581]. Fue uno de los primeros métodos propuestos para generar SPC de estados iniciales [289, 365, 442].

Time-lag o desfase temporal. Se usan predicciones de diferentes pasadas, es decir predicciones hechas con varios análisis consecutivos en el tiempo, técnica llamada a menudo *lagged average forecast*, LAF [285, 386, 486]. Dado que cuanto más reciente es el análisis más calidad suele tener la predicción, opcionalmente puede usarse una ponderación, en cuyo caso se llama *scaled LAF*, SLAF [168].

Multimodelo. Se combinan salidas de varios modelos, con o sin pesos. Esta técnica se probó con excelentes resultados en el Experimento de Ensembles de Mesoescala y Tormenta, Storm and Mesoscale Ensemble Experiment, SAMEX [108, 207, 215, 247, 297, 349, 475]. Se comparó la técnica multimodelo a base de modelos TIGGE (sec. 26.1 en la página 394) con el ECENS (sec. 19.3 en la página 299) calibrado y sin calibrar, resultando muy difícil obtener mejor rendimiento que las combinaciones multimodelo [247].

Multianálisis. Se combinan distintas integraciones del mismo modelo inicializado con diferentes análisis. Usando diferentes técnicas de asimilación caracterizamos las incertidumbres asociadas a las condiciones iniciales [215, 475]. Tomando diferentes modelos globales como distintas condiciones iniciales se consigue mejor rendimiento que con un solo modelo [185, 332, 349, 672].

Métodos perturbativos en el análisis. Se generan perturbaciones en los subespacios donde el error en las condiciones iniciales crece más rápidamente, dependiendo del flujo atmosférico, identificando así selectivamente los componentes activos que dominarán el crecimiento del error. Se trata de muestreo selectivo, en oposición a Montecarlo que no lo es. Ejemplos de estos métodos son los *vectores singulares* (ECMWF [82, 258, 270, 434]), los *vectores criados* (NCEP [331, 608, 609, 611]), las diferentes variedades de *filtros de* KALMAN, e.g. LETKF [301, 546] o la puntera *asimilación de datos por conjuntos*, EDA [53, 60, 298, 301].

Multiparametrizaciones o multifísica. Se utilizan diferentes parametrizaciones de la física con el mismo modelo para muestrear las incertidumbres del modelo [15, 298, 578, 625, 626].

Perturbaciones estocásticas. También se trata de muestreo selectivo y con perturbaciones, pero para el error del modelo. Se perturban las parametrizaciones para muestrear los errores del modelo en escala submalla [45, 81, 471, 562, 563].

A los métodos anteriores pueden añadirse métodos de posproceso estadístico [207, 230, 512, 572] a los que se dedica el capítulo 14 en la página 201. Todos los métodos mencionados, con el apropiado esfuerzo de compatibilización, pueden combinarse para producir SPC y, de hecho, actualmente es bastante común usar varias técnicas. E. g. En ECMWF se combinan las técnicas vectores singulares, EDA y parametrizaciones estocásticas [471]. La combinación de multimodelo, multianálisis con modelos globales y posproceso estadístico avanzado se ha venido probando con éxito y operacionalmente en el servicio meteorológico americano, National Centres for Environmental Prediction, NCEP [163, 256, 257, 580, 645], también en las costas noroeste [237] y noreste [326] de EE. UU., en el SPC de corto plazo de la Universidad de Washington [237].

13.5.3 SPC regionales

Los modelos regionales, en inglés Regional Circulation Model (RCM) o de área limitada, Limited Area Model (LAM), pueden usarse para generar SPC regionales, normalmente para su uso en el corto plazo, mientras que los globales quedarían para el uso en el medio y largo plazo.

Las fuentes de error en los SPC regionales son las mismas que en los globales, añadiendo ahora el efecto de las condiciones de contorno laterales, lateral boundary conditions, LBC. Éstas, junto con las condiciones iniciales, aportan una buena parte de la dispersión y la calidad que un SPC regional necesita (sec. 21.4 en la página 328). Una primera manera de generar SPC regionales por perturbación de condiciones de contorno es lo que llamaremos multicontorno.

Multicontorno: utilizar varios modelos globales como condiciones de contorno para nuestro SPC regional.

Downscaling. Otra manera usual de generar un SPC regional es hacer reducción de escala, downscaling (cap. 10 en la página 137), de un SPC global [307]. Opcionalmente, puede seleccionarse un subconjunto de miembros del SPC global mediante alguna técnica de agrupamiento [400, 401, 435]. En cualquier caso, los miembros del SPC global se utilizarán como condiciones iniciales y de contorno para el SPC regional.

Normalmente, las perturbaciones del SPC global desarrollan un rendimiento óptimo en el medio plazo a escala sinóptica, por lo que suele ser necesaria alguna técnica adicional. Se puede hacer multianálisis o multicontorno, i. e. correr el mismo modelo inicializado con diferentes análisis o conducido por diferentes condiciones de contorno. Al igual que con los SPC globales, pueden combinarse diferentes técnicas para producir SPC regionales. E. g. en AEMET se han estado generando SPC para el corto plazo combinando las técnicas multimodelo, multianálisis y multicontorno, uno llamado AEMET-SREPS [215] (cap. 21 en la página 319) y otro llamado AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339).

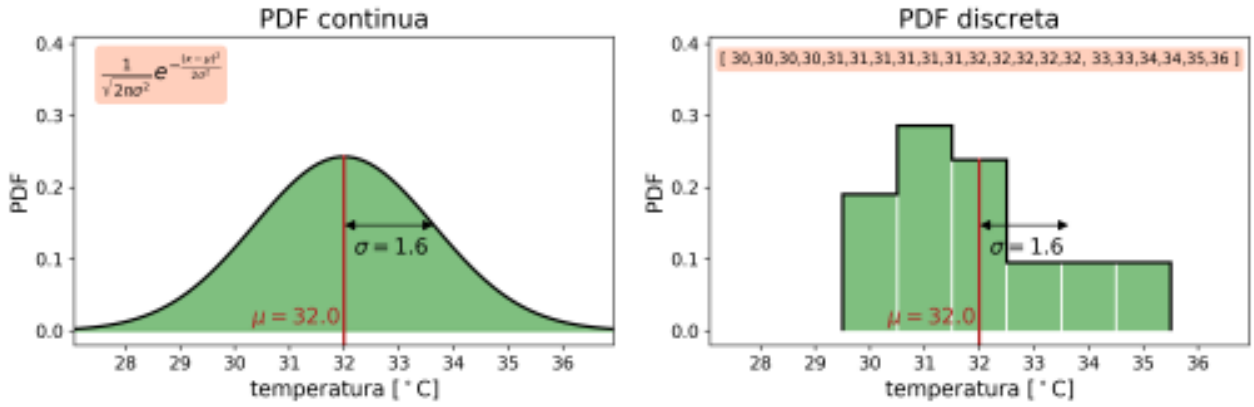


Figura 13.11: Izquierda: distribución de probabilidad. Derecha: distribución de frecuencia. Los detalles se abordarán a lo largo de la sección.

13.6 Representación de la incertidumbre

En el contexto de los sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) tratamos con variables denominadas *aleatorias*. En cada punto de malla del dominio del SPC, en cada instante en el tiempo y para cada parámetro meteorológico (temperatura, viento, precipitación...) tenemos una variable que podemos considerar aleatoria (toma valores, en principio, aleatorios, ver sección G.1.3 en la página 1008), donde los valores que nos brinda el SPC son una *muestra* de la *población* de valores plausibles. Esa muestra es una distribución, discreta o continua, de valores y contiene mucha información sobre la incertidumbre en la predicción del estado atmosférico, incertidumbre que puede representarse de forma cuantitativa, detallada y explícita. Describiremos aquí una serie de conceptos asociados y de técnicas importantes para representar la incertidumbre en la distribución:

- Distribuciones de probabilidad y de frecuencia.
- Medidas de de centralización: media, mediana, moda.
- Medidas de dispersión: desviación típica y rango intercuartílico
- Medidas de posición: máximo y mínimo, mediana y percentiles.
- Densidad de probabilidad (PDF) y probabilidad acumulada (CDF).

Por otro lado, algunas ideas y técnicas se mencionarán por completitud, pero para profundizar en ellas nos referiremos a otros capítulos:

- Técnicas de agrupamiento: están relacionadas con la dispersión y con la simplificación fiable de la información.
- Valores extremos y carácter extremo de una distribución: tienen que ver con la identificación y el tratamiento de situaciones que se hallan en la cola de las distribuciones climatológicas.

13.6.1 Distribuciones de probabilidad y de frecuencia

Consideremos una variable aleatoria x cuya naturaleza desconocemos, al menos *a priori*. Su *distribución de probabilidad* es una función, normalmente teórica, que a cada suceso o valor de x (o intervalo de valores) le asigna una probabilidad asociada. Esta distribución de probabilidad contiene información completa sobre el comportamiento de la variable aleatoria x, pero a priori no tenemos por qué conocer esta distribución. Puede inferirse información sobre la variable aleatoria tomando N valores diferentes de x que pertenezcan a la misma *población* y que llamaremos muestra. En la práctica, suele disponerse de ese conjunto limitado de datos llamado *muestra*, con el que mediante unas tablas apropiadas construimos una *distribución de frecuencia*: se dividen los datos o valores de x en intervalos, asignando a cada intervalo la frecuencia correspondiente. Puede trabajarse con frecuencias absolutas o relativas. Por diferentes motivos, a menudo se realiza un *ajuste* de la distribución de frecuencia para obtener una distribución de probabilidad asociada. La distribución de frecuencia es, habitualmente, de naturaleza discreta: se trata de un conjunto finito de valores y su representación es un histograma de frecuencias (ver, por ejemplo, Figura 13.11 derecha). Por otro lado, la distribución de probabilidad puede ser continua: se trata de una función que cubre un abanico continuo de valores y su representación gráfica es, consiguientemente, en forma de función continua (ver, por ejemplo, Figura 13.6.1 izquierda).

13.6.2 Un ejemplo de predicción probabilista SPC para un lugar y un momento

Como decíamos, en el caso particular de los SPC, para cada punto geográfico, cada instante en el tiempo y cada variable meteorológica el SPC proporciona un conjunto de valores previstos, que llamamos *miembros*. Ese conjunto lleva asociada una distribución de frecuencia. Suponemos que la variable meteorológica es aleatoria en cierto sentido. Sus valores plausibles son una población, con una distribución de probabilidad que no conocemos exactamente. El SPC nos brinda una muestra de esa población: un conjunto limitado, discreto, de valores de esa variable aleatoria meteorológica. En eso precisamente consiste una predicción probabilista para un lugar y un momento.

Una predicción probabilista para un lugar y un momento. Por ejemplo, en el caso de temperatura prevista en Sevilla para el 8 de agosto de 2017 a las 18 UTC, los valores previstos por un SPC podrían ser: 30, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. Construimos la tabla de frecuencias correspondiente, ilustrada en la Tabla 13.1. La media (sec. 13.6.3 en la página siguiente) de los valores es, aproximadamente, 32.0 ºC y la desviación típica (sec. 13.6.5 en la página 189) 1.6 ºC.

T [ºC]	frecuencia absoluta	frecuencia relativa (redondeada)
30	4	0.19
31	6	0.29
32	5	0.24
33	2	0.10
34	2	0.10
35	1	0.05
36	1	0.05
total	21	1

Tabla 13.1: Distribución de frecuencias asociada a los valores hipotéticos previstos por un SPC de temperatura en Sevilla para el 8 de agosto de 2017 a las 18 UTC: 30, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. La frecuencia absoluta es el numero de ocurrencias del valor. La frecuencia relativa es la frecuencia absoluta dividida entre el número total de valores y ha de sumar uno. Esta distribución puede representarse gráficamente en un histograma de frecuencias como el de la Figura 13.21 en la página 195 derecha.

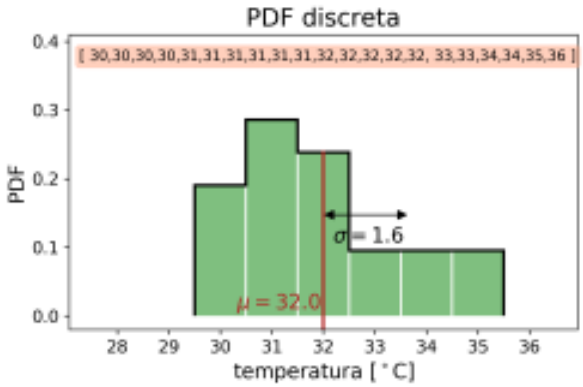


Figura 13.12: Distribución de frecuencia correspondiente a los valores de la Tabla 13.1.

Por simplicidad, hemos construido un ejemplo con 21 miembros solamente y, además, cuyos valores de temperatura son números enteros. En casos más realistas el número de miembros puede ser mayor y sus valores son números reales representados con decimales. En esos casos, los intervalos son los mismos que los usados en la Tabla 13.1, y la frecuencia de cada *clase* o *intervalo de clase* es el número de valores que caen dentro. La marca central de cada clase o intervalo es un número entero, y sus límites son ese número más menos media unidad.

Intervalos de clase en el ejemplo. En el ejemplo que hemos construido, las clases o intervalos de clase, con l marca de cada una de las clases, se reflejan en la siguiente tabla:

intervalo	marca
[29.5, 30.5)	30
[30.5, 31.5)	31
[31.5, 32.5)	32
[32.5, 33.5)	33
[33.5, 34.5)	34
[34.5, 35.5)	35
[35.5, 36.5)	36

Nótese que los intervalos respectivos son semiabiertos: cerrados por la izquierda, abiertos por la derecha, para que no haya solapamientos. Con esta partición en intervalos pueden tratarse valores continuos de la variable aleatoria. Por ejemplo, un valor de 30.9 caería dentro del intervalo [30.5, 31.5) y se asignaría a la marca central de dicho intervalo, es decir, al valor 31 ºC.

13.6.3 Medidas de centralización: media, mediana, moda

El promedio estadístico de una distribución es una primera medida de *centralización*. Aunque es sencillo de calcular, puede desorientar y por ello se debe considerar el uso de la mediana o la moda, o bien acompañar con medidas de dispersión y/o posición.

Promedio o media. Para una PDF continua teórica la media $\bar{x}$ viene dada por:

$$\bar{x} = \int_{-\infty}^{+\infty} x f(x) dx \tag{13.2}$$

Para una distribución de valores discretos:

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} x_i \tag{13.3}$$

Mediana y moda. En una distribución de datos ordenada, la *mediana* es el dato central, aquel que separa la distribución en dos partes iguales. Tiene propiedades estadísticas que la hacen más conveniente que la media: es más *robusta*, es decir, no es sensible a la presencia de valores atípicos (*outliers*) y es más *resistente*, es decir, no depende críticamente de la distribución de probabilidad subyacente. A pesar de ser la mediana más robusta y resistente, se utiliza la media usualmente en centros operativos de SPC, por razones inerciales. Cuando, en una distribución de frecuencia, se agrupan los datos en intervalos, la *moda* es el intervalo con la frecuencia más alta.

Medidas de centralización para el ejemplo. Recordemos el caso de temperatura prevista en Sevilla para el 8 de agosto de 2017 a las 18 UTC, con valores previstos: 30, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36 (medidas en ºC). La media o promedio de los valores es, aproximadamente, 32. La mediana es 32, pues divide a la distribución en dos partes iguales. La moda es 31 pues el valor con mayor frecuencia (ver tabla 13.1 en la página anterior). En este caso media y mediana coinciden, pero no siempre lo hacen: cuanto más asimétrica la distribución, menos se parecen.

13.6.4 Crítica al uso del promedio de un SPC

Dado un SPC, en cada punto de malla y cada instante de tiempo previsto, tenemos una distribución de predicciones para cada variable, e. g. la temperatura y por tanto podemos calcular el promedio de las predicciones de temperatura del SPC en ese punto de malla e instante del futuro. Pero el promedio aritmético de los valores de los miembros de un SPC no es siempre una situación meteorológica físicamente plausible y consistente. Este hecho se debe a que el promedio aritmético es resultado de una operación estadística y no proviene de un modelo atmosférico en el que se garantice que se cumplen las diversas ecuaciones de conservación, continuidad, etc. [78, 79, 94, 215].

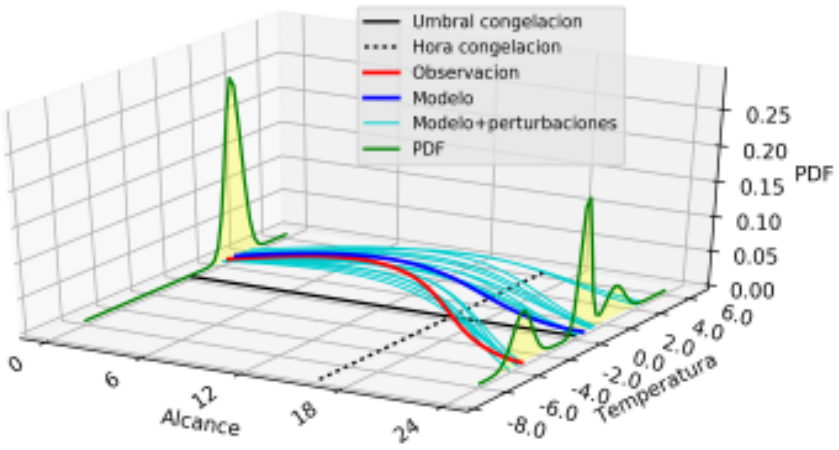


Figura 13.13: Problema de la predecibilidad desde el punto de vista cotidiano de un predictor del tiempo con una PDF inicial en el plano izquierdo, unas curvas de evolución en el plano inferior y una PDF prevista en el plano derecho. (ver texto).

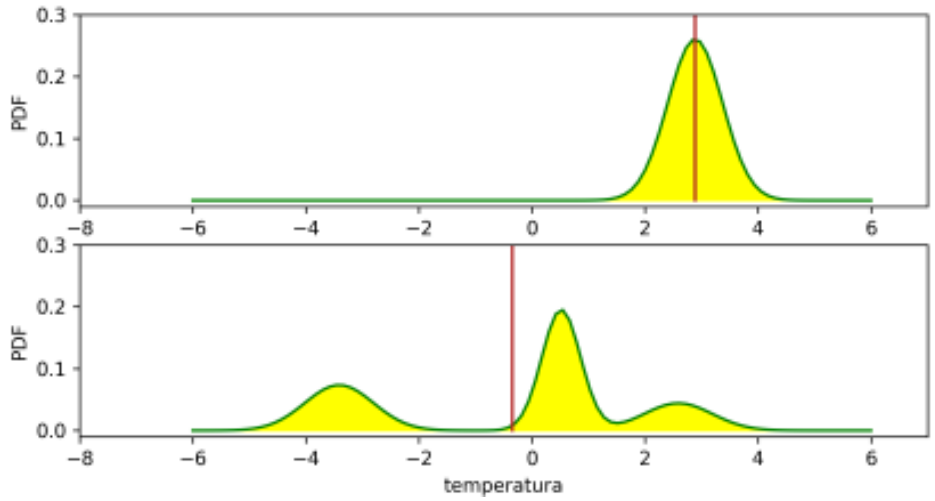


Figura 13.14: Dos PDF de temperatura distintas, arriba una PDF en la que el promedio, en rojo, es una temperatura plausible y otra PDF, abajo, en la que el promedio no es una temperatura plausible porque no está contenida en los intervalos en que la PDF presenta probabilidades no nulas (ver texto).

Por lo tanto, se desaconseja encarecidamente en las guías de predicción utilizar el promedio del SPC si no se hace con extremo cuidado. Sin embargo, el promedio del SPC se dibuja a menudo en mapas junto con la desviación estándar, esta última como medida de dispersión, para ayudar a entender el papel de la dispersión en el flujo atmosférico diario, lo que llamamos la situación atmosférica (puede verse un ejemplo en la Figura 13.16 en la página 190). Ilustraremos esta importante idea de dos modos diferentes.

El primero es un ejemplo relativamente cotidiano, rescatando el ejemplo descrito en la sección 12.3 en la página 167, que se ilustraba en la Figura que reproducimos de nuevo aquí 12.3 en la página 167. En aquel ejemplo se trataba de dar una predicción sencilla de temperatura en un jardín con una estimación de la temperatura inicial y un modelo que calcula la temperatura dentro de 24 horas. Se estimaba una PDF de temperatura inicial y otra PDF que da una estimación de la temperatura prevista en 24 horas, ambas PDF ilustradas ahora con más detalle, arriba y abajo respectivamente, en la Figura 13.14.

Promedio o valor esperado de la temperatura dada su PDF. La curva verde de la Figura 13.14 es la PDF, es decir, la distribución de probabilidad de temperatura que denotamos por $f(T)$, que cumple $\int_{-\infty}^{+\infty} f(T)dT = 1$.

El eje vertical indica la probabilidad de que se de la temperatura indicada en el eje horizontal. La probabilidad acumulada propiamente dicha es el área bajo la curva, en amarillo. La recta vertical roja indica el promedio de la PDF, es decir, la integral $\int_{-\infty}^{+\infty} Tf(T)dT$. Es importante observar que, si la PDF es simétrica y monomodal como en el ejemplo superior, entonces el promedio del SPC es una temperatura plausible, consistente, porque está dentro de la PDF y que, sin embargo, en muchos casos como en el ejemplo inferior en que la PDF está relativamente deformada (trimodal) con respecto a la PDF inicial, el promedio del SPC no es una temperatura plausible, consistente, porque no está dentro de la PDF: como hemos insistido anteriormente, esta propiedad es de suma importancia para el uso de predicción probabilista en meteorología.

El segundo modo de ilustrar la idea será mediante el atractor de LORENZ (sec. 5.2.3 en la página 65) en la Figura 13.15 en la página siguiente. El hecho de que el promedio entre varios puntos no esté necesariamente contenido en el atractor conduce a que el promedio del SPC no sea necesariamente una situación meteorológica consistente. Desde el punto de vista práctico, las situaciones representadas con puntos verdes en el atractor, corresponden a dos sellos (sec. 27.2.1 en la página 408) del SPC, marcados con rectángulos verdes en la figura. El promedio, punto negro, no se corresponde con ningún sello.

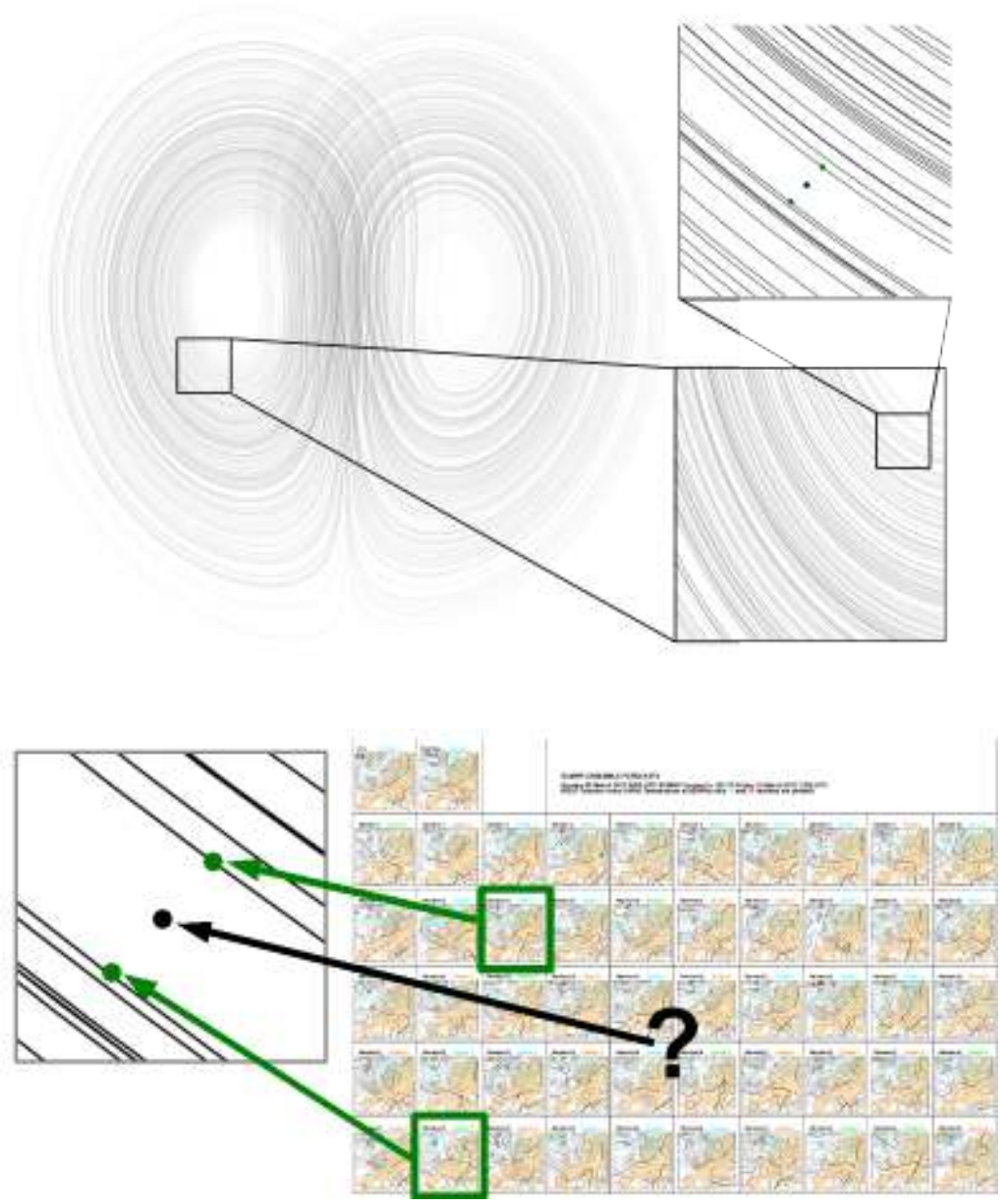


Figura 13.15: Arriba podemos ver dos ampliaciones sucesivas de una región del atractor de LORENZ. *Abajo se amplía aún más la región de interés. Los puntos verdes representan predicciones de dos miembros del SPC para un momento dado. El promedio entre ambas, el punto negro no es, en este caso y tampoco en general, una situación o estado plausible pues no está contenido necesariamente en el atractor.*

No obstante, a pesar de lo dicho sobre el promedio del SPC, éste cumple una propiedad estadística que también es de suma importancia, pero por otros motivos: individualmente, presenta mejor calidad determinista que cualquier miembro del SPC tomado por separado o, enunciado de otro modo, el valor esperado de un campo previsto dada su PDF es una predicción de más calidad, habilidad, destreza o pericia (sec. 15.2.3 en la página 217) que los miembros individuales del SPC [365]. Esta propiedad está relacionada con el hecho de que el promedio filtra lo poco probable, mostrando los rasgos más probables de la PDF y resulta de suma utilidad en el contexto de la verificación de SPC (sec. 15.7 en la página 227). En cualquier caso, el objetivo principal y el uso primordial de un SPC *no puede, no debe ser, utilizar el promedio del SPC como predicción determinista per se*.

13.6.5 Medidas de dispersión

Hemos presentado en primer lugar las medidas de *centralización*, una primera propiedad de las distribuciones de probabilidad o estadísticas que nos describe su naturaleza de forma, quizá excesivamente, resumida. Presentamos ahora la *dispersión*, otra propiedad que completa la información resumida sobre una distribución: la centralización no es suficiente, pues hay distribuciones muy distintas con la misma media, mediana o moda. Así como la centralización resume los datos centrales o alguna representación adecuada de los mismos, la dispersión indica cuán esparcidos o dispersos están los datos de la distribución. En términos muy visuales, a más dispersión, más «esparcimiento» y menos «apelotonamiento». En la práctica, existen diferentes medidas estadísticas para la dispersión de una distribución. Entre las más usuales y sencillas tenemos la desviación estándar [609, 662] y el rango intercuartílico [662].

Desviación estándar y varianza. En SPC, un modo simplificado de representar la incertidumbre es restringirse a la dispersión. La desviación estándar de la PDF, relacionada con el momento de orden dos, cuantifica la desviación de los miembros del SPC con respecto al promedio del mismo, con las mismas unidades que la variable prevista y se utiliza usualmente como medida de dispersión [609, 662]. La desviación estándar σ es la raíz cuadrada de la varianza $\sigma = \sqrt{\sigma^2}$. La expresión teórica de esta última para variables continuas es:

$$\sigma^2 = \int_{-\infty}^{+\infty} (x-\bar{x})^2 f(x)dx \qquad (13.4)$$

donde x es la variable aleatoria, $\bar{x}$ su promedio y $f(x)$ la función de densidad de probabilidad. En el caso de variables discretas, que es la expresión más utilizada en computación en la práctica:

$$\sigma^2 = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(f_i-\bar{f}\right)^2 \qquad (13.5)$$

donde f_i es el valor previsto por el miembro i y $\bar{f}$ es el promedio del SPC, es decir, el promedio de las N predicciones. Esta medida puede calcularse para cada punto de malla, cada alcance predictivo y cada variable meteorológica. σ puede interpretarse como una estimación del error de la predicción determinista de modo que, cuanto más alta la desviación, es decir, la dispersión, más incierta es la predicción.

El $N-1$ del denominador en la ecuación 13.5 corresponde a la desviación estándar insesgada. Una medida adimensional de dispersión es el coeficiente de variación:

$$\sigma_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \qquad (13.6)$$

Rango intercuartílico, inter quartile range, IQR. Viene dado por [323, 662]:

$$IQR = q_{75} - q_{25} \qquad (13.7)$$

donde q_{75} y q_{75} son, respectivamente, los percentiles 75 y 25 de la distribución. El IQR es más *robusto* y más *resistente* que la desviación estándar. Más robusto, por que no es sensible a la presencia de valores atípicos (*outliers*). Y más resistente, por que no depende de asumir una distribución de probabilidad subyacente u otra. A pesar de ser ello, σ se utiliza usualmente en centros operativos de SPC.

Dispersión para el ejemplo de Sevilla. Sigamos con el caso de temperatura prevista en Sevilla para el 8 de agosto de 2017 a las 18 UTC, con valores previstos: 30, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. La desviación típica (sec. 13.6.5) es, aproximadamente, 1.6 ºC. Los percentiles $p_{25} = 31$ y $p_{75} = 33$, por lo que el rango intercuartílico es $IQR = p_{75} - p_{25} = 33 - 31 = 2$ ºC.

Robustez. Comparación de media con mediana y desviación típica con rango intercuartílico. Imaginemos una predicción probabilista, similar a la del ejemplo de Sevilla, pero con un valor atípico debido a un modelo que ha *cascado*. Los valores previstos ahora son 10, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. Contrastemos las medidas comentadas en uno y otro caso.

distribución	original	con un outlier
media	32.0	31.0
mediana	32.0	32.0
desviación típica	1.6	5.0
IQR	2.0	2.0

Se comprueba claramente que tanto la media como la desviación típica son sensibles a los valores atípicos, mientras que la mediana y el rango intercuartílico son más robustos: su valor no cambia en presencia de un outlier.

Relación entre dispersión e incertidumbre. En este contexto, los SPC son una herramienta idónea para estimar la evolución temporal de la PDF en forma de un conjunto de estados atmosféricos individuales seleccionados, cada uno de ellos físicamente plausible. *La dispersión de estos estados da una información explícita, cuantitativa y detallada de la incertidumbre en la predicción [609, 611] y por ende sobre la predecibilidad*. Es decir, cuanta más (menos) dispersión, menor (mayor) es la predecibilidad. Este hecho es un punto de ruptura con respecto a los modelos deterministas.

Crecimiento de la dispersión. Los SPC no son propios del medio plazo, también son importantes en el corto plazo. En los años 90 en AEMET se comenzó utilizando los SPC para el medio plazo, al principio como apoyo al modelo determinista de mayor resolución, asumiendo que la incertidumbre crece significativamente a partir del medio plazo, pero no en el corto. Más tarde se sistematizó la evaluación metódica de la dispersión, mediante grupos y supergrupos, y la predicción puramente probabilista con mapas de probabilidad, etc., pero se seguía asociando los SPC al medio plazo. Actualmente se acepta al fin que la incertidumbre crece significativamente o no dependiendo del flujo atmosférico de modo que, aunque la incertidumbre sinóptica a menudo empieza a ser significativa en el medio plazo, hay numerosos días del año o situaciones en que la incertidumbre en escala convectiva es crucial y, por tanto, es significativa desde un plazo muy temprano. Se trata de un problema de escalas: según la escala de interés, el crecimiento de la dispersión y la incertidumbre puede o no ser significativo.

Mapas de promedio y dispersión. En este libro insistimos repetidas veces en que el promedio del SPC no es necesariamente una situación meteorológica plausible. Sin embargo, el promedio suele dibujarse acompañando a la dispersión en unos mapas que tienen suma utilidad, para predicción operativa, como orientación sobre áreas con poca predecibilidad a priori. En la Figura 13.16 se muestra un ejemplo de predicción de altura geopotencial del SPC ECENS sobre Europa, válido para el 09-03-2017 a las 00 UTC, pasada de 05-03-2017 a las 00 UTC, alcance de T+96. La altura geopotencial es un parámetro dinámico que permite describir convenientemente el comportamiento atmosférico en escala sinóptica. La desviación estándar, como medida de dispersión, se presenta en colores morados, mientras que el promedio del ensemble se dibuja en isohipsas, es decir, isolíneas de altura geopotencial. La desviación estándar está representada en las mismas unidades. Podemos ver que se prevé más dispersión sobre las áreas de Túnez y del mar Egeo, a ambos lados de una DANA mediterránea, dispersión asociada a la incertidumbre en la posición de la misma. Así mismo se prevé más dispersión en el lado occidental de una vaguada en Europa del norte, asociada a la incertidumbre en la magnitud de la profundidad de la misma. Estos mapas se abordan con detalle en la sección 27.5 en la página 418. La dispersión puede evaluarse mediante otra aproximación, que es la agrupación, vista con excelente detalle en la sec. 27.4 en la página 412.

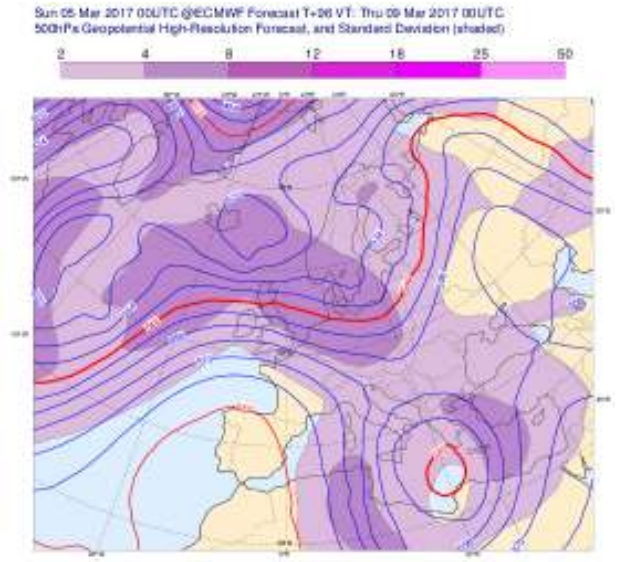


Figura 13.16: Mapa de promedio y dispersión del SPC ECENS sobre Europa (ver texto).

13.6.6 Medidas de posición

Después de presentar las medidas de centralización y dispersión, presentamos las de posición que, a menudo, son indicadores más *robustos* y *resistentes* de ciertas propiedades, como ya hemos ido adelantando. Si ordenamos la distribución de valores previstos (seguimos, cómo no, con el ejemplo anterior de Sevilla), hay unos valores especiales a tener en cuenta:

El mínimo y el máximo delimitan todos los valores. El mínimo deja a su derecha el 100 % de los valores y el máximo deja a su izquierda el 100 % de los valores

Mediana es el nombre dado al valor central. Deja a su izquierda el 50 % de los valores y a su derecha el otro 50 % (cuando el número de valores es par, no hay valor central, y se hace el promedio de los dos valores centrales).

Percentiles son aquellos valores que dividen a la distribución en partes dadas. Por ejemplo, el percentil 25 deja a su izquierda el 25 % de los valores y el percentil 75 deja a su izquierda el 75 % de los valores. Vemos, por ejemplo, que la mediana es el percentil 50, que el mínimo es el percentil 0 y que el máximo es el percentil 100.

Medidas de posición en la predicción probabilista para Sevilla. En el ejemplo anterior de la temperatura prevista para Sevilla, recordemos que los valores previstos eran (estaban ya ordenados) 30, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. Tenemos que:

- Mínimo = $p_0 = 30$
- Máximo = $p_{100} = 36$
- Mediana = $p_{50} = 32$
- Percentil 25 = $p_{25} = 31$
- Percentil 75 = $p_{75} = 33$

13.6.7 Valores atípicos (outliers)

Los conjuntos de datos pueden incluir, ocasionalmente, valores denominados atípicos. Los *valores atípicos*, por diversas razones, son valores que no son tenidos en cuenta por resultar sospechosos: pueden ser demasiado altos, demasiado bajos, quedan en general fuera del rango de valores considerados aceptables.

Valores atípicos en la predicción probabilista para Sevilla. En el ejemplo anterior de la temperatura prevista para Sevilla, podríamos tener valores atípicos si el conjunto de miembros fuera, por ejemplo: 10, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. Vemos que hay un 10 en lugar de un 30 en el primer lugar de la lista. Esos 10 ºC, a priori, son sospechosos de ser un valor atípico.

En ocasiones la sospecha puede requerir una exploración, para contrastar la plausibilidad del dato, que eventualmente podría ser posible y tendríamos que aceptarlo. Ese contraste puede ser una exploración de las salidas del modelo correspondiente a ese miembro, es decir, buscar el origen del dato. En algunos ámbitos el contraste es de naturaleza simplemente estadística: pueden por ejemplo, rechazarse todos aquellos valores que queden fuera del intervalo $[Q_1 - 1{,}5IQR, Q_2 + 1{,}5IQR]$, siendo Q_1 y Q_2 los percentiles 25 % y 75 %, respectivamente y siendo $IQR = Q_2 - Q_1$ el llamado rango intercuartílico. El IQR comprende el 50 % central de los datos de la distribución, y el intervalos, más grande, $[Q_1 - 1{,}5IQR, Q_2 + 1{,}5IQR]$ comprende un abanico de datos que, en una buena parte de casos, puede ser considerado como el abanico realista de datos posibles. Todos los datos que queden fuera de ese abanico pueden descartarse y ser considerados valores atípicos.

13.6.8 Diagramas de caja (boxplots)

Los denominados *métodos exploratorios* o *descriptivos* (ver sec. 15.2.2 en la página 216) permiten, precisamente, explorar los datos de una distribución en perspectiva, en conjunto, para percibir algunas de sus propiedades antes de comenzar a estimarlas mediante métodos más refinados. Los *diagramas de caja* o *boxplot* representan valores representativos de la distribución y son tremendamente útiles para hacerse una idea de la distribución en conjunto, sin profundizar en sus detalles. El diagrama de caja es un modo rápido y sencillo de explorar un conjunto relativamente amplio de números de forma muy visual, ofreciendo una idea de una distribución compleja de valores, ocasionalmente con un gran número de ellos. La Figura 13.21 en la página 195 muestra las características de un boxplot, mientras que la Figura 13.18 en la página siguiente muestra varios ejemplos de boxplots, ilustrando además el impacto de outliers en una distribución.

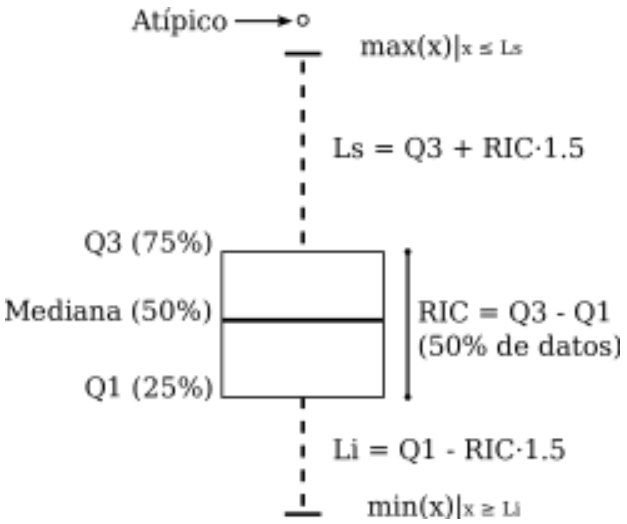


Figura 13.17: Elementos de un diagrama de caja o boxplot. *La caja principal contiene el 50 % de los valores de la distribución, desde el percentil 25 % (Q1), pasando por la mediana (percentil 50 %), hasta el percentil 75 %, es decir, el denominado rango intercuartílico (RIC o IQR, de sus siglas en inglés). Los bigotes (*whiskers*) abarcan, opcionalmente (Figura 13.19 en la página siguiente), desde el mínimo hasta Q1 y desde el Q2 hasta el máximo. Otra opción (adoptada en esta figura), es dejar aparte los valores atípicos (*outliers*), de modo que los bigotes llegan sólo hasta unos límites superior e inferior reducidos, en particular $Q_1 - 1{,}5IQR$ por abajo y $Q_2 + 1{,}5IQR$ por arriba. CC-BY-SA-3.0* https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Boxplot.svg.

Es conveniente, en general, complementar los boxplot con otros métodos exploratorios y, además, con métodos de otras naturalezas, como por ejemplo los métodos orientados a medidas (*scores*) y orientados a distribuciones (ver secs. 15.2.1 en la página 216).

13.6.9 Ejemplos sencillos de predicciones SPC

Cada predicción puntual, en el espacio y en el tiempo, de un SPCS es, así pues, una distribución de frecuencias que indica los valores más probables para la variable meteorológica en cuestión. Conocer las características generales de esa distribución es vital para realizar una buena predicción probabilista, por lo que herramientas como los boxplot, en forma de EPSgramas (sec. 27.8.1 en la página 431) o las CDF, en forma de mapas de probabilidad (sec. 27.6.1 en la página 422), son de crucial importancia para un buen equipo de predicción del tiempo. Diferentes distribuciones tienen diferentes interpretaciones. ¿Es simétrica? ¿Si es asimétrica, hacia qué lado tiende? ¿Tiene mucha o poca dispersión? ¿Sabemos qué variable estamos tratando, para chequear la consistencia de nuestras afirmaciones? En la Figura 13.19 en la página siguiente presentamos seis ejemplos ilustrativos de distribuciones con diferentes propiedades.

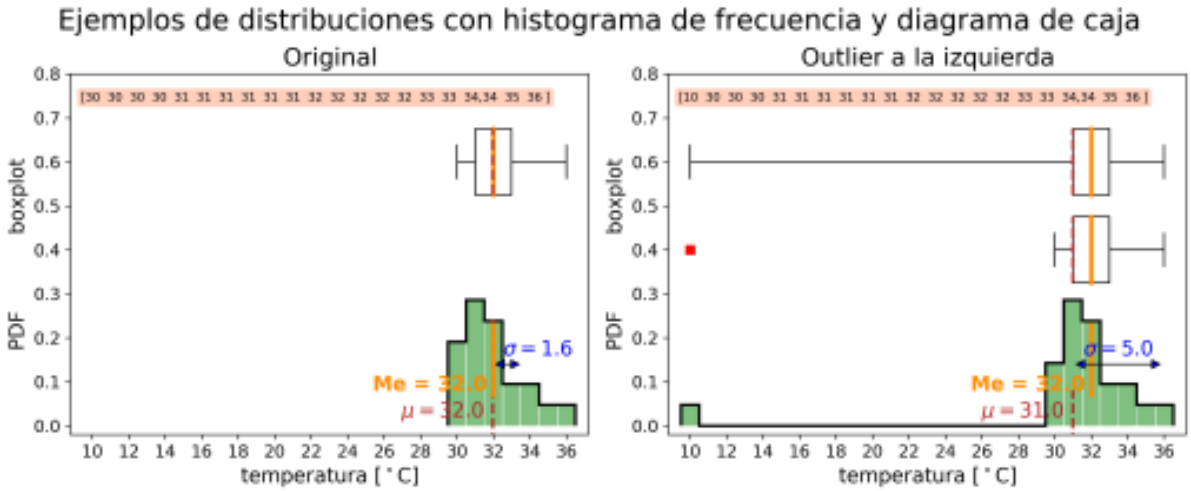


*Figura 13.18: Impacto de los valores atípicos en una distribución, en particular en la del ejemplo de la previsión de temperatura para Sevilla el 8 de agosto de 2017 a las 12 UTC. A la izquierda, la distribución original. A la derecha, la misma pero sustituyendo un 30 por un 10, valor atípico. Para cada predicción (o distribución de valores), mostramos (i) en un cuadro de color salmón la distribución de valores previstos; (ii) el diagrama de caja (*boxplot*) de esos valores con la mediana en naranja y la media en rojo, la caja abarcando el rango intercuartílico (IQR) y los bigotes abarcando desde el mínimo hasta el máximo; (iii) el histograma de frecuencias relativas de esos mismos valores, con el mismo eje horizontal. En la parte derecha pueden observarse dos variantes de boxplot, la inferior dejando el outlier «fuera» marcándolo en rojo.*

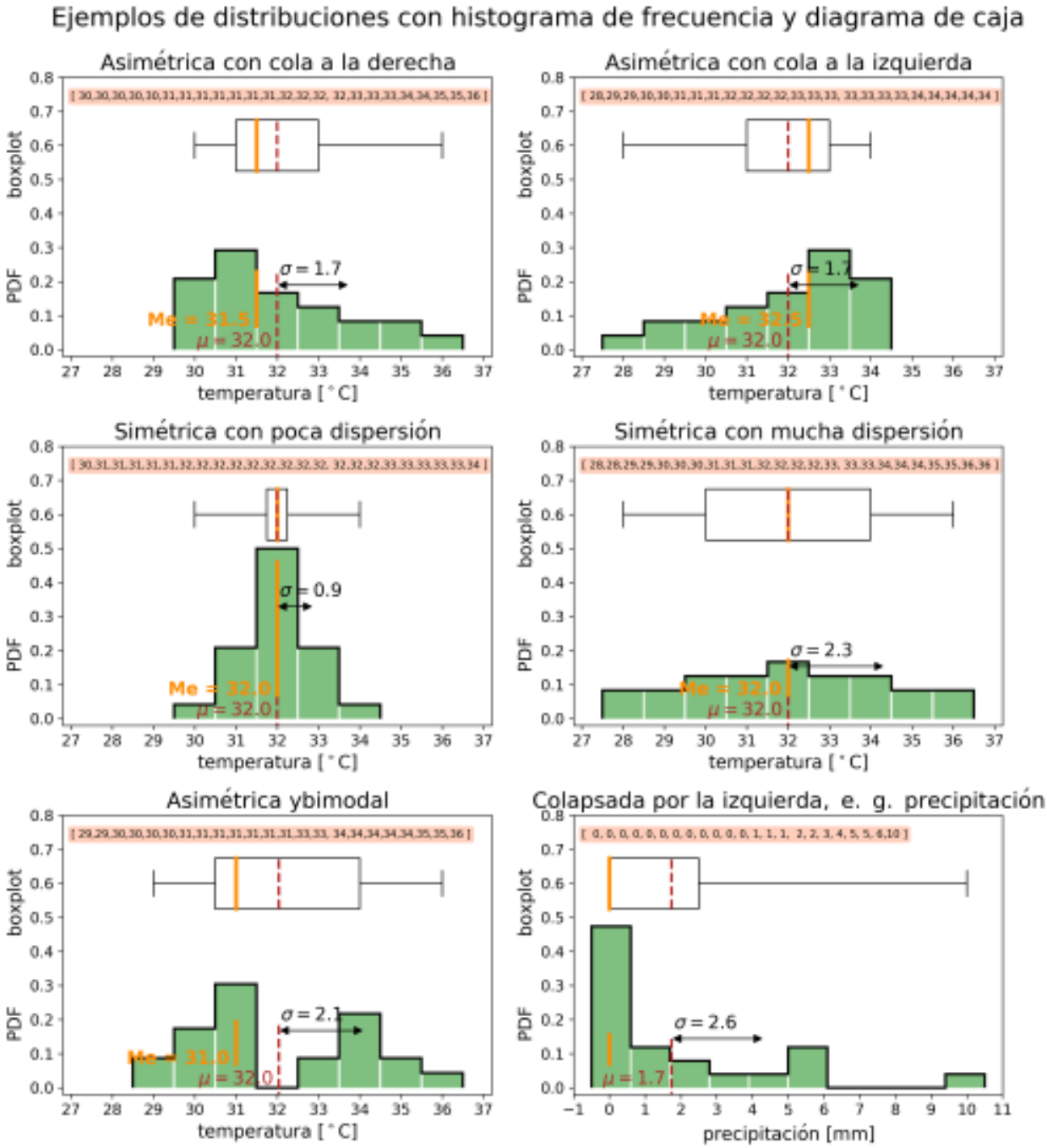


*Figura 13.19: Ejemplos de predicciones SPC en un punto geográfico e instante concreto (e. g. Sevilla el 8 de agosto de 2017 a las 14 UTC). Cada predicción es un conjunto o distribución de valores, que puede representarse de muchos modos. Para cada predicción, mostramos (i) en un cuadro de color salmón la distribución de valores previstos; (ii) el diagrama de caja (*boxplot*) de esos valores con la mediana en naranja y la media en rojo, la caja abarcando el rango intercuartílico (IQR) y los bigotes abarcando desde el mínimo hasta el máximo; (iii) el histograma de frecuencias relativas de esos mismos valores, con el mismo eje horizontal. Presentamos, así, seis predicciones de diferente naturaleza, cada una con sus valores, su diagrama de caja y su histograma; las cinco primeras son de temperatura y la última es de precipitación. Para la temperatura la media es de 32.0 grados en todos los casos, para ilustrar la idea de que la media es un resumen incompleto de la distribución. Fila superior: dos distribuciones asimétricas, con cola a la derecha y con cola a la izquierda. La media y la mediana no coinciden y la caja del boxplot se estira Fila central: dos distribuciones simétricas, una concentrada y otra dispersa. La media y la mediana coinciden, una desviación típica es mucho menor que la otra, correspondiendo a su dispersiones respectivas. Fila inferior izquierda: una distribución asimétrica y bimodal. Obsérvese cómo la media es un valor delicado pues no se corresponde con ningún valor previsto realmente. Fila inferior derecha: predicción de precipitación que, típicamente, contiene muchos ceros, resultando una distribución tan asimétrica que está colapsada a la izquierda, en el cero, y su boxplot sólo presenta de la mediana hacia la derecha, pues el valor es cero para el mínimo, el Q1 y la mediana.*

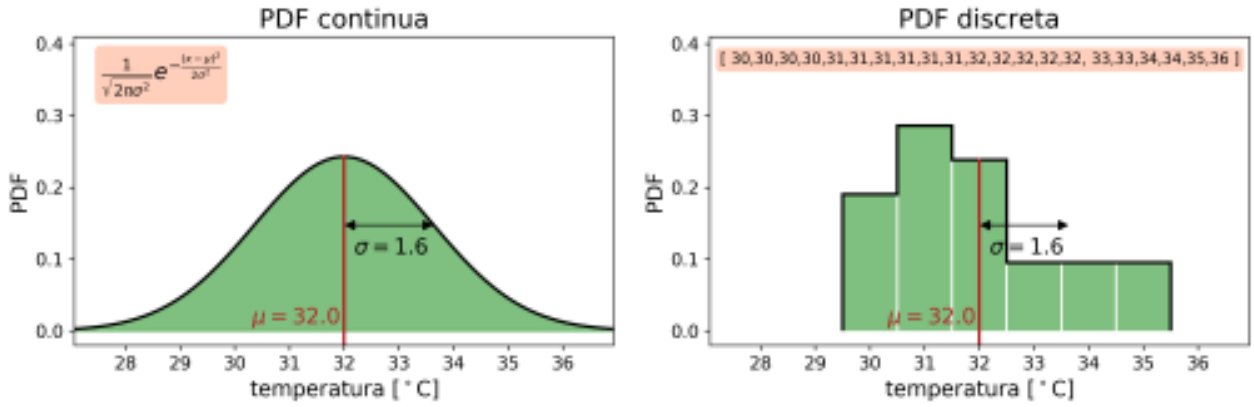


Figura 13.20: Izquierda: distribución continua gaussiana con $\mu = 32{,}0$ y $\sigma = 1{,}6$. Derecha: histograma que muestra, siguiendo con el ejemplo, la distribución discreta de temperatura a 2 m prevista para Sevilla el 08-08-2017 a las 18 UTC por un hipotético SPC (en el punto de malla más cercano a Sevilla). Los valores del promedio y la dispersión para esta previsión son, respectivamente, $\mu = 32{,}0$ y $\sigma = 1{,}6$. En el caso de que quisiéramos ajustar esta distribución discreta a una distribución gaussiana contiua, usaríamos precisamente la distribución mostrada a la izquierda, partiendo de los valores de μ y σ dados, lo cual es una simplificación.

13.6.10 Ajuste de una distribución

Sigamos con nuestro ejemplo de la temperatura prevista para Sevilla mediante una predicción probabilista de 21 miembros: 30, 30, 30, 30, 31, 31, 31, 31, 31, 31, 32, 32, 32, 32, 32, 33, 33, 34, 34, 35, 36. Este hipotético SPC consta de 21 miembros. Cuantos más miembros, más alta será la resolución probabilista de su PDF. La resolución probabilista tiene ventajas que se abordarán con detalle en el capítulo sobre verificación (cap. 15 en la página 213). De momento, baste decir que un SPC con más miembros que otro es más susceptible de capturar una situación atmosférica poco probable. En la Figura 13.20 derecha se muestra en un histograma de frecuencias esta distribución de 21 valores previstos. Si sólo pudiéramos disponer del promedio y la desviación de esa distribución de valores, esa riqueza de información quedaría resumida en dos cantidades: $\mu = 32{,}0$, $\sigma = 1{,}6$. En ocasiones, se pretende ajustar una distribución discreta a una continua por diversas razones, aunque se disponga del conjunto de valores discretos. En esos esos casos se suele recurrir a alguna hipótesis ad hoc o alguna simplificación oportuna. Por ejemplo, podríamos asumir que la distribución poblacional de la temperatura del ejemplo es aproximadamente *gaussiana* (o *normal*) y utilizar una PDF continua teórica con el mismo promedio y desviación que la real, para obtener un ajuste de la misma. Por tanto, estaríamos perdiendo información, simplificando al quedarnos sólo con el promedio y la desviación típica, a cambio de disponer de una distribución continua, que puede ser útil para otros fines. Tomando $\mu = 32{,}0$, $\sigma = 1{,}6$ y aplicando la ec. 13.8, resulta la Figura 13.20 izquierda. Asumiendo que la variable x sigue esta distribución, podemos inferir información sobre el comportamiento de x. Podemos decir que hay un valor central alrededor del cual se distribuyen los valores simétricamente. En ese contexto, σ es una medida de cuánto se desvían los valores respecto de μ, una medida de dispersión, que ya hemos abordado anteriormente. Podemos, también, pensar en σ como un error o incertidumbre media que tendríamos si aproximamos un valor x mediante la media μ. La distribución real no es exactamente gaussiana, pero sí lo es, en general, aproximadamente. Según el contexto, es conveniente trabajar con la distribución conocida de valores (Figura 13.20, derecha), nuestro primer ejemplo o con un ajuste mediante reconstrucción paramétrica (Figura 13.20, izquierda), nuestro segundo ejemplo.

Distribución normal o gaussiana. La PDF gaussiana general sigue la expresión:

$$PDF(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \qquad (13.8)$$

donde σ es la desviación estándar y μ es la media, ambas de la población, mientras que x es la variable aleatoria, en este caso la temperatura.

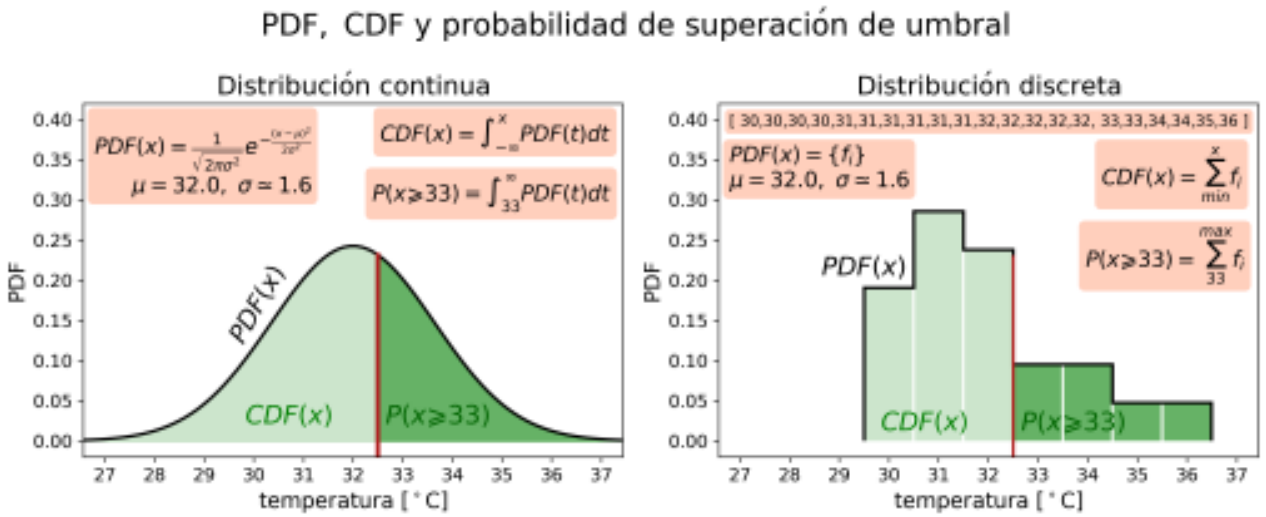


Figura 13.21: Para dos tipos de distribuciones figuradas con datos hipotéticos de temperatura, continua (izquierda) y discreta (derecha) mostramos los conceptos de CDF, PDF *y probabilidad de superación de un umbral meteorológico. En ambos casos el promedio es de 32 ºC y la desviación típica de 1.6 ºC. La distribución continua resulta ser simétrica. Su* $PDF(x)$ *es la curva negra, una* campana de GAUSS. *Su* $CDF(x)$ *es el área bajo la* PDF *hasta llegar al umbral x, en verde claro. La probabilidad de que la variable supere el umbral x es el área bajo la* PDF *desde x hasta el final. La distribución discreta resulta ser discontinua, con la cola hacia la derecha. La* $PDF(x)$*, la* $CDF(x)$ *son conceptos análogos al caso continuo.*

13.6.11 Computación de la probabilidad: PDF, CDF y percentiles

Función densidad de probabilidad, PDF. Una distribución de probabilidad o de frecuencia nos brindan, respectivamente, la probabilidad para cada valor o la frecuencia empírica para intervalo de valores de la variable aleatoria x. El término *Probability Density Function* o *Probability Distribution Function* (*PDF*), se refiere a la distribución de probabilidad o de frecuencia indistintamente, relajando los criterios: dado un valor de x o, alternativamente, una clase, $PDF(x)$ proporciona la probabilidad de que tenga lugar el suceso x. En el caso de la distribución de probabilidad, en forma continua , la representación gráfica (Figura 13.21 izquierda) es una función real de variable real. Se ha de cumplir la denominada condición de normalización:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} PDF(x)dx = 1 \qquad (13.9)$$

En el caso de la distribución de frecuencia, en forma discreta, la representación gráfica (Figura 13.21 derecha) es un histograma de frecuencias, donde la altura de la barra donde está cada x indica la probabilidad del suceso correspondiente.

La condición de normalización en el caso discreto es:

$$\sum_{i=1}^{N} PDF(x_i) = 1 \qquad (13.10)$$

Función acumulativa de probabilidad, CDF. Cuando nos interesa la probabilidad acumulada, es decir, la probabilidad de un conjunto acumulado de sucesos, entonces entra en juego el concepto de función de distribución acumulada o Cumulative Distribution Function (CDF). Si trabajamos con una distribución de probabilidad, la $CDF(x)$ se define en términos de una integral, la integral desde el principio del dominio hasta el valor x, que sería la probabilidad de que ocurra cualquier suceso hasta el valor x:

$$P(X < x) = CDF(x) = \int_{-\infty}^{x} PDF(t)dt$$

Este valor coincide con el área bajo la $PDF(x)$ hasta la vertical correspondiente al valor x (Figura 13.21 izquierda, área verde claro). Por otro lado, la probabilidad de que la variable aleatoria supere un umbral es precisamente la integral desde x hasta el valor máximo, es decir, el área bajo la $PDF(x)$ desde x hasta el final (Figura 13.21 izquierda, área verde oscuro):

$$P(X >= x) = 1 - CDF(x) = \int_{x}^{\infty} PDF(t)dt$$

Percentiles. La operación inversa de la CDF busca cuál es el umbral u que da una probabilidad determinada P. Se definen así los percentiles q_i, que son aquellos valores de dividen la distribución en partes determinadas. E. g. q_{25} viene dado por la expresión $P(X > q_{25}) = 0{,}25$. En general:

$$P(X > q_i) = \frac{i}{100} \tag{13.11}$$

Otros percentiles importantes son la *mediana* $P(X > q_{50}) = 0{,}50$ que divide la PDF en dos partes, los q_{25} y q_{75} que permiten definir el IQR como $IQR = q_{75} - q_{25}$ y, finalmente, el *máximo* y el *mínimo*, $P(X > q_{100}) = 0$ y $P(X > q_0) = 1$, respectivamente.

Las salidas probabilistas de un SPC se computan a partir de la representación de la PDF, que viene dada por los miembros del SPC, tal como se ha venido mencionando anteriormente.

Distribuciones discretas. Computación de probabilidad y estadística en los SPC. Trabajando con un SPC de N miembros, para cada punto de rejilla del SPC, tenemos N valores previstos de una variable dada, e. g. temperatura. Sin más información sobre la calidad, habilidad, destreza o pericia de cada miembro, asumimos la *hipótesis de equiprobabilidad de* LAPLACE y trabajaremos con una PDF discreta en la que todos los valores previstos son equiprobables. Con esas premisas, una estimación de la probabilidad de superar un umbral u de temperatura en ese punto de rejilla está dada por [194]:

$$P(X > u) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} I(x_i > u),\ I(x_i) = \begin{cases} 1 & x_i \geqslant u \\ 0 & x_i < u \end{cases} \tag{13.12}$$

donde las $I(x_i)$ se denominan indicadores. Por construcción, las probabilidades calculadas son discretas $p \in \{\frac{1}{N}, \frac{2}{N}, \cdots, \frac{N}{N}, \}$. La función inversa es la computación de percentiles, es decir, para una probabilidad dada p, cuál es el valor de la variable x para el que $p = P(x)$ [94]. Con este mismo modelo discreto puede calcularse la media, la mediana, la varianza, la desviación típica, etc., tal como se ha descrito previamente. Añadiendo información, puede mejorarse la PDF mediante el proceso llamado *calibración* (ver sec. 13.7.1 en la página 198 y cap. 14 en la página 201), en cuyo caso la computación sería distinta. Para ello suele contrastarse la calidad de predicciones pasadas, usando medidas de calidad (sec. 15.2.3 en la página 218) y suele proporcionarse una PDF continua.

Estos conceptos y herramientas son de suma importancia en meteorología, pues están relacionados con la superación de umbrales críticos relacionados con los fenómenos meteorológicos adversos. La Figura 13.21 en la página anterior derecha muestra los términos equivalentes para una distribución discreta de frecuencias.

13.6.12 Estimación del carácter extremo de la predicción

Los fenómenos meteorológicos adversos (FMA) son de importancia capital en la predicción del tiempo y su adecuada previsión puede salvar vidas humanas y optimizar los recursos económicos y de protección civil. Los fenómenos extremos no son siempre adversos (y viceversa), pero hay una cierta relación. Uno de los mayores potenciales de los SPCS es su gran capacidad para prever fenómenos extremos.

Las siglas EFI significan en inglés *Extreme Forecast Index* (Índice de predicción extrema). El EFI es una cantidad que puede calcularse usando el SPC y su climatología (llamada la climatología del modelo o, para ser más precisos, del SPC) que no es otra cosa que el «historial de predicciones». Para un lugar determinado, se compara la predicción probabilista (la famosa PDF, ver sec. 13.6 en la página 184) con ese historial, y se calcula un número, un índice, que dice «cuán extrema» es la predicción. Dentro de esta metodología se computan dos medidas ampliamente utilizadas: el *Extreme Forecast Index*, EFI y el *Shift of Tail*, SOT. Se desarrollan en detalle en la sección 27.7 en la página 425 sobre predicción del riesgo.

13.6.13 Agrupamiento

Para hacer tratable la información y resaltar partes predecibles, resulta útil normalmente agrupar todos aquellos miembros del SPC similares según una cierta norma, e. g. correlación entre campos, diferencia cuadrática, etc. El resultado de esta agrupación es un número reducido y manejable de escenarios representativos de los distintos grupos, que describen las partes más relevantes de una PDF. Este importante tema se aborda con gran detalle en la sección 27.4.1 en la página 412.

13.6.14 Mapas y gráficas

Resultan imprescindibles para la predicción probabilista los diversos productos derivados de la CDF o su inversa (sección 13 en la página anterior). Habitualmente, se dibujan mapas de probabilidad de superación de umbrales, proporcionando una distribución espacial de probabilidad y, para la distribución temporal de probabilidad, son clásicos los EPSgramas que muestran, para una ubicación geográfica de interés, la evolución temporal de la PDF, usando el boxplot (sec. 27.8.1 en la página 431) como representación gráfica ideal, basado en los percentiles más básicos. Ver Figura 13.22. Estos productos generables a partir de los SPC reflejan la naturaleza probabilista de los mismos, visual y conceptualmente y se explorarán con detalle en el capítulo 27 en la página 407, así como algún aspecto concreto en la sección 17.5 en la página 277.

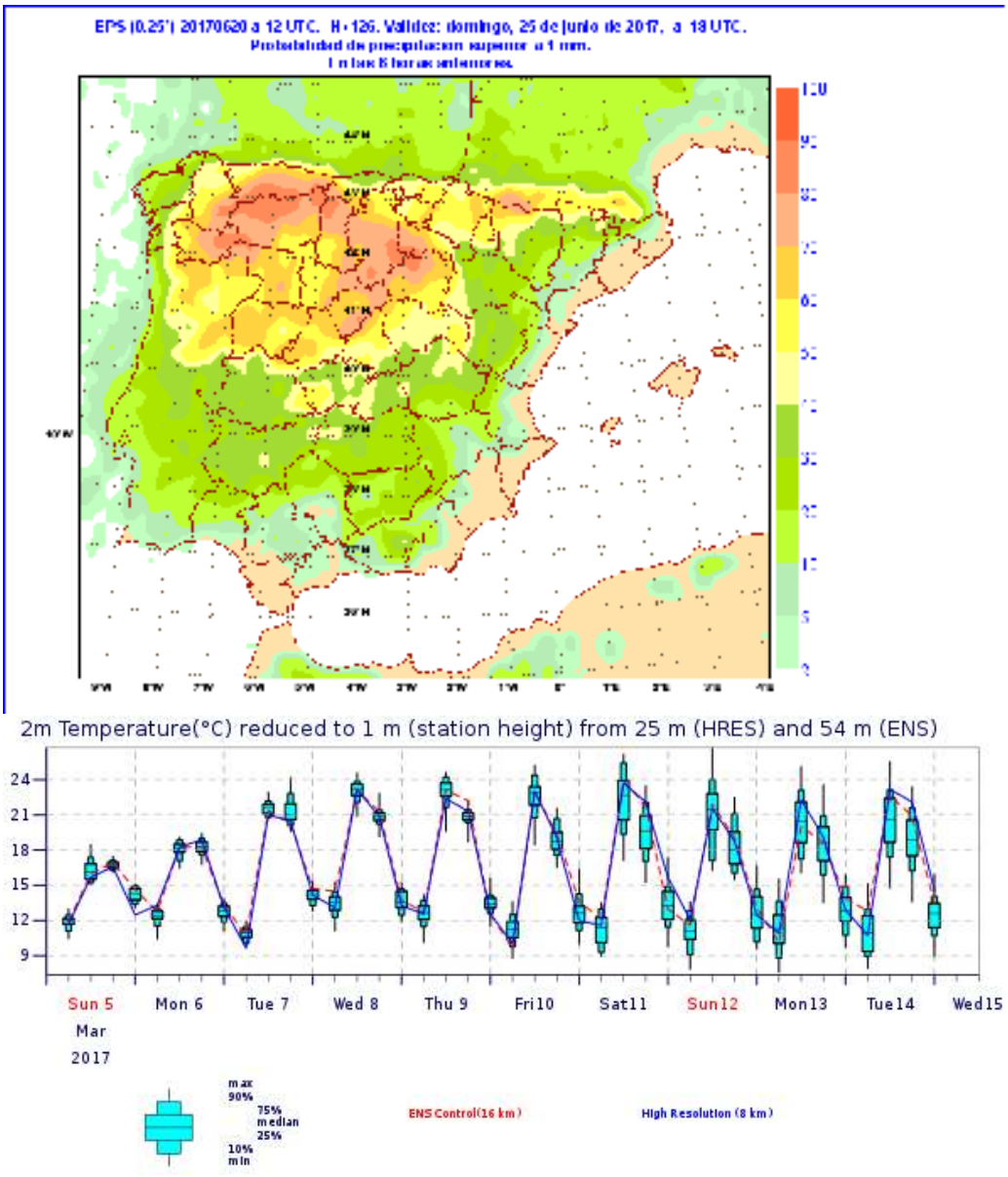


Figura 13.22: Dos representaciones de probabilidad distintas: a la izquierda, un mapa de probabilidades y, a la derecha, un EPSgrama (ver texto).

13.7 Visión crítica

13.7.1 Carácter discreto o continuo de la PDF

En la sección 5.1.4 en la página 59 vimos que un conjunto de partículas con condiciones iniciales cercanas puede representarse por la región conexa que ocupa en el llamado *espacio de fases*, espacio de estados posibles de un sistema . El *teorema de* LIOUVILLE establece que dicha región mantendrá invariante su volumen a pesar de que se estirará y se encogerá a medida que cada partícula evolucione. Hemos visto en la sección 13.4 en la página 179 que la ecuación más general de FOKKER-PLANCK, o la de LIOUVILLE no pueden resolverse para modelos atmosféricos porque el número de grados de libertad o variables aleatorias es $10^8 - 10^9$. De modo que se utilizan los SPC para muestrear las incertidumbres debidas a las fuentes principales: condiciones iniciales, modelo y, en el caso de RCM, condiciones de contorno. Mediante estos SPC se puede estimar así una PDF del estado atmosférico en cada alcance predictivo de toda la evolución del sistema.

Ahora bien, usando las técnicas usuales esta PDF es discreta, mientras que la PDF atmosférica es, con toda probabilidad, continua. La pregunta incómoda surge de inmediato: al estimar una PDF continua con una PDF discreta ¿estamos explorando realmente el espacio de fases apropiadamente?. La respuesta es probablemente no. ¿Hasta qué punto puede representarse la PDF atmosférica, continua, mediante la PDF de un SPC, discreta? Este es uno de los problemas principales de toda esta disciplina de diseño de SPC.

Bayesian model averaging, BMA. Sin dar una respuesta teórica a este problema, algunos métodos de posproceso estadístico diseñan PDF continuas a partir de los datos brutos, discretos, del SPC. Un ejemplo es la técnica llamada *promediado bayesiano del modelo*, en inglés *bayesian model averaging*, BMA [54, 284, 512, 575]. El propósito de esta técnica no es hacer al SPC correspondiente consistente con LIOUVILLE, sino que es proporcionar una PDF con un rendimiento óptimo, para lo cual la convierte en continua. El método se discute en detalle en las secciones 14.1.2.0.1 en la página 203 y 21.6 en la página 325 y tiene un principio muy sencillo que se ilustra en la Figura 13.23. Partimos de un SPC de cinco miembros, de modo que tenemos cinco valores previstos F_i en un lugar y momento dados. A cada uno de esos F_i se le aplica, en primer lugar, una corrección de sesgo comparando las observaciones y predicciones de los últimos días y extrapolando el sesgo para la siguiente predicción. Después se construye una PDF individual continua para cada uno de los valores, por ejemplo, desplegando una gaussiana alrededor de cada valor central, con diferentes pesos y varianzas, que son parámetros estadísticos a determinar. Con el algoritmo *estimation-maximitation*, EM [151, 417, 526], en un proceso iterativo se optimiza una medida de verificación probabilista, el *continuous ranked probability score*, CRPS [277, 323, 662], que involucra a todos los miembros desde el punto de vista probabilista puro. Una vez determinados los pesos y las varianzas, ya tenemos una PDF predictiva continua. Este método, al capturar los valores atípicos (*outliers*) da una relación dispersión-error extremadamente buena. Sin embargo, el tratamiento de valores extremos sigue sin dar buen resultado [54], por lo que estos valores siguen siendo un problema.

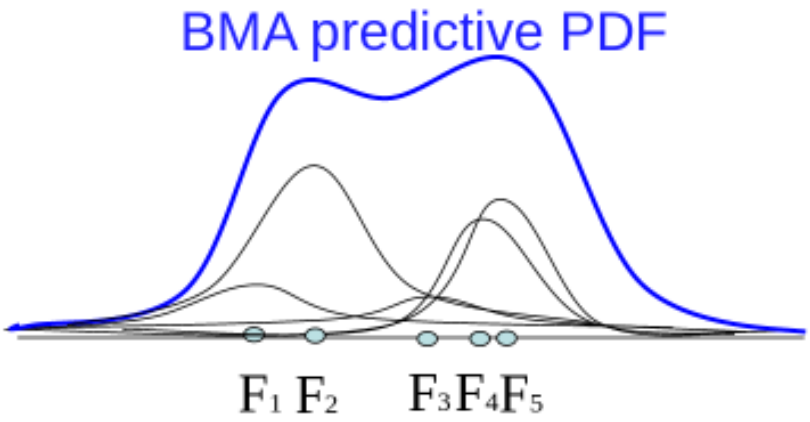


Figura 13.23: PDF discreta y PDF continua en la técnica BMA (ver texto).

13.7.2 Equiprobabilidad de los miembros

Toda la predicción probabilista trabaja con productos de SPC que se han construido partiendo de la base de que los miembros del SPC son equiprobables. Para el cómputo de las diferentes cantidades de interés a partir de la PDF estimada, como son la probabilidades, los percentiles, promedio, dispersión, etc., se confía en esta asunción básica: la *hipótesis de equiprobabilidad de* LAPLACE. Pero ¿son realmente equiprobables los miembros de un SPC? Por construcción y diseño de los propios SPC, así como por la experiencia del trabajo en modelos atmosféricos, pocas certezas hay al respecto, pero una cosa bien segura es que no todos los modelos se comportan o rinden igual según los días, según las situaciones atmosféricas. Ya venimos diciendo que la predecibilidad depende del flujo, y el comportamiento de los modelos también. Hay días en que unos modelos dan mejor resultado que otros y viceversa. En el fondo, este problema está relacionado con el anterior y no hay una respuesta teórica definitiva al problema. Se hace todo lo posible, en fase de diseño, para garantizar que todos los miembros tienen calidades equiparables, pero ¿equiprobabilidad? Aunque de momento es imposible asegurarlo, se trabaja asumiendo que la hay.

13.8 Conclusiones

Los modelos atmosféricos han mejorado enormemente en las últimas décadas, debido a los avances vertiginosos en supercomputación, satélites y asimilación de datos, entre otros factores. A pesar de ello, los modelos no son perfectos y fallan un número de días al año en un número de situaciones donde se pueden dar fenómenos extremos o fenómenos adversos, que siguen siendo un reto. Se hace necesario, pues, investigar en las fuentes de error de estos modelos y profundizar en la teoría en que se basan (cap. 17 en la página 263).

Los sistemas dinámicos con los que representamos la atmósfera tienen un carácter fuertemente no lineal, por lo que sufren sensibilidad a las variaciones en las condiciones iniciales, además de sensibilidad a la formulación del modelo, lo que pone un límite físico a su predecibilidad. Se hace necesario complementar a los modelos deterministas con simulaciones sobre las incertidumbres, introduciendo así modelos probabilistas. Pero la ecuación de FOKKER-PLANCK, que describe la evolución de la función densidad de probabilidad, PDF, en el periodo de predicción no puede resolverse para los modelos atmosféricos, dado su elevado número de grados de libertad, en torno a $10^8 - 10^9$.

De modo que se utiliza una aproximación práctica para diseñar modelos probabilistas. Se muestrean los estados atmosféricos iniciales estimando una PDF inicial mediante un conjunto de estados plausibles compatibles con las observaciones, así como los diferentes aspectos y errores e incertidumbres de los modelos, con una diversidad de técnicas: multianálisis, multimodelo, perturbaciones, etc. Con el conjunto de estados atmosféricos previstos se construye la PDF prevista, concepción fundamental de la predicción probabilista.

Esta concepción se denomina sistema de predicción por conjuntos, SPC y las diferentes predicciones o estados previstos se denominan miembros del SPC. Así, los SPC son sistemas de predicción probabilistas de los que esperamos:

- Una estimación de la PDF del estado atmosférico.
- Diferentes escenarios atmosféricos.
- El promedio del SPC no es necesariamente una situación meteorológica, ni es el objetivo de la predicción probabilista.
- Información explícita, cuantitativa y detallada sobre la dispersión atmosférica, que está vinculada con la incertidumbre y, por ende, con la predecibilidad.
- Predecibilidad dependiente del flujo, es decir, de la situación.
- Evaluar el potencial de fenómenos adversos y extremos, que no son exactamente los mismos. Esta información estará contenida en unos pocos miembros, a menudo en la cola de la PDF.

En AEMET, los predictores operativos comenzaron a familiarizarse con los SPC durante la década de los 90, en particular el llamado grupo de medio plazo, con el SPC del ECMWF, denominado ECENS. En esa época se utilizaba el ECENS para el medio plazo en las predicciones de escala más bien sinóptica, como apoyo al modelo determinista de mayor resolución ECHRES, asumiendo que la incertidumbre crece significativamente a partir del medio plazo, pero no en el corto.

De forma operativa y sistemática el ECENS empezó a utilizarse en el año 2 000, con una evaluación planificada de la dispersión, mediante grupos y supergrupos, con el uso metódico de mapas de probabilidad, etc. En cualquier caso, se siguió asumiendo durante un

tiempo que la incertidumbre crece significativamente a partir del medio plazo, pero no en el corto. En las casi dos décadas de uso operativo, el ECENS ha mejorado notablemente, de modo que la dispersión y fiabilidad sinópticas habituales para una predicción D+4 de hace 15 años ha pasado hoy hasta una predicción D+7. Del mismo modo, hoy en día, podemos hacer predicciones para un D+4 con una dispersión similar a la de un D+2 o, incluso, un D+1 de entonces.

Con la aparición de los SPC de corto plazo (e. g. AEMET-SREPS, cap. 21 en la página 319) se puede ir adoptando una concepción más fina: la incertidumbre crece significativamente o no dependiendo del flujo atmosférico de modo que, aunque a menudo empieza a ser significativa en el medio plazo, hay numerosas situaciones en que la incertidumbre es significativa desde un plazo muy temprano, sobre todo en las escalas kilométricas o convectivas, mesoescalares, con poco forzamiento sinóptico. Es decir, a día de hoy (2018) los SPC son herramientas útiles en todos los plazos de predicción.

Posproceso estadístico

14

DAVID QUINTERO PLAZA
D. T. islas Canarias, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> The future is already here. It's just not very evenly distributed.
>
> WILLIAM GIBSON

En este capítulo damos una introducción a las técnicas estadísticas que permiten calibrar (y por tanto mejorar) las salidas directas de un modelo meteorológico o un sistema de predicción por conjuntos. Primero hablaremos de las técnicas clásicas *Perfect Prog* y *MOS*, así como las más recientes *BMA* y *ELR* y después reservaremos una parte importante para hablar sobre las novedosas técnicas basadas en *Aprendizaje Automático (Machine Learning)*, que parecen muy prometedoras.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos, posproceso estadístico, métodos de posproceso BMA y ELR, aprendizaje automático, machine learning.

Imagen parte superior: *Cumulus* y *cirrus* de diferentes tipos en las capas superiores en las inmediaciones de Valdemorillo. Fotografía de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

14.1 Introducción al posproceso clásico

Cuando un modelo meteorológico termina su normalmente largo proceso de ejecución presenta unas salidas en bruto (*outputs*) que son las variables de interés para un(a) predictor(a). Ejemplos de estas variables son la temperatura en superficie, la presión en distintos niveles, las componentes del viento, etcétera. Aunque estas variables son el resultado de resolver un conjunto de ecuaciones diferenciales que determinan la física atmosférica, dado que algunos procesos son aproximados y el método de resolución es también aproximado, estos outputs no son la última palabra: pueden ser mejorados. Y ahí es donde entra en juego lo que denominamos *posproceso estadístico*.

El posproceso estadístico utiliza una base de datos de predicciones del modelo y las correspondientes observaciones. Pueden ser predicciones recientes, de los últimos 3-4 días, o predicciones anteriores en el tiempo. Mediante alguna técnica se calculan las desviaciones de las predicciones con respecto a las observaciones que luego se midieron y, extrapolando esas desviaciones al futuro, se corrigen las predicciones del modelo para los días venideros. La idea es que las salidas del modelo se parezcan lo más posible a las observaciones. En ocasiones se pueden utilizar también datos climáticos. El algoritmo utiliza algún tipo de *regresión* (lineal o no) para encontrar los parámetros que mejor ajustan el modelo a las observaciones. Cuanto mayor sea la base de datos, mejor, pues más casos son considerados (consultar la caja correspondiente a la regresión lineal en la página 207).

14.1.1 Métodos clásicos de posproceso: Perfect Prog y MOS

Perfect Prog. Por *Perfect Prog* (*Perfect Prognosis* [341]) conocemos al que es quizá el primer método de posproceso estadístico. Perfect Prog utiliza uno o varios *predictores* (variables que sirven como variables independientes para hacer la regresión) para determinar el deseado *predictando* (variable dependiente de las otras). Se sirve para ello de una regresión lineal, multilineal, polinómica o de cualquier otro tipo. Los predictores (ver *predictor*) son las observaciones y (en ocasiones) datos climáticos. Los predictandos son las observaciones. Por tanto, y esta es la clave de Perfect Prog, el modelo no participa en ningún momento en el proceso de regresión. Sobre el modelo se actúa únicamente después de haber encontrado la función de regresión. En términos de *Aprendizaje Automático* (ver 14.2 en la página 206), el modelo no participa en el *entrenamiento*. Esto es debido a que según el paradigma de Perfect Prog se considera al modelo como «perfecto». Ver esquema en Figura 14.1.

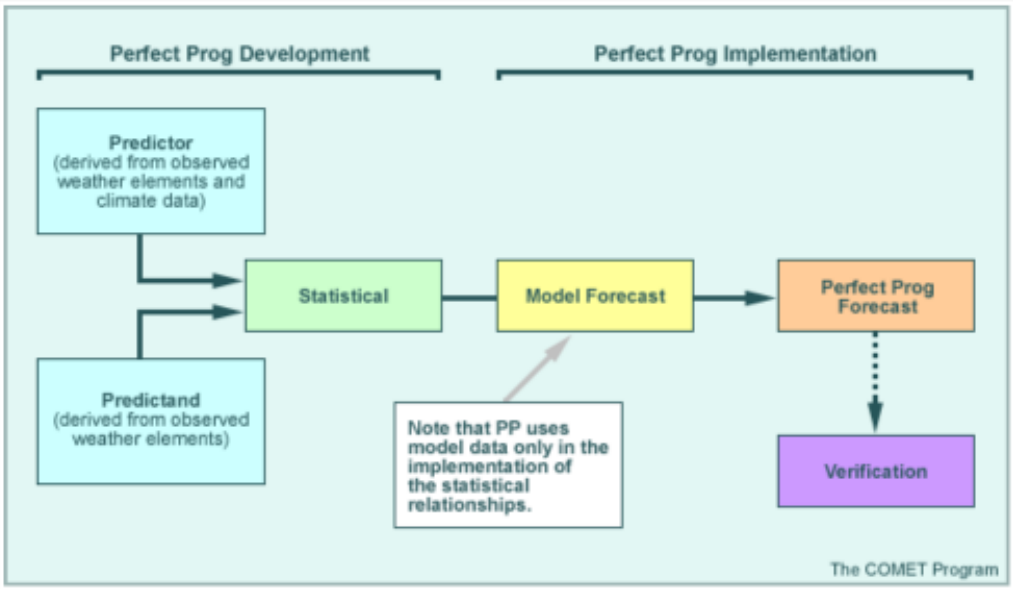


Figura 14.1: Esquema de Perfect Prog. COMET Program: Intelligent Use of Model-Derived Products.

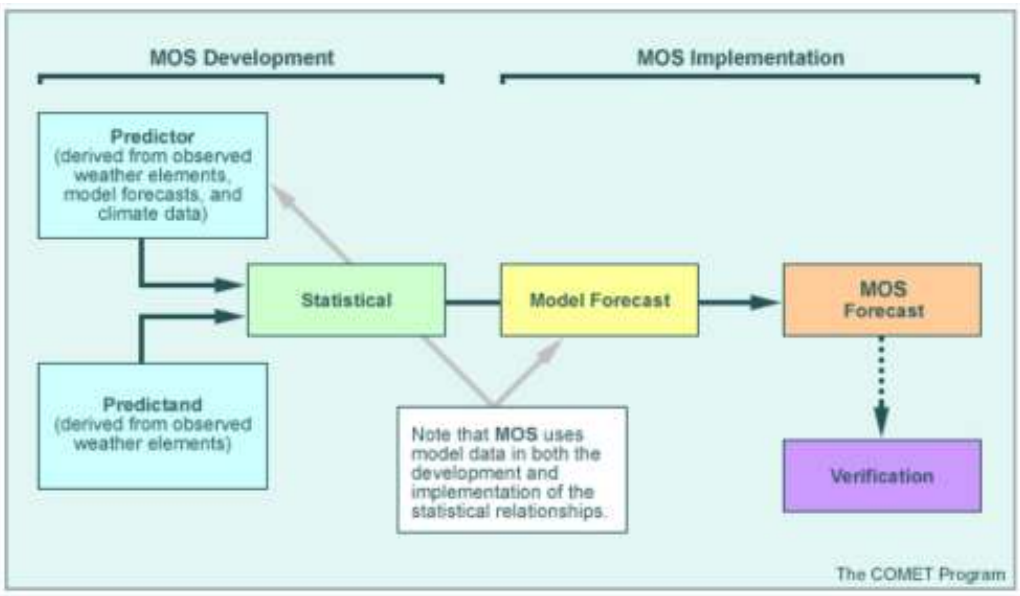


Figura 14.2: Esquema de Model Output Statistics. COMET Program: Intelligent Use of Model-Derived Products.

MOS. Perfect Prog, al no incluir el modelo en la regresión, no puede corregir sus errores sistemáticos, lo cual es una limitación importante. Para superar esta limitación se introdujo el *MOS* (*Model Output Statistics*, [228]), un método muy similar a Perfect Prog pero que utiliza el modelo en la base de entrenamiento; es decir, el modelo aparece también como predictor, junto a observaciones y datos climáticos (ver esquema en Figura 14.2).

MOS es usado por el NCEP, el Centro Nacional de Predicción Medioambiental de los Estados Unidos. Disponen de dos versiones de MOS: una directamente sobre los puntos en los que hay observaciones (*station based MOS*) y otra para los puntos de grid del modelo (*GMOS*). Para MOS utilizan una regresión lineal en múltiples variables, utilizando como predictores un conjunto muy completo de salidas del modelo, datos geoclimáticos y observaciones pasadas. Tras el proceso de entrenamiento (inferencia de los parámetros de la regresión), los resultados que obtienen son bastante buenos [17].

En la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) se han estudiado estos dos métodos en el pasado y se han implementado con resultados positivos [27]. Un ejemplo es el estudio que se hizo con la predicción de temperaturas extremas diarias en varias ciudades españolas durante el mes de octubre de 1992: *Método de predicción perfecta, para adaptación estadística de los diferentes modelos numéricos, utilizando los análisis del modelo de área limitad del INM*. El hecho de elegir la temperatura no fue casual ya que tiende a ser la variable que mejor se comporta. Como era de esperar, los resultados con MOS fueron algo mejores que con Perfect Prog (ver Figura 14.3).

Error absoluto medio en °C de la predicción de temperaturas extremas. Octubre 1992.

	máx(D)	máx(D+1)	mín(D+1)	mín(D+2)
PP	2,1	2,0	2,0	2,1
MOS	1,6	1,5	1,9	2,2
Persistencia		2,5		2,9

Figura 14.3: Comparación entre Perfect Prog y MOS realizada en el INM (antigua AEMET). Los predictandos con los que tanto Perfect Prog como MOS trabajan son variables de tiempo sensible, que son las conocidas por el gran público, tales como la temperatura en superficie, el viento en superficie, la nubosidad, la cantidad de precipitación recogida, la probabilidad de tormentas, etcétera [27].

14.1.2 Métodos más modernos: BMA y ELR

Estos son métodos específicos para calibrar ensembles.

Promediado bayesiano de modelos BMA. El método *Bayesian Model Averaging*, BMA [512] se aplica a ensembles. Busca ajustar una función de densidad de probabilidad (*PDF*, por sus siglas en inglés) para dar cuenta de los errores del ensemble en días pasados y

mejorarlo en días futuros. Dado que un ensemble da predicciones probabilistas, en muchos casos éstas se pueden aproximar por una gaussiana (por ejemplo, la temperatura a 2 metros). Una gaussiana viene dada por dos parámetros: la media (μ) y la desviación estándar (σ). Con el proceso de entrenamiento, se busca aproximar la gaussiana resultante del modelo con la gaussiana que viene dada por la distribución probabilista de las observaciones. El término *Bayesian* aquí se emplea por la similitud de esta técnica con el enfoque bayesiano para la estadística, en el que los modelos y sus parámetros se van actualizando a medida que van apareciendo más datos disponibles.

Distribución gaussiana. Se dice que una variable X sigue una distribución gaussiana cuando $X \sim \mathcal{N}(\mu, \sigma^2)$.

La ecuación de la gaussiana $X \sim \mathcal{N}(\mu, \sigma^2)$ en una dimensión es:

$$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-(x-\mu)^2 / 2\sigma^2} \tag{14.1}$$

En la imagen tenemos un ejemplo de la distribución de probabilidad de una gaussiana correspondiente a las observaciones y otra correspondiente a un miembro del ensemble. La idea es corregir la gráfica mostrada en verde para hacerla lo más parecida posible a la de las observaciones, de color azul.

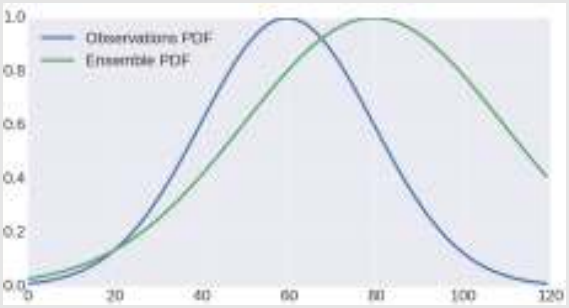


Figura 14.4: Gaussianas.

Puede suceder que una variable no siga una distribución gaussiana de probabilidad. El ejemplo típico es la precipitación. Se puede intentar aproximar en este caso la distribución de probabilidad que tenga la observación con una suma de gaussianas, cada una de ellas con distinto peso, o con una distribución diferente, por ejemplo una *log-normal*.

Bayesian Model Averaging (BMA). La PDF total del ensemble se escribe también como una suma de las PDF de los miembros:

$$PDF(y|f_1,\ldots,f_m;\theta_1,\ldots,\theta_m) = \sum_{i=1}^{m} w_i PDF_i(y|f_i,\theta_i) \tag{14.2}$$

Donde f_i representa la predicción determinista de cada miembro (m miembros en total), y representa la variable a pronosticar, θ_i los parámetros asociados a cada PDF (pueden ser más de uno, es decir, un vector de parámetros; en el caso de la gaussiana son la media y la desviación estándar) y w_i los pesos de cada densidad de probabilidad (que deben sumar 1 para que se cumplan las propiedades de una PDF).

Los pesos w_i y parámetros θ_i y se determinan por el método de *máxima verosimilitud* (*maximum likelihood*), ver caja correspondiente. Desafortunadamente este método no puede resolverse siempre analíticamente y hay que llevar a cabo algún procedimiento numérico, en particular se utiliza el algoritmo *Expectation Maximization*, *EM* [151, 417], ver caja correspondiente en la página siguiente.

Método de máxima verosimilitud. Busca los parámetros óptimos maximizando la probabilidad conjunta que tendrían estos parámetros para ajustarse a los datos. Si tenemos un conjunto de variables independientes e idénticamente distribuidas, podemos escribir la densidad conjunta como:

$$\begin{aligned} f(X_i;\theta) &= f(x_1,x_2,\ldots,x_n \mid \theta) = \\ &= f(x_1 \mid \theta) \times f(x_2 \mid \theta) \times \cdots \times f(x_n \mid \theta) \end{aligned} \tag{14.3}$$

Donde θ es el parámetro o vector de parámetros a resolver. Normalmente se llama $\mathscr{L}$ a la función anterior, aunque a nivel de cálculo se prefiere trabajar con el logaritmo:

$$\mathscr{L}(\theta) = log\mathscr{L} = log\prod_{i=1}^{n} f(X_i;\theta) \tag{14.4}$$

Entonces el parámetro o vector de parámetros se puede escribir como:

$$\hat{\theta}_{MLE} = argmax(\mathscr{L}(\theta;x_1,\ldots,x_n)) \tag{14.5}$$

Este estimador se puede deducir derivando con respecto a θ e igualando a cero, aunque en ocasiones habrá que usar métodos numéricos para resolver el conjunto de ecuaciones resultantes, lo que se describe en la siguiente caja en la página siguiente.

Algoritmo *Expectation Maximization*, *EM*. Este algoritmo permite encontrar un estimador de *máxima verosimilitud* cuando no tenemos opción de resolver las ecuaciones correspondientes de forma analítica. Para ello se utiliza el siguiente artificio: suponemos que tenemos una variable Z, llamada variable *latente*, tal que $f(y,\theta) = \int f(y,z;\theta)dz$ y tal que la función $f(y,z;\theta)$ resulta fácil de maximizar. Cambiemos ligeramente la notación ahora, según ALEXIS ROCHE [526], a quien seguimos en esta derivación: sea L la función logaritmo de la verosimilitud, esto es, $L(\theta) = log\ p(y|\theta)$. Calculemos ahora la diferencia entre dos estimaciones de nuestro parámetro e introduzcamos variables latentes en lugares oportunos:

$$\begin{aligned} L(\theta) - L(\theta') &= log\frac{p(y \mid \theta)}{p(y \mid \theta')} \\ &= log \int \frac{p(z,y \mid \theta)}{p(y \mid \theta')}dz \\ &= log \int \frac{p(z,y \mid \theta)}{p(z,y \mid \theta')}p(z \mid y,\theta')dz \\ &= log \int \frac{p(z \mid \theta)}{p(z \mid \theta')}p(z \mid y,\theta')dz \\ &\geq \int log\frac{p(z \mid \theta)}{p(z \mid \theta')}p(z \mid y,\theta')dz \\ &= Q(\theta,\theta') \end{aligned} \tag{14.6}$$

Donde hemos usado las reglas usuales de probabilidad total y condicionada (anexo G en la página 1005) para simplificar términos y en el último paso se ha usado la *desigualdad de* JENSEN $Eg(X) \leq g(E(X))$ si la función es cóncava, y el logaritmo lo es.

La última función puede escribirse como: $Q(\theta,\theta') = Q(\theta \mid \theta') - Q(\theta' \mid \theta')$, donde

$$\begin{aligned} Q(\theta \mid \theta') &= \int log p(z \mid \theta)p(z \mid y,\theta')dz = \\ &= E(log\, p(Z \mid \theta) \mid y,\theta') \end{aligned} \tag{14.7}$$

Si θ' permanece fijo, maximizar $Q(\theta,\theta')$ es equivalente a maximizar $Q(\theta \mid \theta')$. Podemos introducir una función residuo $R(\theta \mid \theta')$ tal que $L(\theta) = Q(\theta \mid \theta') + R(\theta \mid \theta')$. El algoritmo *EM* reemplaza $L(\theta)$ por $Q(\theta \mid \theta')$, donde el residuo no será importante pues ya hemos visto de las ecuaciones anteriores que $R(\theta \mid \theta') \geq R(\theta' \mid \theta')$.

El algoritmo lo que hace es, en la E de *expectation*: calcular la función $Q(\theta \mid \theta_n)$, que por definición es una esperanza. Nótese que para este paso hay que calcular una distribución $p(z \mid y,\theta_n)$ en función de nuestra variable latente que hemos escogido, Z.

En la fase M de *maximization*: encontrar el parámetro que maximiza la función, esto es,

$$\theta_{n+1} = argmax\ Q(\theta \mid \theta_n) \tag{14.8}$$

Y el proceso se repite iterativamente hasta que se encuentra una convergencia o se llega a un número previsto máximo de iteraciones.

Regresiones logística LR y logística extendida ELR. Comentemos por último la *regresión logística* [246, 260] y la *regresión logística extendida* [661], *LR* y *ELR*, respectivamente. En una regresión logística se trabaja de forma muy parecida a una regresión lineal, aunque el algoritmo en este caso trabaja con umbrales, clasificando si el valor de nuestro predictando cae por debajo o por encima del umbral. La regresión logística extendida es esencialmente lo mismo que la regresión logística pero tratando de corregir errores que tiene la regresión logística: errores de consistencia asociados a diferentes umbrales y a la necesidad de interpolar entre umbrales. La ELR busca también minimizar el tiempo de cálculo.

Regresión logística LR. A pesar del nombre, es realmente un *algoritmo de clasificación*, es decir, la variable dependiente tiene como rango un valor binario (0 ó 1, típicamente). En meteorología se usa un umbral al que llamaremos q tal que tenemos dos posibilidades: estar por debajo o justo en el umbral o estar por encima. La distribución de probabilidad acumulada (*CDF*) sería:

$$CDF(q) = PDF(y \leq q) = \frac{e^{f(x)}}{1+e^{f(x)}} \tag{14.9}$$

Con $f(x) = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \ldots + b_nx_n$ una *regresión multilineal* donde las x son los predictores y las b los parámetros a estimar. La ecuación para la *CDF* tiene una característica forma de S con valores entre 0 y 1. La palabra logística viene de que la ecuación para la regresión es lineal si vamos a la escala logística (es decir, si tomamos logaritmos):

$$ln\left(\frac{CDF(q)}{1+CDF(q)}\right) = f(x) \tag{14.10}$$

Los predictores que se suelen usar tienden a ser la media del ensemble, su dispersión o una combinación de ellos [94]. Los parámetros q normalmente provienen de cuantiles derivados de la climatología.

Problemas asociados a LR. Existen, sin embargo, algunos problemas asociados a esta utilización de la regresión logística. Por un lado, por cada umbral q hay que llevar a cabo una regresión, lo que aumenta mucho el gasto computacional si queremos calibrar para muchos umbrales. Además, si en algún momento trabajásemos con un umbral intermedio habría que llevar a cabo una interpolación y eso no suele ser estadísticamente muy consistente. Por último, en ocasiones, puede suceder que aunque $q_1 < q_2$, para algunos valores de los predictores tengamos $CDF(q_1) > CDF(q_2)$, debido a la imprecisión inherente a toda regresión, lo cual es lógicamente inconsistente.

Regresión Logística Extendida ELR. Por los problemas asociados a la LR, WILKS propuso la *ELR* (Extended Logistic Regression, [661]), que incluye una función $g(q)$ que aumenta progresivamente con el umbral q:

$$CDF(q) = PDF(y \leq q) = \frac{e^{f(x)+g(q)}}{1+e^{f(x)+g(q)}} \quad (14.11)$$

Este método solucionaría los problemas anteriormente expuestos. Se han hecho pruebas usando como función $g(q)$ (que tiene que ser estrictamente creciente) $g(q) = b\sqrt{q}$ y como $f(x)$ la función $f(x) = b_0 + b_1\overline{(\sqrt{x})}_{ens}$, con resultados bastante buenos [552]

Otros métodos estadísticos modernos de posproceso de SPC, no descritos aquí por sencillez, son la *regresión gaussiana no homogénea*, Non-homogeneous Gaussian Regression [229, 230] y el *revestimiento ensemble*, Ensemble Dressing [540, 647].

14.1.3 Estratificación o agrupación

Con estos nombres se conocen dos técnicas con las que afrontar el proceso de regresión. La *estratificación* reduce el tamaño de los *datasets* para hacerlos más sensibles al tipo de clima, a la estación del año, o incluso a variables meteorológicas tales como un tipo de dirección de viento [**webcomet**].

La *agrupación* o *pooling* hace lo contrario: incluir en el dataset todos los eventos, sin disgregar. La agrupación suele llevar implícito que el lugar geográfico no es una variable importante, cuando de hecho sí lo es. Para corregir esto se puede introducir una variable ficticia de tipo geoclimático que dé cuenta de las características del terreno o incluso de la frecuencia relativa de determinados eventos [**webcomet**].

Desde la perspectiva de una estadística «clásica», ambos métodos tienen su interés. Desde la perspectiva del Aprendizaje Automático quizá se tiende a preferir la agrupación, ya que lo que interesa es que los datasets sean lo más grande posibles para representar cuantos más casos mejor y porque estos algoritmos son capaces de captar detalles que a los seres humanos se nos escapan. No obstante, es posible que un cierto grado de estratificación, sobre todo geográfica, sea necesaria.

14.2 Aprendizaje Automático

Las técnicas de *aprendizaje automático (AA) (Machine Learning)* son uno de los temas más candentes de la actualidad en ciencia y tecnología. Son un subconjunto de la inmensa área de la inteligencia artificial; es decir, de la creación de agentes digitales cada vez más autónomos. Este nuevo conjunto de modelos de inteligencia artificial ha revolucionado el campo de reconocimiento de patrones, la extracción de significado de datos dispersos (buscar conexiones entre datos y medir su importancia) o la predicción de valores y comportamientos en base a aprendizajes previos, por citar unos ejemplos. Muchas son las técnicas que conforman el Aprendizaje Automático pero destaca especialmente la red neuronal, una imitación y una simplificación algorítmica del cerebro humano. La inteligencia artificial venía teniendo una tendencia ascendente desde hace bastantes años, pero cuando un conjunto de redes neuronales derrotó a un jugador humano de élite al juego oriental del *Go* [635], considerado un reto inalcanzable por los programadores durante años, la atención mundial sobre estos algoritmos se disparó.

Parece claro que en AEMET se debe apostar por estas novedosas técnicas, que son no solo el futuro sino también ya el presente, y que, como veremos, están aportando mejoras reales a los modelos.

14.2.1 Brevísimo panorama del Aprendizaje Automático

Lo que se conoce genéricamente como *Aprendizaje Automático* o *Machine Learning* es un conjunto de técnicas basadas en la estadística clásica que permiten crear modelos que aprenden de datos pasados. Este

conjunto de técnicas es bastante dispar y resulta un tanto difícil de sintetizar en pocas líneas. Vayamos por partes, de lo general a lo concreto, para dar una idea lo más completa posible.

el Aprendizaje Automático es básicamente estadística, aunque tiene varios puntos que la diferencian de una concepción más clásica de la estadística. En primer lugar, podemos decir que el Aprendizaje Automático es mucho menos rigurosa que la estadística desde un punto de vista matemático formal; está menos interesada en aportar pruebas o demostraciones de los resultados y hace más énfasis en la aplicación, para lo cual utiliza la capacidad de cálculo que ofrecen no solo los modernos ordenadores sino sobre todo los chips gráficos (*Graphical Process Unit (GPU)*), que aceleran enormemente los cálculos. Hay diferencias más sutiles, por ejemplo, en *Aprendizaje Automático* lo importante es la precisión del modelo construido, mientras que en estadística se hace más hincapié en cómo llevar a cabo un adecuado modelado de los datos basándose en los adecuados principios teóricos [70]. También la estadística tiene un rango de intereses más amplio, estudiando por ejemplo la mejor forma de hacer muestreos (*samplings*) que pueden luego ser útiles a la hora de resolver integrales por métodos como el de *Montecarlo*, o buscando resultados teóricos sin que necesariamente tengan una inmediata aplicación.

En *Aprendizaje Automático* distinguimos tres enfoques: aprendizaje *supervisado* o *no supervisado*, según el algoritmo tenga para cada *input* un *output* con el que debe corresponderse o no disponga de más información que el dato en bruto; y el tercer enfoque es el del *aprendizaje con refuerzo*: un agente interaccionando con un medio, buscando optimizar una función de coste a largo plazo, que es el que más entronca con la inteligencia artificial y el funcionamiento de la mente humana; es muy interesante pero no es de aplicación directa hoy por hoy a la meteorología (en el futuro, quién sabe, probablemente la acabará teniendo). Dentro de la categoría de aprendizaje supervisado hay dos grandes subgrupos: los problemas de *regresión* y los de *clasificación*. En la clasificación buscamos insertar un dato o conjunto de datos en su correspondiente categoría; la salida, por tanto, de un modelo de clasificación es una *variable categórica*. Ejemplos de problemas de clasificación son el reconocimiento de los dígitos del 1 al 9, el reconocimiento facial, o ya en la meteorología el reconocimiento de nubes vistas por el satélite o del tipo de precipitación, por citar solo algunos de muchos ejemplos. En la *regresión*, de la que nos vamos a ocupar aquí, se busca identificar la función que mejor modela unas entradas con sus correspondientes salidas, las cuales se sitúan en un espectro continuo de posible variación.

Si hablamos de algoritmos específicos, tenemos a nuestra disposición todas las técnicas estadísticas clásicas, como regresión lineal (con o sin parámetros de regularización) o regresión polinómica. Dado que la regresión lineal es muy eficiente, detengámonos un momento en ella en el siguiente cuadro.

Regresión lineal. Busca ajustar a una recta los datos minimizando el error cuadrático medio (MSE, sec. 15.3 en la página 219). Esto fue resuelto por GAUSS ya en el siglo XIX. Para minimizar el *overfitting* o sobreajuste, es decir, para que la función aprenda solo las características del conjunto de datos y no su ruido inherente (y por tanto pierda la capacidad de generalizar) existen varias técnicas. Introducir parámetros de regularización es de lo más usado. Si queremos ajustar a un recta tipo

$$y = w_0 + w_1 x \tag{14.12}$$

las w son llamados pesos. Si $\hat{y}$ es el valor deseado, minimizar con regularización es introducir una λ tal que minimizamos

$$MSE = \sum_{i=1}^{n} (y_i - \hat{y}_i)^2 + \lambda \sum_{j=1}^{m} w_j^2 \tag{14.13}$$

al segundo término (básicamente un multiplicador de LAGRANGE) se lo conoce como norma L2 y al conjunto total como *Ridge regression*. Existen otras normas, la L1 que sería el valor absoluto de las w (técnica conocida como *Lasso*) o una combinación lineal de L2 y L1 (*Elastic Net*). En cualquier caso se ve que la idea es penalizar que los valores de w, los pesos, crezcan mucho (y por tanto sobreajusten).

Otro grupo importante, sobre todo gracias al Aprendizaje Automático, son los kernels *gaussianos* (SVR en nuestro trabajo). En esta técnica, quizá la más sofisticada matemáticamente, se proyectan los datos a un espacio de dimensión superior a aquella del que se encuentran originalmente. En este nuevo espacio vectorial de dimensión mayor el problema pasa a ser lineal, aunque el precio a pagar es, como hemos dicho, una considerable sofisticación matemática y un incremento computacional (*curse of dimensionality*).

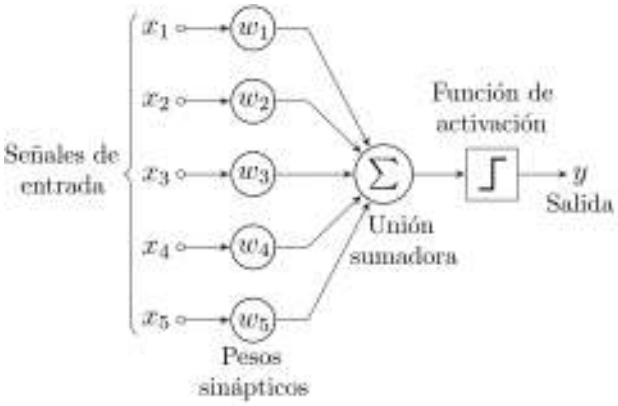


Figura 14.5: El perceptrón*, claramente una copia simplificada de una neurona orgánica (Alejandro Cartas, ver texto)*

La red neuronal es quizá la estrella de la corona. No requiere nada más que álgebra lineal y cálculo, pero es la que más lejos ha llegado, con los resultados más espectaculares. Es una técnica que se conoce desde hace tiempo. Al nivel más básico es el perceptrón (Figura 14.5, Alejandro Cartas https://es.wikipedia.org/wiki/Perceptr%C3%B3n#/media/File:Perceptr%C3%B3n_5_unidades.svg, Licencia Attribution-ShareAlike 4.0 International CC BY-SA 4.0). El perceptrón fue diseñado por FRANK ROSENBLATT en los años 50 y originalmente era una copia digital de como se supone que funciona una neurona en el cerebro humano. Un perceptrón recibe una serie de *inputs* y computa una función con esos *inputs* y unos valores internos llamados *pesos*. Según el resultado de esta función sea mayor o menor que cierto umbral, la neurona (perceptrón) emite o no emite señal. El perceptrón, por tanto, era una algoritmo de clasificación binaria. El aprendizaje se produce comparando la señal emitida por el perceptrón con la señal deseada y actualizando los pesos mediante una astuta regla de asignación.

Sin embargo, en los años 60, MARVIN MINSKY y SEYMOUR PAPERT demostraron que el perceptrón solo resolvía problemas linealmente separables (pusieron el famoso ejemplo de que no podía aprender una función *XOR*) y la técnica quedó un tanto olvidada [428].

Ha adquirido nuevo vigor actualmente con diseños de todo tipo que esquivan las limitaciones del perceptrón: introduciendo una forma de aprendizaje llamada *backpropagation*, permitiendo redes con muchas capas de neuronas entre las que cabe destacar las redes neuronales con recurrencia (RNN) o las convolucionadas (CNN, Figura 14.6), diseños que entrarían en lo que se conoce como *deep learning* y que es uno de los temas más en el candelero de la investigación en este campo en la actualidad.

Por último, y dado que aparecen en algunas gráficas de las que vamos a mostrar, tenemos las técnicas de *boosting*, que son la creación de árboles de decisión en las que se busca el camino que mejor identifica cada input con su output. Estas técnicas han alcanzado gran éxito cuando son combinadas con un algoritmo de descenso del *gradiente* (un método numérico en el que se minimiza la función siguiendo la dirección de máximo descenso del gradiente).

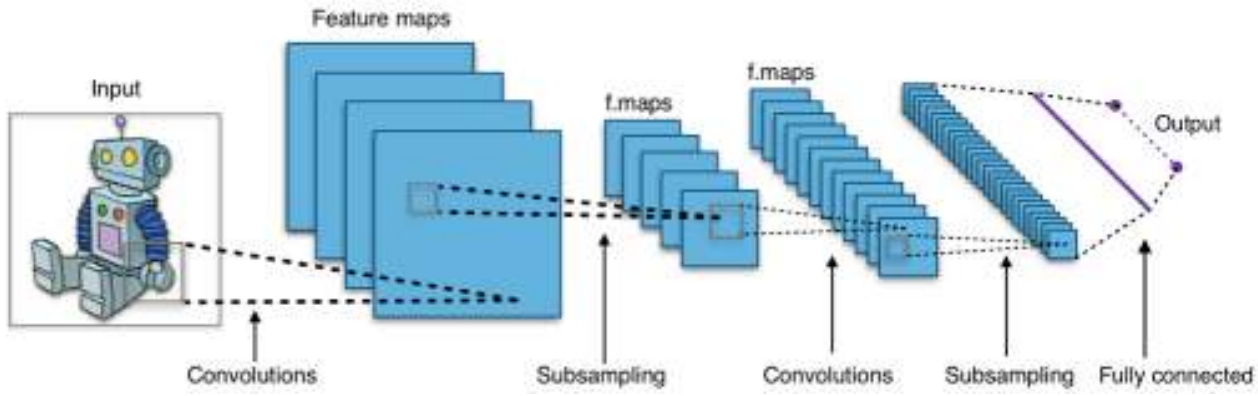


Figura 14.6: Ejemplo de una red neuronal más compleja: una Convolutional Neural Network, de gran éxito para clasificar imágenes. (Aphex34, https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/63/Typical_cnn.png) Licencia Attribution-ShareAlike 4.0 International CC BY-SA 4.0

14.2.2 Aplicación en el posproceso de AEMET-γSREPS

En el futuro SPC de corto plazo de AEMET se dispondrá de un total de 20 miembros, resultado de la combinación de varios modelos con diferentes condiciones de contorno y condiciones iniciales. Cuando estos modelos son ejecutados y resuelven las ecuaciones de la física y la dinámica atmosférica devuelven una salida de cada variable (temperatura, viento, etc.). Estas salidas se pueden mejorar todavía más gracias al posproceso estadístico, que permite captar características a muy pequeña escala que a los modelos se les pueden escapar (sec. 15.4.0.0.4 en la página 224).

Si tenemos un conjunto de datos al que consideramos «bueno», por ejemplo, el análisis o la observación, podemos utilizarlo para realizar una regresión con las salidas de nuestro modelo. Bastaría comparar punto a punto en el espacio (malla, en los modelos) y hora a hora en el tiempo. La comparación hora a hora se puede hacer extrayendo los datos y tabulándolos adecuadamente, la comparación punto a punto es más delicada. Si lo que se hace es comparar con el análisis no hay problema: el punto de predicción y el punto del análisis son coincidentes. Si se compara con la observación es extremadamente improbable que los puntos coincidan. Para resolver este problema se puede apelar a un algoritmo que traslade el punto de predicción al de la observación o viceversa.

Sin embargo, nosotros no hemos optado por este enfoque. Tampoco hemos trabajado con el punto más cercano a la estación que toma los datos. Lo que hemos hecho ha sido hacer un promedio de los cuatro puntos más cercanos al punto deseado y considerar el resultado de ese promedio como el valor más real. Así suavizamos posibles problemas, como el hecho de que el punto caiga en el mar en lugar de caer en tierra, o cambios bruscos e irreales en la orografía de los modelos.

Un comentario importante: aunque hemos trabajado con el análisis, una verdadera calibración debe hacerse con las observaciones, así que los resultados del análisis son orientativos. Los verdaderos resultados de cara a una futura calibración serían siempre frente a las observaciones.

14.2.3 La temperatura: análisis y observación

Para abordar el posproceso de la temperatura se tomaron tres aeropuertos muy importantes del país que representaban diferentes condiciones de orografía, cercanía o no al mar y clima. Estos aeropuertos fueron los de Madrid, Barcelona y Palma de Mallorca. Posteriormente se añadieron los de Málaga y Vigo para el caso de la observación. Se empezó con el análisis, trabajando con el promedio de los cuatro puntos más cercanos a uno dado, comparando valores de análisis con valores de predicción. Posteriormente se trabajó con la observación: el valor observado se consideraba el «real» y no se promediaba con nada, sí se promediaban los valores de predicción de los cuatro puntos más cercanos al punto de observación.

> Los datos de los modelos se insertan en los diversos algoritmos, usando para ello el entorno *Python* [538, 539] con la librería *scikit-learn* [483]. Para la red neuronal se usó una librería de Python llamada *Keras* [126], una especie de capa a alto nivel que permite trabajar con *Theano* o *TensorFlow*, los dos grandes estándares de librerías para redes neuronales.

En el caso del análisis, dado que es la observación suavizada por la predicción de muy corto plazo, se llevó a cabo un control de calidad relativamente básico, consistente en comprobar que no había *outliers* o *valores atípicos* (sec. 13.6.7 en la página 191) en los datos (temperaturas anormalmente altas o bajas). Para la observación sí se implementó un control más exhaustivo: la lectura de temperatura se hacía del *Meteorological Terminal Aviation Routine Weather Report (METAR)* (un parte de observación de distintas variables meteorológicas que emiten las oficinas meteorológicas aeronáuticas, Oficina Meteorológica Aeronáutica (OMA), de los aeropuertos). Como el METAR se obtiene cada hora (y en muchos aeropuertos cada media hora), se descartaron medidas que diferían en más de 5 grados con el promedio de la temperatura a H-3 y a H+3 horas. Es posible que se descartara alguna medida válida, pero estábamos obligados a llevar a cabo un control de calidad exhaustivo pues en ocasiones la observación en bruto puede tener *outliers*. La razón de escoger los intervalos cada 3 horas reside en que el modelo genera salidas precisamente cada 3 horas.

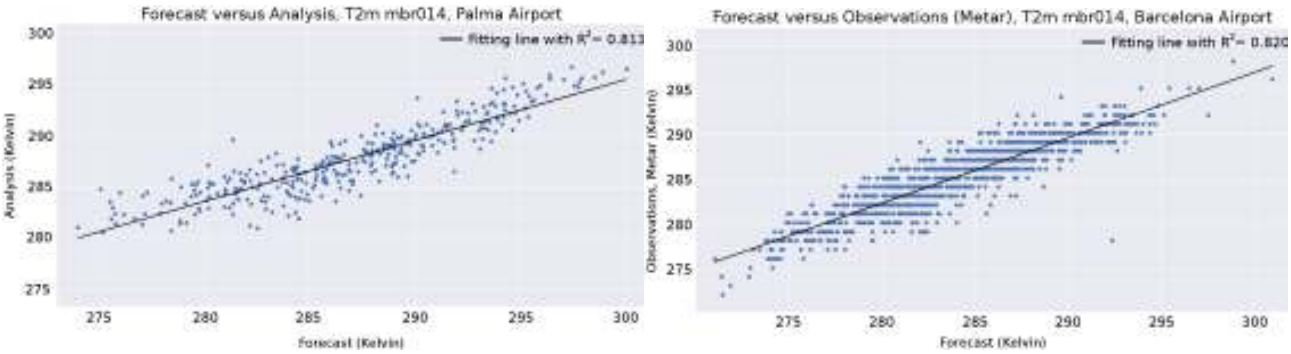


Figura 14.7: Diagramas de dispersión de temperatura. Izquierda: predicción frente a análisis, para Palma. Derecha: predicción frente a observación, para Barcelona

Tanto para el análisis como para la observación se generó un *scatter plot* (sec. 15.2.2 en la página 216) de los datos de observación o análisis frente a los de predicción con un coeficiente R^2 (sec. 15.3 en la página 219) para medir la bondad del ajuste a una recta. Si el modelo fuese perfecto deberíamos ver una recta perfecta con una pendiente de 45°. Lo que vemos es un ajuste bastante razonable a una recta, tanto con el análisis como con la observación (Figura 14.7, izquierda y derecha respectivamente). Nótese que frente a la observación generamos muchos más puntos que frente al análisis, ya que el análisis se genera cada 12 horas y la observación METAR cada hora o incluso media hora (las predicciones, como se dijo, son siempre cada 3 horas).

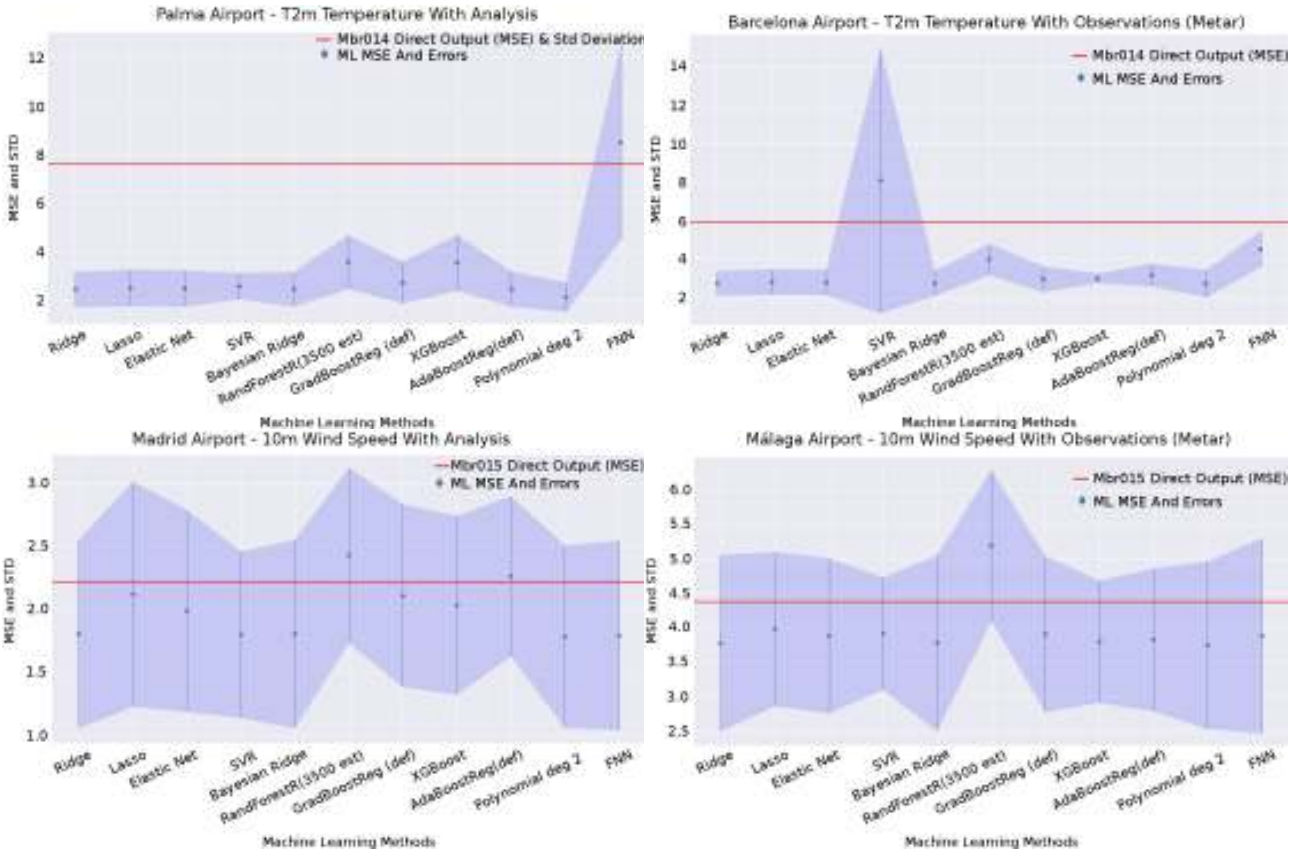


Figura 14.8: Métodos de Aprendizaje Automático.

Posteriormente, se llevaba a cabo el *learning* estadístico. Los datos se pasaban por los diversos modelos de *Aprendizaje Automático* y se les hacía *validación cruzada*. La *validación cruzada* es una técnica estadística consistente en dividir un conjunto de datos en un número n de grupos y utilizar cada vez $n-1$ grupos para hacer el *learning* y el grupo restante para verificar la bondad de dicho *learning*. Dado que se recorren todos los grupos del conjunto, se puede hacer un promedio tanto del error como de su desviación típica, y este resultado será siempre más representativo que tomar una sección cualquiera de los datos y hacer el *learning* y la verificación una sola vez. Podemos ver ejemplos en la Figura 14.8 en la página anterior. En ocasiones se hacía *validación cruzada anidada*, una *validación cruzada* con dos niveles en los que se usa un nivel de *validación cruzada* solo para seleccionar los parámetros que mejor ajustan y con ellos se elabora, en el segundo nivel, la *validación cruzada* propiamente dicha. Esto es debido a que algunas técnicas dependen de multitud de hiperparámetros que tienen un amplio rango de variación y por tanto el *learning* es mucho menos inmediato que con por ejemplo una regresión lineal.

14.2.4 El viento: análisis y observación

Para la variable del viento el patrón de estudio es el mismo que con la temperatura. Nos centramos en la magnitud, no en la dirección, ya que consideramos que la dirección es menos determinante y además distrae parte del *learning* en mejoras de pocos grados, algo que nos parece de escasa importancia frente a los cambios en velocidad. En el momento de escribir este capítulo aún no se había terminado de estudiar el viento con todos los miembros del SPC, pero ciertos esquemas empezaban a verse claros.

En el caso del viento también se llevó a cabo para las observaciones un control de calidad análogo al de la temperatura, aunque en este caso es mucho más difícil poder decir con relativa seguridad cuándo un dato es o no es un *outlier*. La temperatura, incluso en casos de olas de frío o de calor, experimenta una variación que puede ser considerada aproximadamente lineal en el tiempo, pero el viento tiene continuos saltos y discontinuidades en cuestión de segundos. Si se eligen umbrales muy rígidos se corre el riesgo de descartar muchos datos que podrían ser válidos, así que se optó de forma conservadora por descartar solo los *outliers* más gruesos: aquellos que difiriesen en más de 15 m/s en la hora H con el promedio de las horas H-3 y H+3. Aun así, es posible que se hayan descartado datos válidos, o que se hayan incluido datos incorrectos pero que son totalmente indistinguibles de uno bueno. Cualquier persona con experiencia en la observación o la predicción habrá visto en multitud de ocasiones un aeropuerto con dos cabeceras de pista, situadas a poco más de un kilómetro una de la otra, midiendo vientos totalmente diferentes.

Como con la temperatura, generamos *scatter plots* del análisis frente a la predicción y de la observación frente a la predicción. A diferencia del buen comportamiento con la temperatura, vemos que la bondad del ajuste a una recta es bastante peor. Dado que el coeficiente R^2 es independiente de la escala, nos sirve como regla estándar para calibrar ajustes. R^2 tiene sus propias limitaciones [449]: se basa en la comparación del modelo de trabajo con un modelo constante, el de la media, no con el verdadero modelo; no obstante, obviaremos estos refinamientos y usaremos R^2.

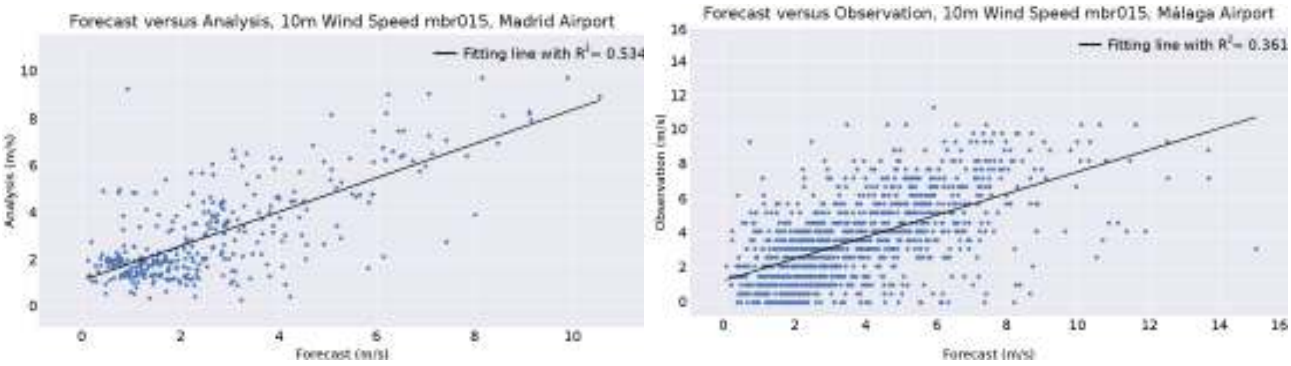


Figura 14.9: Diagramas de dispersión. Izquierda: predicción frente a análisis, para Madrid. Derecha: predicción frente a observación, para Málaga.

Un peor ajuste como el observado puede indicar que o bien la relación deja de ser lineal o el modelo predice algo peor el viento que la temperatura o ambas cosas. Teniendo en cuenta las discontinuidades del viento de las que antes hablábamos o su extrema dependencia del punto en cuestión (dependencia asociada a cambios orográficos, obstáculos, etc.) parece probable que el modelo recoja el viento con más imprecisión; lo que no es óbice para pensar también que la relación entre las variables pueda no ser del todo lineal. Tenemos dos ejemplos en la Figura 14.9. El último paso es introducir los diferentes métodos de *Aprendizaje Automático*, Figura 14.8, parte inferior.

14.3 Conclusiones

Nuestro objetivo en este capítulo era, además de presentar las técnicas clásicas y modernas de posproceso estadístico aplicable a las salidas de los modelos meteorológicos, ilustrar cómo se pueden usar las técnicas de *Aprendizaje Automático,* un caso particular, para mejorar las salidas de los citados modelos. Estas técnicas se han usado en conjunción con las técnicas estadísticas más habituales y conocidas anteriormente presentadas.

Hemos mostrado unos pocos ejemplos de entre los muchos que se están generando para cada modelo del γSREPS y para varios puntos (aeropuertos) de España. Parece que el viento se comporta algo peor que la temperatura. Parece también que el Aprendizaje Automático mejora claramente las salidas brutas de los modelos. Es verdad que hay casos (no mostrados aquí) en los que no se consigue mejorar al modelo, pero son una minoría. Hasta ahora se puede decir que la regresión lineal clásica o con regularización (*Ridge*) es lo que en líneas generales mejor está funcionando, al menos en términos del error cuadrático medio (MSE, sec. 15.3 en la página 219); esto es especialmente cierto en el caso de la temperatura y en el caso del viento estaría a la par con la red neuronal, aunque pensamos que tiende también a superarla.

Por supuesto, todo este trabajo aún está en pleno proceso de elaboración. Hay muchas cosas que pueden probarse. Tras el viento se pretende abordar la precipitación, variable especialmente delicada, pues sabemos no sigue en absoluto una distribución normal y es aún más sensible a cambios en pocos metros de terreno de lo que es el viento. Veremos si los métodos de *Aprendizaje Automático* son capaces de ofrecer alguna mejora frente a la salida en bruto del modelo. También se pretende probar nuevos y diversos diseños, sobre todo de la red neuronal, un área que crece cada día que pasa y en la que el número de arquitecturas posibles junto con el de sus hiperparámetros asociados es todo un mundo a explorar. Al fin y al cabo, las técnicas más sofisticadas (básicamente el *deep learning*) son las que acumulan los mayores éxitos, aunque también es cierto que se centran más en la clasificación que en la regresión. De todas formas es difícil asegurar qué técnica va a ir mejor a priori, y de hecho hay un teorema de *Aprendizaje Automático* que afirma que no existe un algoritmo único y universal que valga para todos los problemas [283].

Por último, quisiéramos mencionar que todo lo que se ha hecho es para puntos concretos, y que los parámetros aprendidos para un determinado lugar (por ejemplo, Vigo) difícilmente van a ser exportables a otro lugar (por ejemplo, Madrid) con características físicas y climáticas totalmente distintas. Sería deseable poder generalizar los parámetros aprendidos a regiones más extensas. Existen diversas ideas en este sentido. Estaríamos ya hablando de un plan sumamente ambicioso que requeriría un equipo de varias personas y grandes recursos de computación, pero sin duda una prometedora línea de desarrollo e investigación para el futuro.

Anexo. Poco antes de enviar este libro a imprenta un artículo reciente ha mostrado cómo un sistema de AA ha superado, por primera vez en la historia, a un modelo físico [482]. El caso estudiado fue el de la propagación de un frente de incendio, un sistema altamente caótico. Uno de los investigadores llegó a sugerir que un día toda la predicción del tiempo se hará con modelos de AA en lugar de con modelos físicos, aunque otros investigadores fueron más comedidos [673]. Anteriormente, algunos algoritmos habían igualado a modelos físicos; por ejemplo, un sistema de inteligencia artificial aprendió la dinámica del tiro parabólico exclusivamente de los datos, sin haberle programado ni leyes de NEWTON, ni gravedad, ni nada físico. En esta ocasión, sin embargo, el algoritmo de AA no solo ha aprendido sino que ha mejorado las predicciones de un complicado modelo basado en la física. Un resultado prometedor y que demuestra la atención que merecen estos algoritmos. Eso sí, probablemente para adquirir verdadera comprensión (o lo que entendemos por comprensión humana) sea imprescindible recurrir al conocimiento de la física. El debate está abierto y trasciende los dominios de la física o las matemáticas para adentrarse en terrenos, tal vez más resbaladizos, de teoría del conocimiento y filosofía.

Verificación probabilista

15

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

CONTRIBUCIONES DE: M. ASUNCIÓN PASTOR SAAVEDRA
Área de Modelización y Evaluación del Clima, AEMET

La evaluación es una de las dimensiones fundamentales de la educación y también de otros campos, aunque la atención que se le dedica no es proporcional a su importancia.

ISABEL CAPPELLETTI, profesora universitaria y pedagoga brasileña

Los modelos de la atmósfera son simulaciones mediante supercomputación de los procesos físicos que tienen lugar en la misma. Estos modelos han mejorado enormemente en las últimas décadas, revolucionando el mundo de la predicción, debido a los avances también tremendos en tecnología de la información, sistemas de observación por satélite, técnicas de asimilación de datos y en la formulación del propio modelo. ¿Cómo se evalúan estos avances? ¿Son perfectos los modelos? ¿Cómo se mide la calidad de los modelos? ¿Qué nos permite decir si un modelo es más adecuado que otro según para qué propósitos?

Palabras clave: verificación de modelos atmosféricos, verificación de sistemas de predicción por conjuntos, métodos de verificación estadísticos, métodos de verificación espaciales, verificación probabilista, valor económico relativo.

Imagen parte superior: Cumulus congestus (Cu con). Usanos (Guadalajara), hacia el noreste, 18 de mayo de 2007, a las 19:55. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

15.1 Introducción a la verificación

Los modelos de predicción numérica del tiempo son simulaciones de la atmósfera y sus interacciones. Para medir su calidad y valor [447] deben ser comparados con una buena representación de la realidad, que pueden ser las observaciones mismas o, en su lugar, los análisis correspondientes. Este proceso de comparación lo denominaremos verificación, aunque en otros contextos puede llamarse validación o evaluación. En ese proceso usaremos unas métricas o medidas que denominaremos *scores* (se utiliza el término anglosajón por su universalidad). Se ayuda así a los modelizadores a mejorar los modelos y como guía de uso adecuado de los mismos para los predictores del tiempo. En particular, podremos medir la calidad, la exactitud y las tendencias del modelo; comprender sus fallos; comparar diferentes modelos o sistemas de predicción (e. g. comparar la versión operacional del modelo con algunas versiones experimentales). Se suele distinguir entre verificación administrativa, económica y científica. En todas ellas, la verificación es una eslabón importante en la toma de decisiones. Las observaciones y las predicciones pueden compararse en diferentes marcos: como conjuntos que tienen ciertas propiedades estadísticas, o bien por parejas y luego estadísticamente resumir las comparaciones, o bien como distribuciones, etc. Los métodos de verificación estandarizados se describen con detalle en [662] y en [323]. La verificación de SPC se aborda con detalle en [101] o en [579].

15.1.1 Calidad, valor y consistencia

La calidad de un modelo está relacionada con la correspondencia entre observación y predicción, mientras que el valor está asociado a la utilidad para el usuario a la hora de tomar decisiones. Un ejemplo que ilustra perfectamente esta diferencia es el siguiente: una predicción de cielos despejados para el Desierto del Sáhara goza es de mucha calidad, pero con poco valor al no aportar información relevante; sin embargo, una predicción de una probabilidad de 30 % de que los vientos superen los 100 km/h en un temporal en el Cantábrico, no tiene la calidad de la primera, pero será de gran valor en la toma de decisiones, aportando información relevante. Puede hablarse también de consistencia entre modelo y juicio del predictor.

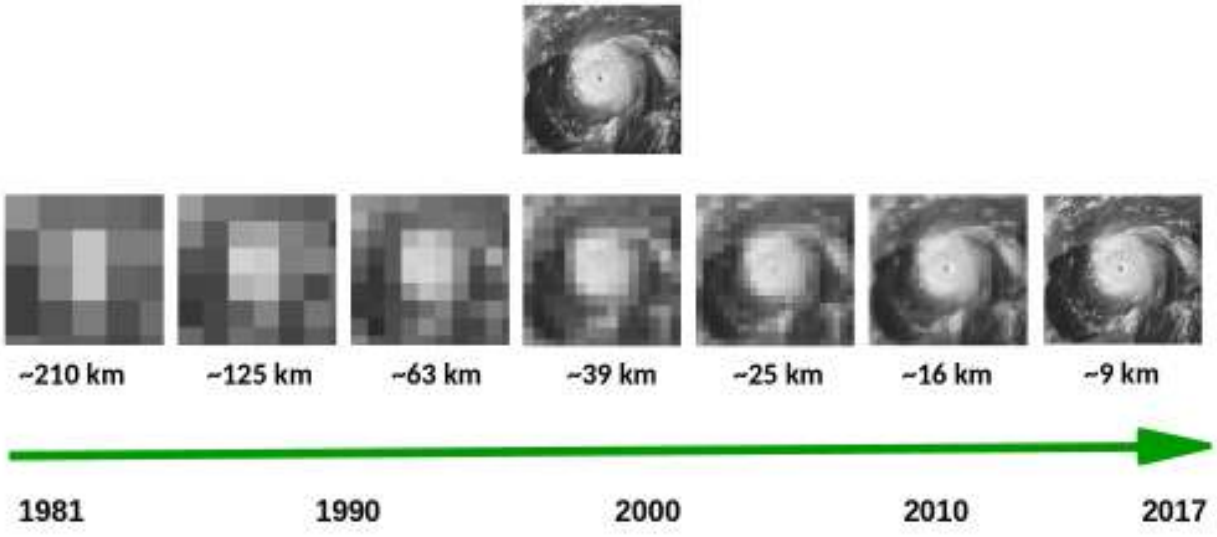


Figura 15.1: Los modelos atmosféricos han mejorado enormemente en las últimas décadas. Aquí una verificación subjetiva muestra un huracán observado comparado visualmente con diferentes etapas del modelo que lo simula a lo largo de la historia, por tanto con diferentes resoluciones. Figura adaptada de ECMWF.

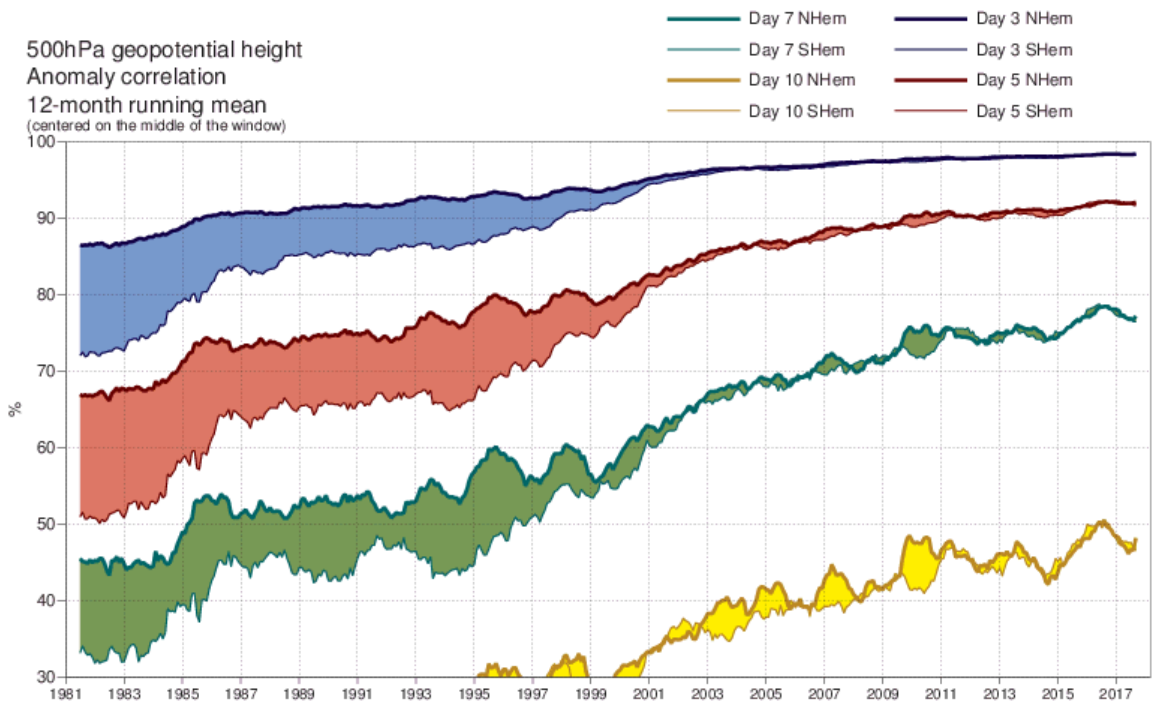


Figura 15.2: Los modelos atmosféricos han mejorado enormemente en las últimas décadas. Aquí una verificación objetiva muestra la mejora a largo plazo en la calidad del mismo modelo que en la Figura 15.1 en la página anterior pero con medidas cuantitativas, en este caso el coeficiente de correlación de anomalías (ver texto) representado en un gráfico de serie temporal. ECMWF.

15.1.2 Subjetiva, objetiva y diagnóstica

La *verificación subjetiva* es la más inmediata, se basa en estimaciones cualitativas, en un caso óptimo, de especialistas en predicción o en climatología, a menudo basada en la mera comparación visual entre modelo y observaciones, a veces basada en la experiencia; brinda información llamada *diagnóstica* porque resalta puntos débiles y fuertes del modelo en términos de su comportamiento meteorológico. Por otro lado, la *verificación objetiva* se basa en información cuantitativa, supuestamente con significación estadística, no siempre detallada y no siempre explícita; no brinda información diagnóstica pues no informa sobre puntos fuertes o débiles del modelo en términos meteorológicos puros.

Para ilustrar la diferencia tomemos como ejemplo el modelo determinista del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF), denominado ECHRES (sec. 19.2 en la página 297).

La Figura 15.1 en la página anterior muestra el aumento en resolución horizontal del modelo ECHRES a lo largo de su historia: la precisión con la que pueden describirse fenómenos atmosféricos como un huracán está íntimamente relacionada con la resolución horizontal (así como la vertical y la temporal) del modelo.

Aunque no se proporcione una medida cuantitativa de la mejora, resulta evidente inspeccionando la figura. Es un ejemplo de verificación subjetiva.

Por otro lado, en la Figura 15.2 podemos apreciar una verificación objetiva donde se muestra gráficamente la mejora del mismo modelo ECHRES, medida en este caso de forma cuantitativa (pueden consultarse detalles en el apartado 15.2 en la página siguiente) con el índice de correlación entre anomalías, con respecto a la climatología, de las predicciones y de las observaciones; variando entre 0 y 100, cuanto más alto, mas calidad tiene el modelo. Las curvas tienden a crecer según avanzan los años: como tendencia general la calidad del modelo va mejorando.

Por último, la *verificación diagnóstica* es aquella que, a caballo entre subjetiva y objetiva, brinda información basada en medidas cuantitativas objetivamente fundamentadas, pero a la vez nos informa sobre aspectos fuertes y débiles del modelo en términos puramente meteorológicos. Ejemplos de verificación diagnóstica son *el modelo adelantó la precipitación tres horas* o *el modelo falló en la colocación del sistema convectivo por 50 km*. La verificación diagnóstica no fue más que un sueño hasta que a principios del siglo XXI se empezaron a aplicar sistemáticamente los métodos espaciales (ver apartado 15.5 en la página 225).

Verificación frente a análisis	Verificación frente a observaciones
Favorece al modelo Comparación endogámica Cada análisis es diferente	Más exigente Problemas de cobertura Escalas espaciales de los modelos y observaciones Error en las observaciones Representatividad

Tabla 15.1: Verificación frente a observaciones vs verificación frente a los análisis.

15.1.3 Frente a observaciones y frente a análisis

Como ya se dijo antes, podemos comparar el modelo directamente con las observaciones (por abuso del lenguaje se suele decir "contra las observaciones") o con una buena representación de la realidad como puede ser el análisis del modelo (ver tema sobre asimilación; un análisis es el resultado de adaptar las observaciones a la grilla del modelo obligando así mismo a una serie de restricciones físicas/meteorológicas a las mismas y a un cierto "control de calidad", por lo cual el análisis puede ser considerado "algo más suave que las observaciones puras"). Ambas comparaciones tienen sus virtudes y sus defectos, que enumeramos a continuación.

Naturaleza del predictando	Ejemplos	Métodos estadísticos
Continua	Temperatura	Diagrama de dispersión, BIAS, MSE...
Dicotómica	Sí llueve / No llueve	TSS, FBI...
Multicategórica	Cálido / Normal / Frío	Distribuciones, HSS...

Tabla 15.2: Versión sencilla de la clasificación de MURPHY *de las verificaciones por naturaleza de la variable.*

15.1.4 Tipos de variables

Las diferentes variables meteorológicas de interés, por su distinta naturaleza, requieren métodos de verificación también diferentes. Una primera clasificación sencilla siguiendo este criterio [325, 445, 446, 662] considera tres grupos de variables: *continuas*, *dicotómicas* y *multicategóricas*. Las variables continuas pueden tomar cualquier valor dentro de su rango natural de variabilidad, las dicotómicas son binarias tipo «llueve o no llueve». Por último, las multicategóricas admiten más categorías; por ejemplo las predicciones estacionales proporcionan el carácter de la estación con respecto a la climatología (cálido / normal / frío). La tabla 15.2 ilustra esta clasificación. Los métodos específicos de cada grupo pueden consultarse en el apartado 15.2.

15.2 Métodos estadísticos clásicos

Desde el punto de vista estadístico, las observaciones y las predicciones pueden compararse, bien en conjunto, utilizando las propiedades estadísticas de cada conjunto, o bien por parejas {observación, predicción} (abreviadamente {o, p}) y estudiando las propiedades estadísticas del conjunto de parejas.

15.2.1 Métodos descriptivos, orientados a scores y orientados a distribuciones

Usamos diagramas descriptivos para dar un primer paso, una idea general y con perspectiva de los conjuntos de datos previstos y observados. Si además usamos estimadores estadísticos que resuman estos comportamientos, tendremos la verificación orientada a medidas o scores. La verificación orientada a distribuciones proporciona información más rica por no tratarse de un resumen.

15.2.2 Métodos descriptivos

Diagrama de dispersión (scatter plot). Los puntos representan predicción vs observación dando una idea muy visual de la correspondencia entre predicciones y observaciones. En un modelo con mucha exactitud cada predicción será muy similar a la correspondiente observación, de modo que presentará puntos cerca de la diagonal. Las desviaciones de la diagonal nos informan sobre los errores del modelo, en diferentes rangos de valores, etc.

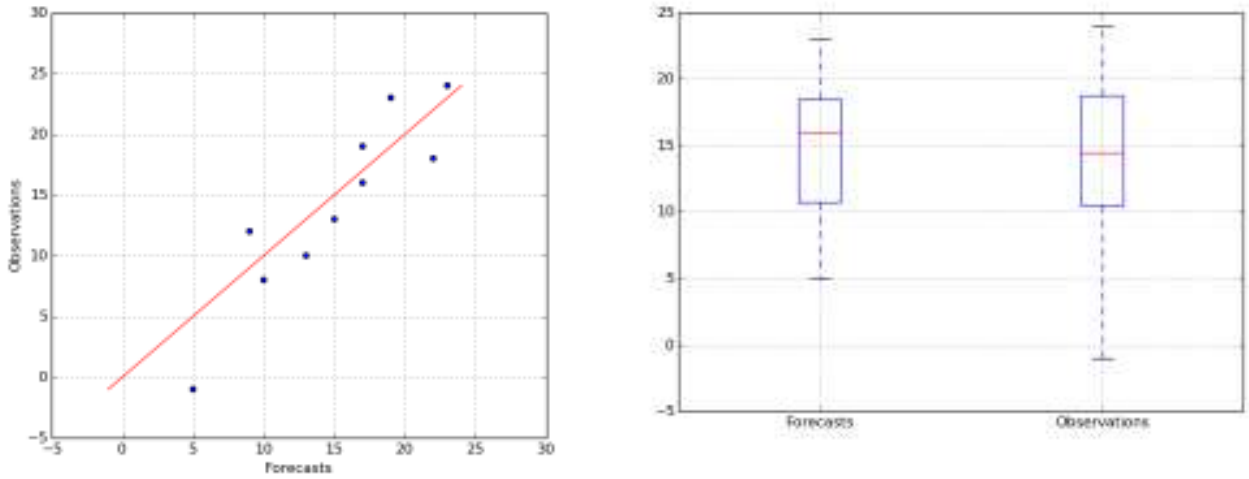


Figura 15.3: Métodos descriptivos: diagrama de dispersión (scatter plot) a la izquierda y diagrama de caja (box-plot) a la derecha.

Diagrama de caja (box plot). Muestra en una caja información condensada y visual sobre la distribución, bien sea de observaciones, bien de predicciones. Dentro de la caja cae el *rango intercuartílico* (sus bordes superior e inferior son los percentiles 25 y 75). La raya horizontal dentro de la caja muestra la mediana (no la media), y los bigotes (*whiskers*) superior e inferior muestran el máximo y el mínimo, es decir, el rango completo de variación de la distribución. Muestra información sobre la correspondencia de la distribución de predicciones con la distribución de observaciones. No brinda información sobre la correspondencia entre predicciones y observaciones. Nos sirve para comparar propiedades típicas como la localización, la dispersión y la asimetría de las distribuciones de predicciones y de observaciones.

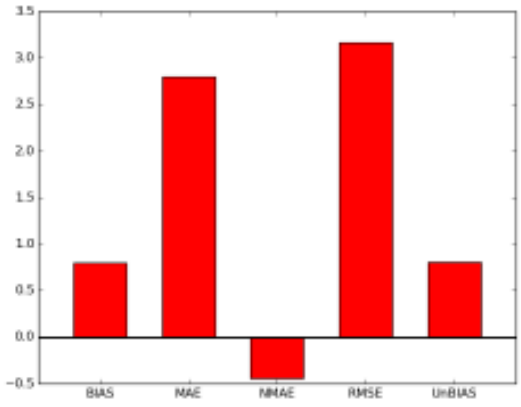


Figura 15.4: Métodos orientados a medidas (scores): histograma con medidas usuales.

15.2.3 Medidas o scores y atributos de calidad

Los atributos de calidad están relacionados con diferentes aspectos de la calidad del modelo. Algunos de ellos van asociados a un *score* o a varios, otros se relacionarán con una idea no siempre cuantificable.

Imaginemos el siguiente ejemplo. Hagamos un pronóstico de temperatura para mañana a las 00 UTC en Sevilla: 4º C. Al día siguiente recogemos el dato observado: 3º C. A la pareja formada por la predicción y la observación la podemos denotar por $\{4, 3\}$. La medida de calidad más elemental es el error. Error del modelo = predicción – observación = 1º C. ¿Qué información podemos inferir a partir de esta verificación? Se invita al lector a reflexionar este punto. ¿Puede decirse realmente que el modelo tiene calidad? ¿Por qué? Lo único que podemos realmente afirmar es que el modelo tuvo cierta calidad (un error de 1º C), para ese día, a esa hora, en Sevilla. Pero nada podemos afirmar sobre su calidad otros días, otras horas o para otras localidades. Para dar respuestas a esas preguntas hemos de tomar muestras más grandes de datos, y dar resultados estadísticos con esas muestras. Por ejemplo, tomando parejas de predicciones y observaciones durante todos los días del invierno en Sevilla, haremos el promedio de los errores, al que llamaremos error medio. En esta sección ofrecemos una relación, no exhaustiva pero sí precisa, de scores o medidas de calidad, abarcando una buena parte de los atributos de calidad más importantes. Mantendremos a menudo, por su utilidad, el término en inglés acompañando al teŕmino en castellano; en ocasiones es preferible el

uso del término anglosajón para evitar confusiones entre diferentes fuentes bibliográficas.

Error medio (bias, mean error). Promedio entre las diferencias entre predicción y observación. Tiene problemas de compensación: en una muestra puede haber partes con error medio positivo y otras con error medio negativo y pueden compensarse dando un error medio casi nulo que no refleja esos errores parciales. El rango de variación del error es $(-\infty,+\infty)$ y una predicción perfecta tiene error 0.

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(p_i-o_i) \tag{15.1}$$

Error absoluto medio. Promedio entre las diferencias absolutas entre predicción y observación. Evita los problemas de compensaciones del error medio. El rango de variación es $[0,+\infty)$ y una predicción perfecta tiene 0.

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|p_i-o_i| \tag{15.2}$$

Error cuadrático medio (mean square error). Promedio de los cuadrados de las diferencias entre predicciones y observaciones individuales. Evita los problemas de compensaciones del error medio, pero penaliza mucho errores grandes. El rango de variación es $[0,+\infty)$ y una predicción perfecta tiene 0.

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(p_i-o_i)^2 \tag{15.3}$$

Raíz del error cuadrático medio. Sus unidades coinciden con las de la magnitud. El rango de variación es $[0,+\infty)$ y una predicción perfecta tiene 0.

$$\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(p_i-o_i)^2} \tag{15.4}$$

Coeficiente de correlación de anomalías. Correspondencia entre anomalías respecto de la climatología, en forma de coeficiente de correlación. El rango de variación es $[-1,+1]$ y una predicción perfecta tiene 1.

$$\frac{\sum_{i=1}^{N}(p_i-c_i)\sum_{i=1}^{N}(o-c_i)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(p_i-c_i)^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(o_i-c_i)^2}} \tag{15.5}$$

La Tabla 15.3 en la página siguiente ofrece un resumen de las medidas básicas más relevantes relacionadas con atributos de calidad, con su interpretación, su rango de variación y el score que obtendría una predicción perfecta.

Para las diferentes definiciones de la tabla 15.3 en la página siguiente se denota el promedio para todos los datos con el operador $\overline{()}=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}()$, considerando que hay N observaciones o_i y N predicciones p_i, es decir, N parejas $\{p_i,o_i\}$; los valores climatológicos son c_i. En ese sentido tendremos, por ejemplo, que $\overline{p-o}=\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(p_i-o_i)$

15.2.4 Skill scores

Habilidad, destreza o pericia (*skill*) tiene que ver con la exactitud relativa de la predicción con respecto a una predicción de referencia. Esta predicción de referencia suele tomarse sin habilidad, tal como una predicción aleatoria, la persistencia (última observación disponible, prolongada) o la climatología. El skill se refiere a la mejora en exactitud debida a la habilidad del modelo. A veces las predicciones son más exactas sencillamente porque en esas ocasiones el tiempo es más fácil de predecir y el skill tiene esto en cuenta. Los así llamados skill scores o medidas de habilidad surgen, por tanto, de forma natural para poder comparar la calidad del modelo con la calidad de un sistema predictivo de referencia. Expresado de otro modo, ¿qué mejora relativa me aporta este modelo con respecto a una referencia?

$$skill\ score=\frac{score_{predicción}-score_{referencia}}{score_{predicción\ perfecta}-score_{referencia}} \tag{15.6}$$

En lo referente al rango de variación de un skill score podemos decir que el límite inferior depende, naturalmente, del score en cuestión y del sistema predictivo de referencia usado; el límite superior es siempre 1, mientras que 0 indica la ausencia de mejora sobre el sistema de referencia. En Meteorología, el sistema predictivo de referencia suele ser la persistencia (sin cambios desde la última observación) o la climatología muestral (las mismísimas observaciones de la muestra). El skill score puede ser inestable para muestras pequeñas. Cuando el score utilizado es el error cuadrático medio (MSE) entonces el skill score se llama reducción de la varianza.

Medida (score)	Definición	Rango	Perfecto
Error medio (bias, mean error). Promedio entre las diferencias entre predicción y observación, opuesto a la *exactitud*. Tiene problemas de *compensación*: en una muestra puede haber partes con error positivo y otras con negativo, pudiendo compensarse dando un error medio casi nulo que enmascara esos errores parciales.	$\overline{p-o}$	$(-\infty,+\infty)$	0
Error absoluto medio. Promedio entre las diferencias absolutas entre predicción y observación. Evita los problemas de compensaciones.	$\overline{\lvert p-o\rvert}$	$[0,+\infty)$	0
Raíz del error cuadrático medio. Raíz del promedio de los cuadrados de las diferencias entre predicción y observación. Evita los problemas de compensaciones, pero penaliza mucho errores grandes. Sus unidades coinciden con las de la magnitud.	$\sqrt{\overline{(p-o)^2}}$	$[0,+\infty)$	0
Coeficiente de correlación de anomalías. Correspondencia entre anomalías respecto de la climatología, en forma similar al coeficiente de correlación.	$r_{p-c,o-c}$	$[-1,+1]$	1

Tabla 15.3: Resumen de los scores básicos para variables continuas (ver texto).

15.2.5 Representaciones gráficas

Los scores o medidas se representan de muchos modos, y presentamos aquí tres de los más comunes, ilustrados en las Figuras 15.5 en la página siguiente, 15.7 en la página 221 y 15.6 en la página siguiente.

Distribución espacial (Figura 15.5 en la página siguiente): un mapa con los valores del score, a menudo con un código de colores; los puntos irán coloreados según el valor del score en cada estación donde hubo observación contrastable con el modelo. Contesta a las preguntas del tipo *¿en qué regiones el modelo tuvo error positivo, es decir, sobrestimó el valor observado?*, *¿es homogéneo el comportamiento del modelo?*, *¿hubo una densidad razonable de estaciones para contrastar?*.

Evolución con el alcance de la predicción (Figura 15.6 en la página siguiente): se despliega la variación del valor del score con los alcances de la predicción. El modelo, supuestamente, va perdiendo calidad según avanza el alcance, y por tanto, el MSE debe crecer, etc. Igual que con las series temporales, el valor del score variando con el alcance de la predicción puede ser un atributo de calidad del modelo en un lugar o promediado en un dominio. Así mismo, pueden mostrarse scores de diferentes modelos, alcances, pasadas, lugares, etc, en diferentes colores o estilos, para comparación.

Serie temporal (Figura 15.7 en la página 221): se despliega la variación del valor del score con los días, meses, años o décadas. El valor del score puede ser un atributo de calidad del modelo en un lugar o promediado en un dominio. Pueden mostrarse scores de diferentes modelos, alcances, pasadas, lugares, etc, en diferentes colores o estilos, para comparación.

Serie temporal con media móvil. A menudo puede hacerse una media móvil temporal para filtrar ruido de corto plazo. En la Figura 15.8 en la página 221, la curva verde representa la calidad de ciertas predicciones del modelo ECHRES con variación diaria. La variabilidad de alta frecuencia impide comprobar tendencias de más largo plazo, es una curva *ruidosa*. Para ello, puede usarse un filtro estadístico llamado *media móvil* (*moving average* o *running mean*, en inglés), consistente en sustituir el dato de cada día por una media de los datos en una ventana de cierto tamaño centrada en ese día, de modo que se consiguen suavizar los rangos de alta frecuencia de la señal, preservando la variabilidad de frecuencia menor. El tamaño de la ventana de media móvil se ajusta para resaltar las frecuencias de mayor interés. En la Figura 15.8 en la página 221 la curva azul muestra una media móvil semanal, mientras que la curva negra muestra una media móvil mensual. Pueden observarse los distintos grados de filtro de frecuencia y cómo las tendencias de largo plazo quedan mucho más claras.

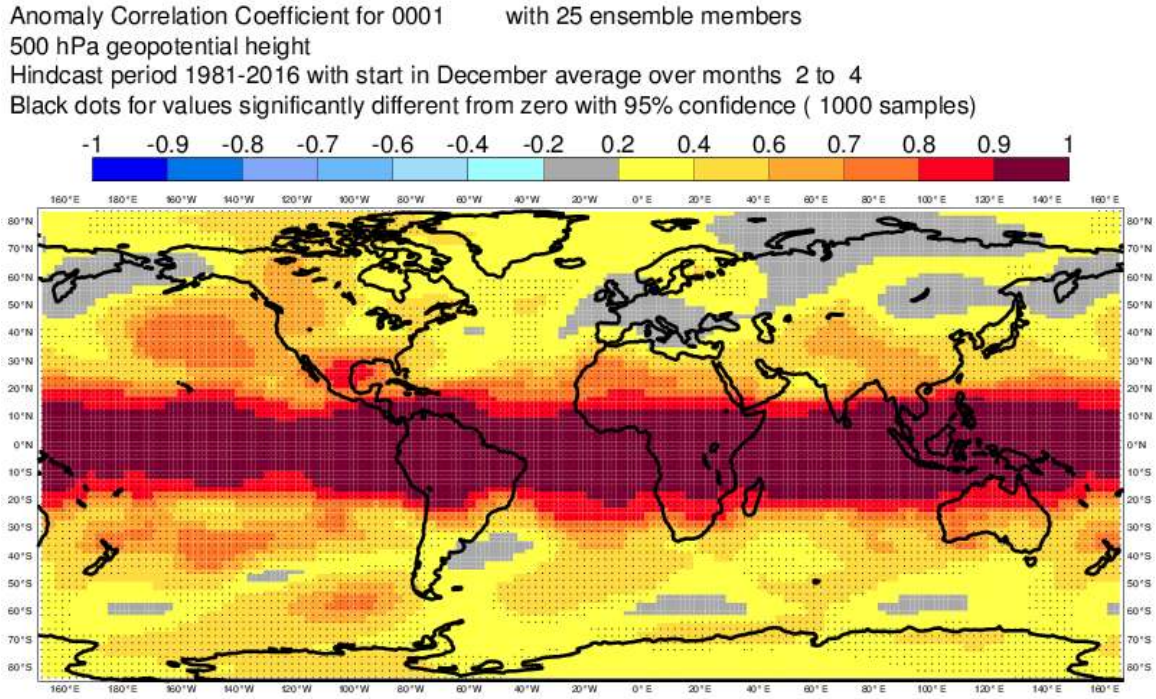


Figura 15.5: Representaciones gráficas habituales de los scores estadísticos que muestran información sobre diferentes atributos de calidad de los modelos. Aquí, un mapamundi con la distribución del coeficiente de correlación de anomalías (ACC de sus siglas en inglés). ECMWF.

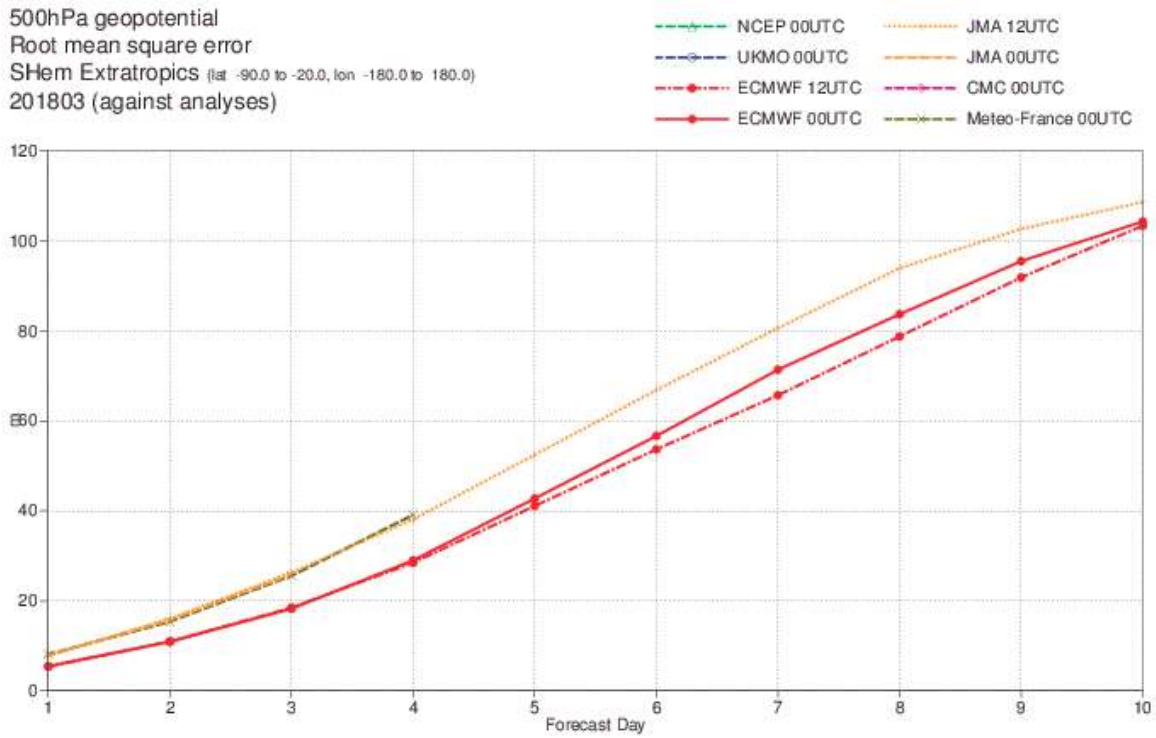


Figura 15.6: Evolución de la calidad con el alcance de la predicción, en términos de error cuadrático medio de predicciones de altura geopotencial en 500 hPa de varios modelos, en la franja extratropical sur, para marzo de 2018. El error aumenta con el alcance predictivo de forma natural. ECMWF.

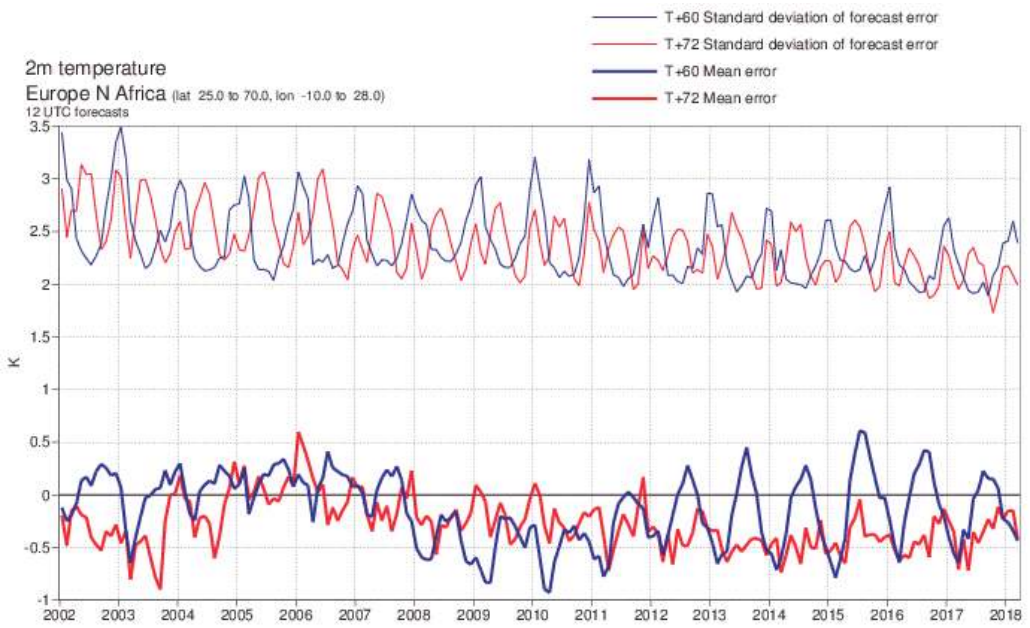


Figura 15.7: Serie temporal que abarca desde 2002 hasta el presente, mostrando el error medio (abajo, signo oscilante) y una variante del error cuadrático medio (arriba, siempre positiva) de las predicciones de temperatura del ECHRES. En azul, el alcance T+60 y en rojo el alcance T+72 h. Puede observarse que el error cuadrático medio va disminuyendo con los años. La comparación de calidad entre los dos alcances predictivos requiere analizar la hora del día y el comportamiento de la variable meteorológica en cuestión (ECMWF).

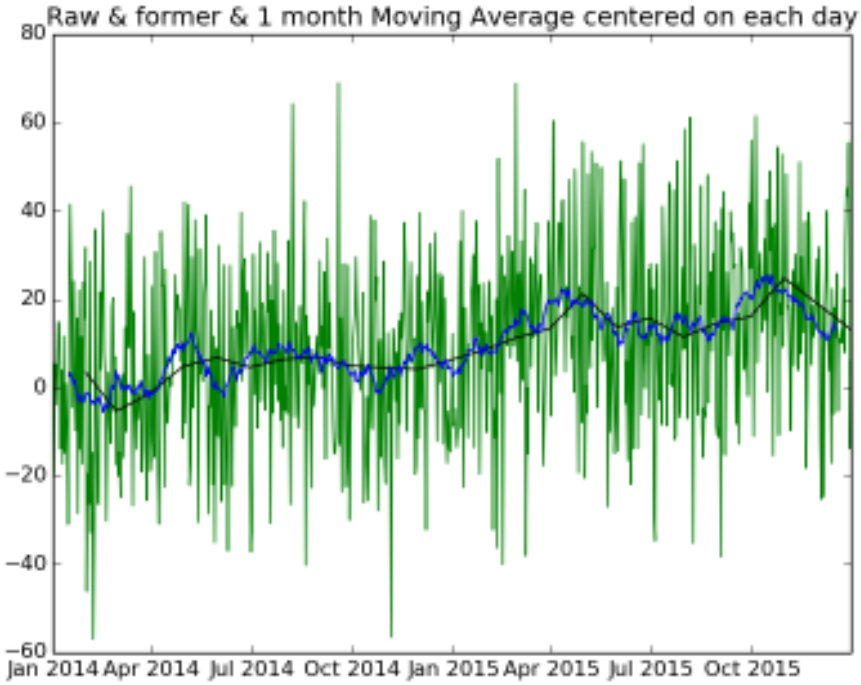


Figura 15.8: Serie temporal del valor diario de una cierta métrica (verde) que abarca dos años, 2014 y 2015. El ruido impide ver la tendencia, pero en las medias móviles de una semana (azul) y de un mes (negro) se filtra la alta frecuencia y emergen las tendencias de baja frecuencia (ver texto).

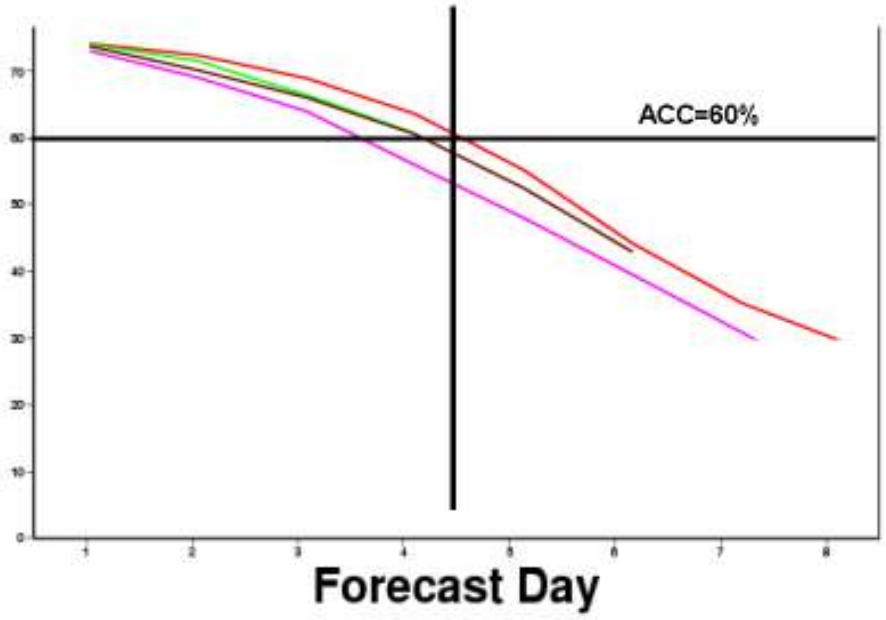


Figura 15.9: Evolución del coeficiente de correlación de anomalías (ACC) medio con el alcance predictivo (Forecast Day) que, seleccionando un umbral de calidad mínimo, define un límite de predecibilidad: para el modelo rojo sería, aproximadamente, cuatro días y medio. ECMWF.

15.3 El límite de predecibilidad

El límite de predecibilidad es un concepto clave en verificación de la predicción y, en general, en el mundo de la meteorología. Por un lado, es un concepto muy intuitivo por el que, de hecho, la sociedad suele formular preguntas del tipo ¿hasta qué día son fiables las predicciones? ¿he oído que hasta el quinto, verdad? Por otro lado y, dentro del marco más estrictamente teórico de la verificación, el concepto o atributo puede medirse de forma muy precisa utilizando una medida de calidad adecuada y viendo su evolución con el alcance predictivo. De este modo, puede tenderse un puente entre la verificación puramente objetiva y cuantificable y la idea social de la validez en el tiempo de las predicciones: una conexión entre el lenguaje científico o técnico y el social.

En la Figura 15.9 se muestra la evolución con el alcance predictivo (Forecast Day) del coeficiente de correlación de anomalías (ACC) de cuatro modelos distintos correspondientes a curvas de diferentes colores. El ACC es una medida orientada positivamente, es decir, cuanto más ACC, mejor correlación tiene la anomalía del modelo con la de la observación y, por ende, mejor calidad presenta el modelo. Como es natural, el ACC tendrá tendencia a decaer con el alcance predictivo: cuanto más lejos el horizonte de predicción, peor suele ser la misma. Esta tendencia es clara en los cuatro modelos mostrados en la Figura 15.9. Ahora elegimos, en principio arbitrariamente, un umbral de calidad según el ACC, por ejemplo 60 % y trazamos una recta horizontal en la gráfica precisamente en el 60 %. Esa recta define ahora dos regiones: pro encima, los modelos «son buenos» y, por debajo, «son malos». Pero, además, define una especie de *límite de predecibilidad*. Puede observarse que, para las diferentes curvas, ese umbral se traspasa en alcances predictivos distintos: el modelo rosa traspasa el 60 % en el D+3.7 aproximadamente, el marrón en el D+4.2 más o menos y el modelo rojo en el D+4.6. En este sentido, el modelo rojo permanece más tiempo con un ACC superior al 60 %. Podemos llamar a esos alcances umbrales *límites de predecibilidad* correspondientes a un ACC de un 60 %. Es decir, el límite de predecibilidad del modelo rojo será de 4 días y medio, más o menos y, podremos contestar a un periodista: «el modelo da predicciones de calidad hasta cuatro días y medio vista». Está claro que es decisivo elegir un ACC adecuado. Hasta 2008, en el ámbito europeo se venía trabajando con un ACC de 60 % pero, dado que los modelos han mejorado enormemente su calidad y que las comparativas se tornaban difíciles, se decidió en el Comité Técnico Asesor de Expertos en Verificación del ECMWF (del que el autor formaba parte) cambiar ese umbral a 80 %.

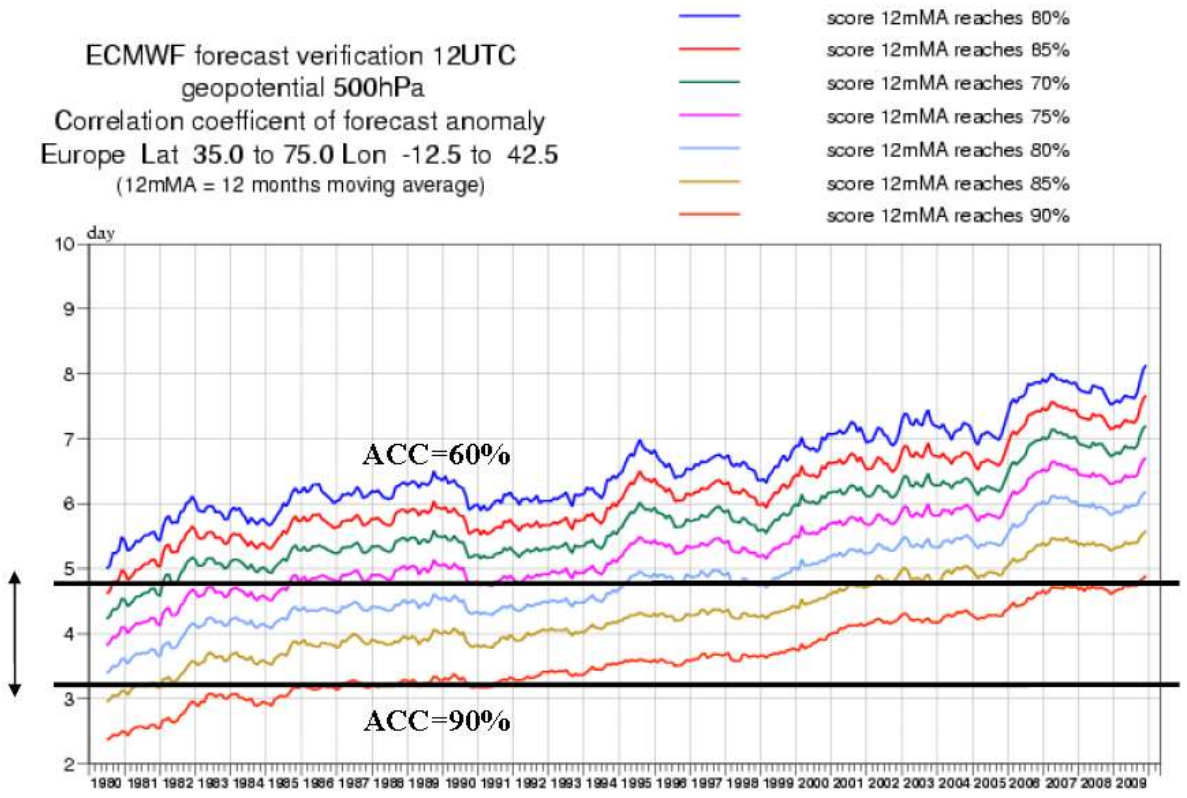


Figura 15.10: Límite de predecibilidad: serie temporal de límites de predecibilidad (ver texto). ECMWF.

Una vez que quedan bien definidos los límites de predecibilidad de los distintos modelos para distintos dominios, variables meteorológicas, épocas del año, etc., entonces pueden construirse series temporales de límite de predecibilidad, como la mostrada en la Figura 15.10. Está basada en el modelo determinista del ECMWF, el ECHRES (sec. 19.2 en la página 297). El eje vertical corresponde al límite de predecibilidad: cuanto más alto, mejor. El eje horizontal son los años de la serie temporal. Las curvas muestran la evolución de las predicciones de altura geopotencial en 500 hPa para la pasada de 12 UTC, en un dominio europeo (35-75º N 12.5º W-42.5º E). Cada punto corresponde a una media móvil de 12 meses centrada en el mes, lo que elimina la señal de alta frecuencia (variabilidad mensual), muy ruidosa y muestra mejor las tendencias a largo plazo (variabilidades mensuales suaves y, sobre todo, variabilidades estacional y anual). Cada color corresponde a un umbral dado de ACC: azul 60 %, rojo 65 %, verde 70 %, rosa 75 %, cían 80 %, amarillo 85 % y naranja 90 %. Pueden destacarse varias pautas:

- El límite de predecibilidad va aumentando con los años: los modelos van mejorando.
- Con el umbral de ACC=80 % podemos ver que la predecibilidad en 1980 tenía un límite de unos 3.5 días, en 1990 4.5 días, en 2000 5 días aproximadamente y en 2009 algo más de 6 días. Se suele decir que *en cada década se ha ganado de un día a día y medio de predecibilidad*, según la variable meteorológica estudiada. Las rectas negras horizontales muestran cómo, abajo, la predecibilidad para un ACC de 85 % en 1981 (algo más de 3 días), se alcanza en 1986 para un ACC del 90 %. La recta negra de más arriba muestra que la predecibilidad en 1980 para ACC=65 % era de 4.6 días aproximadamente y, esa predecibilidad, se alcanza en 2007 para ACC=90 %.
- La tendencia tiene altibajos: hay años donde aumenta relativamente menos o, incluso, disminuye. Esto se debe, en general, a la variabilidad natural de la predecibilidad: hay años más predecibles que otros. Hoy en día se puede relacionar esa predecibilidad con patrones de variabilidad conocidos (ver por ejemplo sec. 29.2.1 en la página 490 y sec. 29.2.2 en la página 491) o con teleconexiones.
- A más alto el umbral dado de ACC, más bajo es el límite de predecibilidad. Obsérvese, por ejemplo, que para ACC=90 % el límite de predecibilidad en 2009 termina en casi 5 días, mientras que para ACC=60 % termina en algo más de 8 días.

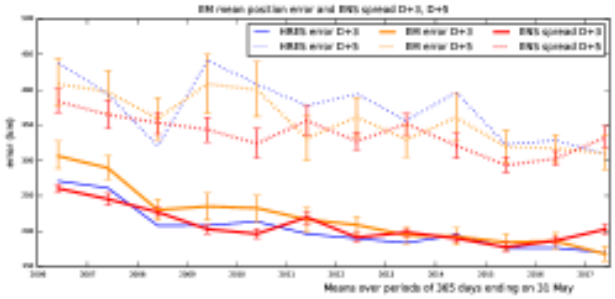


Figura 15.11: Series temporales del error de ECHRES (azul), el error del promedio del ECENS (amarillo) y de la dispersión de ECENS (rojo), en D+3 (trazo continuo) y D+5 (trazo punteado). Las barras de error despliegan la incertidumbre muestral con una cierta significación estadística. En los casos en que las barras superan la diferencia vertical entre dos curvas, no se puede afirmar con significación que un modelo muestra mejor o peor calidad que el otro. ECMWF.

15.4 Visión crítica y perspectivas

La mejora en recursos computacionales, la programación orientada a objetos y las mejoras en la aplicación de bases de datos han dado un buen empujón a la verificación de modelos atmosféricos. En las últimas décadas la comunidad científica dedicada a la verificación ha podido abordar importantes aspectos que tienen un fuerte impacto en la interpretación de las medidas de verificación, así como en la introducción de nuevas concepciones.

Compromiso entre agrupación y estratificación. Para poder interpretar la verificación las muestras deben tener significación estadística. Se busca así un compromiso entre la agrupación en muestras suficientemente grandes, pero a la vez estratificando el conjunto total en muestras que deben ser grandes pero climatológicamente homogéneas. E. g. en muestras heterogéneas puede haber compensación en el error medio, lo que puede conducir a información engañosa o confusa. Tradicionalmente se hace una estratificación estacional de los datos, lo que da cuenta de la variabilidad estacional, pero no de la variabilidad diaria [323, 324, 325, 662].

Verificación dependiente del régimen atmosférico. En el caso ideal la estratificación de los datos puede intentar hacerse por distintos regímenes atmosféricos, usando los actuales métodos de agrupamiento, mejorando así la tradicional estratificación estacional [189, 676].

Incertidumbre muestral. Las parejas {predicción, observación} disponibles son, en la práctica, muestras relativamente pequeñas y, desde el punto de vista estadístico, las medidas o scores computados son solamente estimadores muestrales de los valores poblacionales, y llevan una incertidumbre relacionada con este proceso de estimación. La información de verificación debe ir acompañada de esta incertidumbre muestral, en forma de barras de error o intervalos de confianza [65, 66, 175, 226]. Ver Figura 15.11.

Escalas espaciales de modelos y observaciones. Este es un punto clave que se describe con pleno detalle más adelante en este capítulo (sec. 15.5 en la página siguiente). Como ejemplo, la doble penalización es un problema bien conocido por los modelizadores. El desarrollo relativamente reciente de los llamados métodos espaciales de verificación [7, 227]que dan cuenta de los patrones geométricos (e. g. CRA[167], MODE[147], SAL[654]) están mostrando excelentes resultados. Conducen a un marco de verificación diagnóstica, cercana a la verificación subjetiva en el sentido de que brinda información que puede ayudar a los modelizadores y predictores a identificar errores en el modelo, desde el punto de vista meteorológico. Cercana también a la verificación objetiva en el sentido de que se basa en resultados cuantitativos.

Error en las observaciones. Se asume tradicionalmente que el error observacional es despreciable comparado con el error predictivo. Si bien es generalmente cierto para plazos de predicción medio-largos, no lo es para el corto plazo. Si se tiene en cuenta este error en forma de incertidumbre los resultados pueden ser sorprendentes [102, 548].

Fenómenos extremos y fenómenos adversos. Fenómenos extremos (*extreme weather*) son eventos raros, con frecuencia climatológica pequeña y la verificación de los mismos está todavía en una etapa de poca madurez. Los fenómenos adversos (*severe weather*) son aquellos con impacto social y económico, y su verificación debe incluir información no meteorológica, tal como coste de medidas preventivas si se hace caso de la predicción o pérdidas por daños, etc. [193, 223, 358, 363, 506, 582, 681]

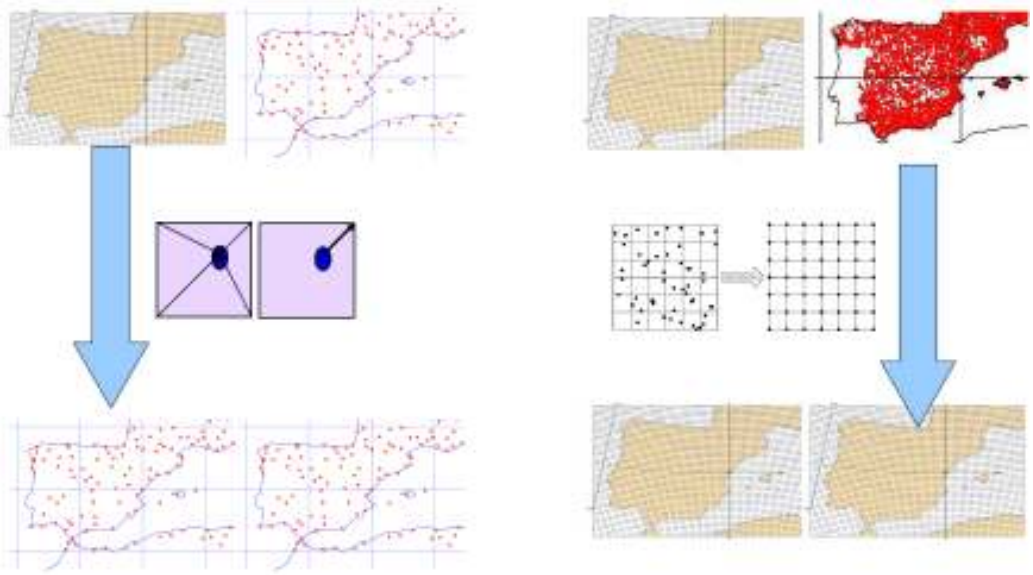


Figura 15.12: Comparación de dos métodos habituales para adaptar representaciones espaciales. A la izquierda: interpolación del modelo a los puntos de observación. Derecha: mallado *(gridding o upscaling) de las observaciones a la malla del modelo (ver texto).*

15.5 Métodos espaciales

Comparar observaciones y predicciones es como comparar peras con manzanas: a menudo son representaciones de la atmósfera de naturalezas diferentes y necesitaremos transformar al menos una de ellas. Esta transformación requiere procesos como la interpolación e implica problemas de representatividad, correlación, ruido, etc.

15.5.1 Predicciones de precipitación

Un ejemplo típico para ilustrar estas dificultades es la verificación de predicciones de precipitación de un modelo determinista (en inglés *Quantitative Precipitation Forecast*, QPF). Las redes climáticas europeas de alta densidad proveen datos observados de precipitación acumulada en 24 horas. Estas estaciones están distribuidas en el espacio de forma irregular. Sin embargo, las predicciones del modelo están regularmente distribuidas en el espacio (*malla* o *grid*). La precipitación observada es puntual y sin embargo la precipitación prevista es *areal*. Si la red de estaciones no cubre con densidad suficiente la malla del modelo (Figura 15.12, izquierda), entonces pueden interpolarse los valores del modelo a los puntos de observación y trabajar las comparaciones en esos puntos[531]. En este caso debe guardarse especial cuidado con el impacto de la posible falta de consistencia estadística debido a la correlación espacial entre estaciones próximas. Por otro lado, si la densidad de estaciones es suficiente (Figura 15.12, derecha), puede calcularse una estimación de la precipitación observada (en inglés *Quantitative Precipitation Estimate*, QPE) usando una técnica de aumento de escala (upscaling[222]) para *mallar* las observaciones en la *malla* del modelo. En cada celda se toman las observaciones que caigan dentro y se calcula una cantidad representativa (e. g. un promedio pesado) de carácter areal. El método elegido (interpolación o upscaling) depende en general de la densidad de observaciones (ver Figura 15.12). PAIMAZUMDER y MÖLDERS (2009[466]) estudiaron el impacto de la densidad y el diseño de las redes de observación en promedios regionales usando datos reales sobre Rusia. Encontraron que, generalmente, las redes reales subestiman las medias regionales de presión al nivel del mar, velocidad del viento y precipitación, mientras que sobrestiman la temperatura a dos metros, la radiación entrante de onda corta y la temperatura del suelo.

En la comparación de rendimiento de la QPF de dos modelos diferentes pueden aparecer problemas adicionales si el tamaño de celda es distinto. Los dos modelos, de diferentes resoluciones, representan estructuras de precipitación cada uno en su escala. Si las observaciones se mallan a la resolución más fina, entonces el modelo más grueso estará penalizado. Si, por el contrario, las observaciones se mallan a la resolución más gruesa, entonces el modelo fino no tiene oportunidad de demostrar su rendimiento debido a la mayor resolución.

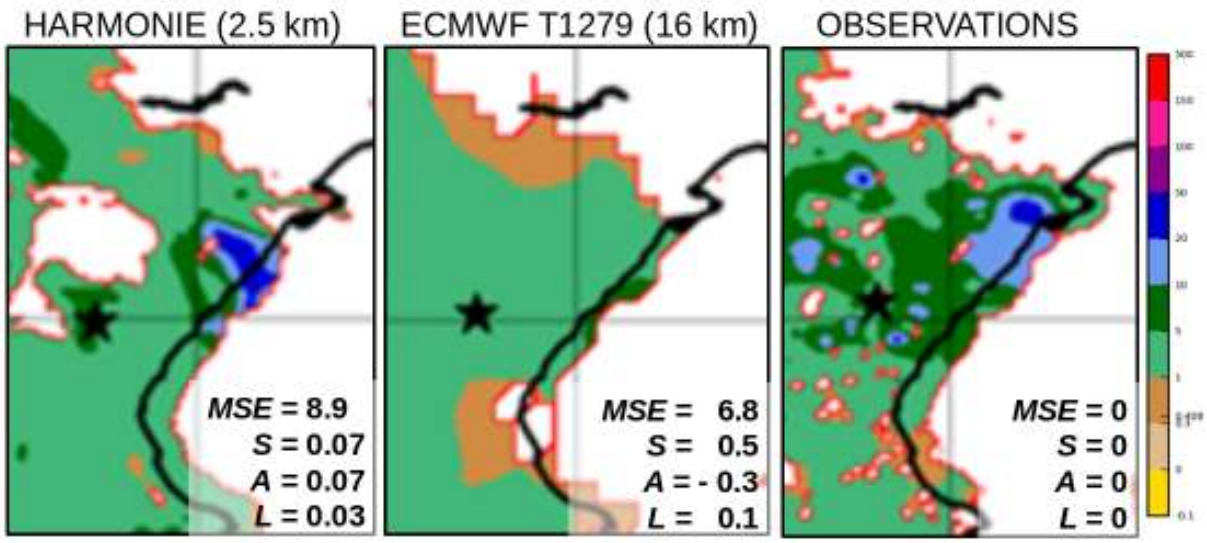


Figura 15.13: Ilustración del problema de la doble penalización *(*double penalty*) con un caso real (ver texto). Imagen de* ARANCHA AMO*, AEMET 2013.*

15.5.2 Doble penalización

Otro ejemplo típico del impacto importante de la escala de predicciones y observaciones es el famoso problema de la doble penalización, problema bien conocido por los modelizadores (Figura 15.13). Tomamos, por un lado, un modelo de alta resolución, e. g. HARMONIE-AROME, Figura 15.13 izquierda y, por otro lado, un modelo global de menos resolución, e. g. el modelo determinista del ECMWF, ECHRES (sec. 19.2 en la página 297), Figura 15.13 centro. Y comparamos ambos con las observaciones de precipitación, e. g. la red termopluviométrica de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (sec. 9.5 en la página 128), mallada mediante un proceso de upscaling, Figura 15.13 derecha. Computando el error cuadrático medio (MSE) de ambos modelos con respecto a la observación, resulta que el modelo global obtiene menos MSE y podría parecer, a primera vista, que disfruta de más calidad. Si evaluamos cualitativamente (información diagnóstica), vemos que HARMONIE-AROME resuelve bastante bien el patrón de precipitación, dando un núcleo importante de precipitación un poquito más al sur que el núcleo observado, mientras que ECHRES da información más suave en general. HARMONIE-AROME es penalizado doblemente, en aquellos puntos donde arriesgó dando lluvia que no se observó y, viceversa, también en aquellos puntos donde no daba lluvia pero llovió. De ahí que el error (MSE) de HARMONIE-AROME resulte mayor, porque sufre dobles penalizaciones. Pero, desde un punto de vista diagnóstico, sabemos que tiene gran valor. ¿Cómo solucionar este problema? Necesitamos métodos de verificación diagnósticos (cuantitativos pero que aporten información diagnóstica). Esos son los métodos llamados espaciales.

15.5.3 Métodos diagnósticos espaciales

Los métodos espaciales de verificación, de desarrollo relativamente reciente, tuvieron un importante eco internacional gracias al Proyecto de Intercomparación de Métodos Espaciales de Verificación [7, 227]. Estos métodos dan cuenta de los patrones espaciales y están mostrando prometedores resultados. Algunos ejemplos son CRA [167], MODE [147] y SAL [654]). Ofrecen un marco de verificación diagnóstica, cercana a la verificación subjetiva en el sentido de que brinda información que puede ayudar a los modelizadores y predictores a identificar errores en el modelo desde el punto de vista meteorológico y, cercana a la objetiva, en el sentido de que se basa en resultados cuantitativos. Resuelven el problema de la doble penalización y por tanto, permiten contrastar adecuada y justamente la calidad de los modelos de alta resolución. En el ejemplo ilustrado en la Figura 15.13 se muestran, además del MSE, resultados obtenidos con el método SAL [654], que arroja tres cantidades que describen, respectivamente, estructura (S), amplitud (A) y localización (L) del patrón de precipitación previsto en relación con el observado. Son medidas de error, es decir, cuanto más cercanas a cero mejor. Inspeccionando los valores comparativos entre HARMONIE-AROME y ECHRES, podemos inferir que HARMONIE-AROME describe los patrones de precipitación con más calidad que ECHRES.

15.6 ¿Son perfectos los SPC?

Si la verificación determinista, como hemos visto, lleva consigo toda una problemática inherente en su teoría y práctica, la verificación probabilista presenta dificultades superiores desde un principio. Los SPC trabajan con funciones de densidad de probabilidad (probability density functions, PDF, sec. 12.2.1 en la página 166 y sec. 13.6 en la página 184) y proporcionan predicciones en forma de probabilidades y sus derivados (cap. 27 en la página 407).

Retomando el ejemplo cotidiano de la sección 15.2.3 en la página 217, un modelo determinista predice 4º C en Sevilla y después se observan 3º C: el error ha sido de 1º C. Sabemos que no debemos extrapolar esa medida de verificación para generalizar sobre la calidad de el modelo, porque hay que usar muestras con significación estadística, i. e. grandes y homogéneas. Pero, al menos, podemos comparar algebraicamente la predicción y la observación: $4-3=1$. Pasando al mundo probabilista, una predicción para Sevilla sería La probabilidad de que caigan más de 5 mm es del 30 %. Al día siguiente se observan 3 mm. ¿Cómo comparamos la predicción con la observación? Si en los sistemas deterministas la significación estadística era importante y por ende se deben tomar muestras grandes, tomar muestras grandes en ensembles es imprescindible, pues carece de sentido comparar $Prob(>5)=0{,}3$ con $ob=3\,mm$). Surgen por tanto, numerosas preguntas, que podemos resumir en dos:

- ¿Qué es una buena PDF?
- ¿Qué se le pide a un buen SPC?

En términos generales, hay tres grandes aspectos: la calidad de los miembros individuales, la consistencia con las observaciones en el flujo a gran escala y la respuesta a los eventos binarios en los parámetros de tiempo sensible. Abordaremos estos tres aspectos, por su importancia, en tres secciones separadas.

15.7 Calidad de los miembros individuales

Un requisito fundamental en un SPC es que las predicciones de los distintos miembros sean equiprobables para poder así calcular probabilidades a partir de una PDF bien construida. Se trata de un requisito previo que se consigue en la fase de desarrollo de un ensemble. Cuando la calidad de los miembros es equiparable, entonces los pesos de los miembros son iguales para calcular probabilidades (sec. 13.7.2 en la página 199).

Por otro lado, el promedio del SPC, aunque hemos subrayado que no tiene por qué ser una situación meteorológica plausible (sec. 13.6.3 en la página 186), curiosamente muestra una calidad determinista estadísticamente superior al resto de miembros [365, 448, 656, 678].

Acerca de la calidad individual de los miembros, es costumbre verificar la evolución según el alcance de predicción de variables dinámicas. Por ejemplo, la Figura 15.14[215] muestra el error medio, mean error, ME (grupo inferior de curvas, signos diversos) y la raíz cuadrada del error cuadrático, root mean squeare error, RMSE (grupo superior de curvas, sólo positivo) en la presión (MSLP) para los miembros (trazo fino) y para el promedio (trazo grueso) del ensemble AEMET-SREPS (cap. 21 en la página 319). Nótese cómo el RMSE del promedio es inferior al del resto de miembros: una predicción que puede no ser plausible es, sin embargo, estadísticamente consistente.

En las épocas de adaptación a la novedad de los SPC (1995-2005) era habitual el debate sobre la comparación de calidad entre un modelo determinista y su SPC correspondiente (si tal correspondencia se daba). Por ejemplo, tomando el modelo determinista del ECMWF, el ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) y el SPC correspondiente, el ECENS (sec. 19.3 en la página 299), el promedio del ECENS era mejor estimador que ECHRES más allá del D+3/D+4 para variables diversas como Z500, T2m o la precipitación[491, 492].

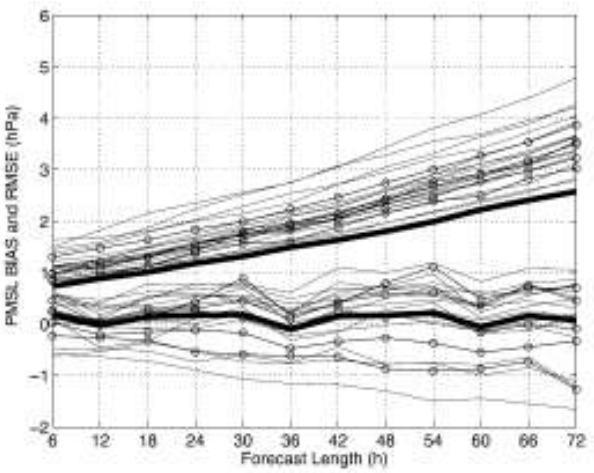


Figura 15.14: Evolución con el alcance de la predicción de los errores en predicciones de presión de los miembros de un ensemble, en trazo fino, así como de su promedio, en trazo grueso (ver texto). [215] TellusA, CC BY 4.0.

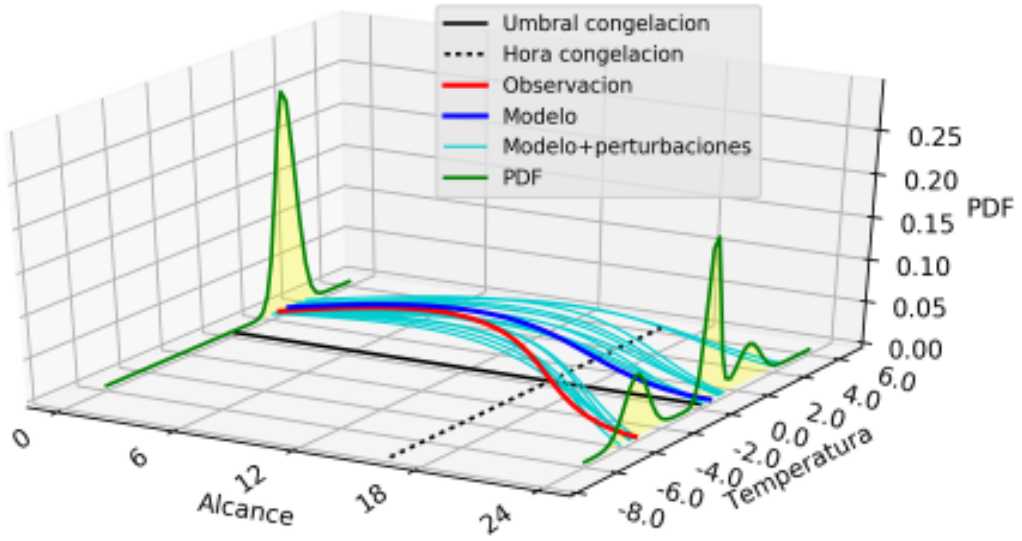


Figura 15.15: Evolución de la PDF observada hacia una PDF prevista (ver texto).

15.8 Consistencia del flujo a gran escala

En la representación del flujo atmosférico a gran escala y en un dominio suficientemente grande un SPC debe ser consistente con las observaciones. Usualmente se compara con un análisis, para garantizar una homogeneidad entre zonas con diferentes coberturas y se comparan parámetros dinámicos de capas medias-altas, e. g. altura geopotencial en 500 hPa, que tienen una variabilidad suave en las escalas de interés.

Recordando el ejemplo de la predecibilidad en la vida cotidiana, un ensemble consistente con las observaciones es aquel cuya PDF es capaz de capturar la realidad (ver Figura 15.15): que la observación (curva roja) caiga siempre dentro del abanico de probabilidades de la PDF prevista (zonas amarillas calculadas con las curvas azules). Artificialmente, podríamos engordar la PDF de modo que siempre capturara la realidad, e. g. podríamos decir la temperatura para mañana en Sevilla estará entre 10 y 40º C, pero esa predicción dejaría de ser útil. Por otro lado, una predicción demasiado ajustada, e. g. entre 15.3 y 15.5º C, puede parecer útil, pero es raro que capture la realidad. Se busca un compromiso entre una PDF de tamaño y forma razonable que capture la realidad y que sea útil.

Esta consistencia puede medirse de muchas formas. Presentamos aquí los histogramas de rango y los diagramas dispersión-error.

15.8.1 Histogramas de rango

Asumimos que en cada predicción el valor observado y los valores previstos por los diferentes miembros son *realizaciones independientes* del mismo proceso atmosférico y por tanto *equiprobables* (sec. 13.7.2 en la página 199). Esta asunción se cumple realmente solo cuando el histograma de rango es plano.

Rango de la observación. El *rango*, en sentido estadístico, de la observación es un número entero que denota la posición relativa que ocuparía ese valor en la lista ordenada de predicciones. Por ejemplo, un ensemble de cinco miembros predice en un momento y lugar los valores (18, 16, 14, 13, 15). Ordenando la lista resulta: (13, 14, 15, 16, 18). Si el valor de la observación es 14.5, ésta ocuparía el tercer lugar, que se denota como rango 2, dado que el primero es el rango 0: (13, 14, *14.5,* 15, 16, 18). Calculando el rango de la observación entre los N valores de predicción en todos los momentos y lugares, acumularemos esa información en el así llamado *histograma de rango* [15, 101, 255, 256, 257], usado para comprobar si el ensemble es estadísticamente consistente con las observaciones. Un histograma en forma de U indicará la presencia de *valores atípicos* (*outliers*) en los extremos, muestra de subdispersión, problema usual en los sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) operacionales. La forma de campana indicará sobredispersión, producto eventual de una varianza engordada en demasía por posproceso estadístico. Los histogramas inclinados muestran un sesgo predictivo: pendiente positiva (negativa) para un sesgo negativo (positivo). Un histograma plano indicará consistencia con las observaciones (Figura 15.16 en la página siguiente).

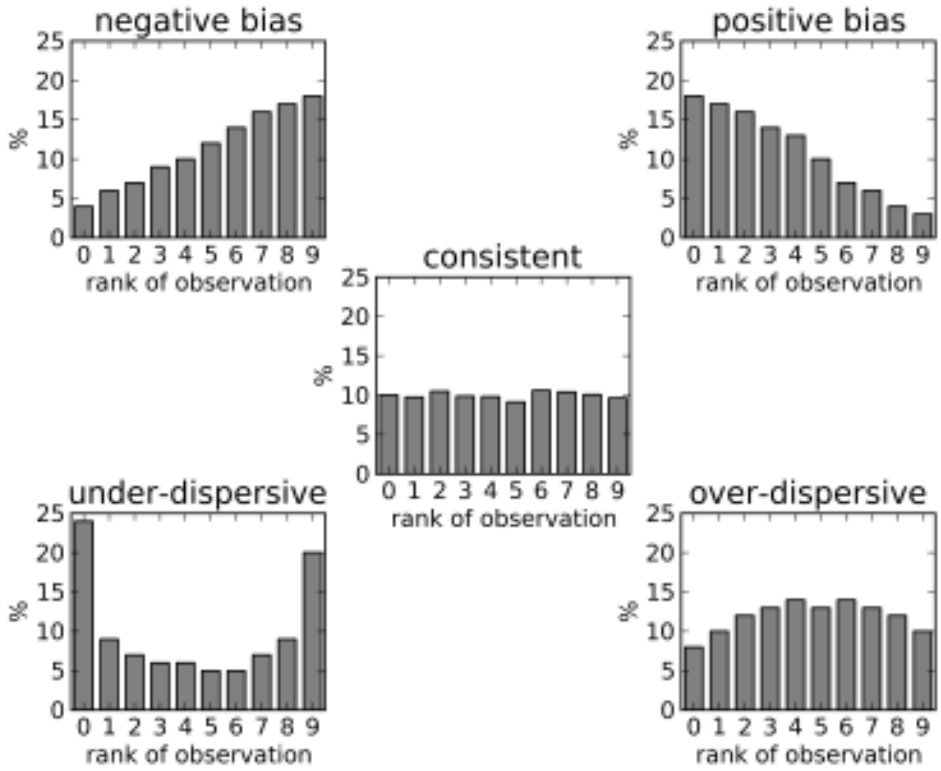


Figura 15.16: Histogramas de rango [94].

15.8.2 Diagramas dispersión-error

Por un lado, la dispersión del ensemble se mide usualmente con la desviación estándar con respecto al promedio. Por otro lado el error del ensemble se suele medir con la RECM del promedio, o del miembro de control si lo hay, con respecto al análisis. En un ensemble consistente con las observaciones esperamos que estas dos magnitudes, dispersión y error, crezcan con el alcance de predicción mostrando una relación aproximadamente lineal y de pendiente unidad, es decir, que crezcan a ritmos similares [78, 656]. Un buen ensemble muestrea las incertidumbres de los modelos (dispersión, PDF del ensemble) y cuantifica la predecibilidad atmosférica (error, PDF atmosférica) y es consistente si ambas cantidades crecen a ritmos similares. En ese caso se dice que está bien calibrado. En caso contrario, bien por subdispersión o por sobredispersión, el ensemble necesita calibrarse. La Figura 15.17 muestra un diagrama dispersión-error real. En el eje horizontal, el error del promedio del SPC con respecto al análisis. En el eje vertical, la desviación estándar de los miembros del SPC con respecto al promedio. La curva gruesa representa los valores dispersión-error para predicciones de mean sea level pressure -presión reducida al nivel medio del mar- (MSLP) del sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) AEMET-SREPS (cap. 21 en la página 319) durante un periodo dado en el dominio de Península y Baleares. Las curvas finas con símbolos corresponden a diversos subensembles de AEMET-SREPS. Aquellas curvas por encima de la diagonal indican sobredispersión y, por el contrario, por debajo de la diagonal indican subdispersión. Puede comprobarse que el SPC completo muestra, en general, mejor relación dispersión-error que los diversos subensembles.

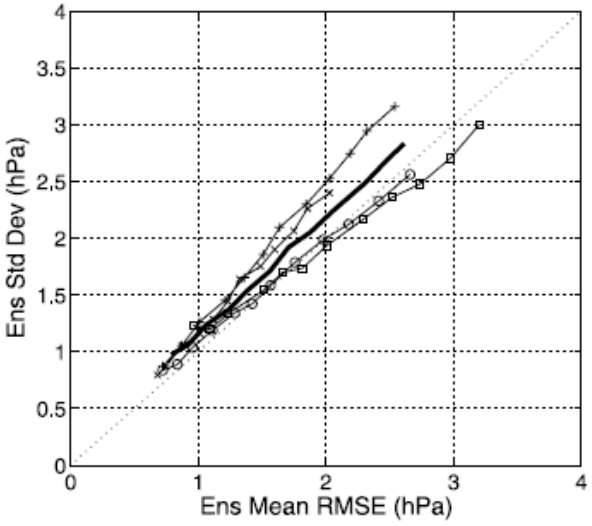


Figura 15.17: Diagrama dispersión-error. [215] TellusA, CC BY 4.0.

15.9 Eventos binarios

Para dar medidas de calidad de un SPC en parámetros de tiempo sensible, e. g. precipitación, temperatura, viento, que tienen mayor variabilidad en el espacio y en el tiempo que los parámetros dinámicos como la altura geopotencial o la presión, es mejor usar observaciones que usar análisis. Dos marcos de trabajo usuales son el marco de BRIER y el marco de la distribución conjunta [323, 662] basados ambos en la respuesta del SPC frente a *eventos binarios*, aquellos eventos que ocurren o no ocurren. Un evento binario siempre puede definirse para un parámetro continuo como la superación de un umbral, e. g. puede considerarse la superación del umbral de lluvia 1 mm para definir el evento *llueve o no llueve*. La calidad del SPC se describe en el espacio de las probabilidades con propiedades como fiabilidad, resolución, agudeza y discriminación, mientras que los beneficios de usar el SPC pueden medirse con el llamado valor (económico) relativo, que depende además de la relación coste/pérdida del usuario.

Climatología muestral. Para figurar adecuadamente los conceptos de esta sección imaginaremos un ejercicio de verificación de un hipotético SPC en un periodo de tiempo, e. g. tres meses, sobre una región, e. g. Baleares, evaluando el evento binario *temperatura por debajo de 0 ºC o por encima de 0 ºC* para cada día. Este evento se predice para una serie de puntos geográficos para cada día y, a toro pasado, se observa si la temperatura estuvo por encima, o no, de 0 ºC. Si se dispone e. g. de 40 estaciones meteorológicas, conseguiremos 40 datos para cada día, lo que en tres meses hace un total esperado de $90 \times 40 = 3\,600$ casos. Como en la realidad no se obtienen datos en todos los casos (fallos técnicos, etc.), la muestra real tiene 3455 datos. En cada caso el SPC emite una probabilidad de temperatura positiva, e. g. 10 %, etc. y tendremos la observación correspondiente, i. e. temperatura positiva o negativa. Este conjunto de casos forma lo que llamaremos *muestra* o *climatología muestral* de la verificación.

15.9.1 Marco general de Brier

En el llamado marco de BRIER se generaliza el concepto de error cuadrático medio (mean square error, MSE, sec. 15.2.3 en la página 217) extendiéndolo al espacio de las probabilidades. En el contexto de la predicción determinista, para cada caso de interés p y o son la predicción y la observación, e. g. 3 ºC de temperatura previstos y 2 ºC observados. Ahora, en el contexto de la predicción probabilista con un evento binario definido (e. g. temperatura superior a 0 ºC), p es la probabilidad prevista, e. g. 30 % ó 0.3 de que $T > 0$ºC (donde, en el caso de un SPC, el 30 % viene dado por la proporción de miembros que predicen $T > 0$ºC) y o es la observación o no del evento binario, definida como 0 ó 1 si el evento no ocurre o sí ocurre, respectivamente (e. g. si se observan 2 ºC entonces $o = 1$, si se observan -5 ºC entonces $o = 0$).

BRIER score (*BS*). Generalizando el error cuadrático medio (MSE) a este *espacio de probabilidades* se define el así llamado *índice de* BRIER o, en inglés, BRIER *Score* (*BS*):

$$MSE = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}(p_n - o_n)^2 \Longrightarrow BS = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}(p_n - o_n)^2 \tag{15.7}$$

donde N es el número de casos y, para cada caso n, p_n y o_n son la predicción y la observación en el marco de la predicción determinista y error cuadrático medio, mientras que p_n y o_n son la probabilidad prevista y la observación o no del evento en el marco de la predicción probabilista e índice de BRIER. Al ser un error, cuanto más pequeño el *BS*, mejores son las predicciones, se dice así que *BS* es un índice orientado negativamente. $BS = 0$ para un sistema de predicción perfecto y $BS = 1$ para un sistema de predicción «peor imposible» (es tan difícil hacerlo perfectamente mal como perfectamente bien).

Descomposición del BRIER score (*BS*). Se suele hacer una partición en el espacio de las probabilidades, e. g. intervalos de tamaño 0.1 y, en esa partición, el índice de BRIER puede descomponerse del modo siguiente:

$$BS = \tfrac{1}{N}\textstyle\sum_{n=1}^{N}(p_n - o_n)^2 =$$

$$\tfrac{1}{N}\textstyle\sum_{i=1}^{I} n_i (p_i - o_i)^2 - \tfrac{1}{N}\sum_{i=1}^{I} n_i (s - o_i)^2 + s(1-s) \tag{15.8}$$

donde I es el número de intervalos de la partición, p_i y o_i tienen el mismo significado que anteriormente y s es la frecuencia de ocurrencia del evento o frecuencia de observación del evento. Las diferentes componentes tienen un significado e interpretación que abordaremos más adelante en esta sección. La así llamada *distribución conjunta* [445] de probabilidades previstas p_i y observaciones correspondientes o_i queda definida por las distribuciones correspondientes en el espacio de las probabilidades, que permiten trabajar en un marco orientado a distribuciones [323, 325].

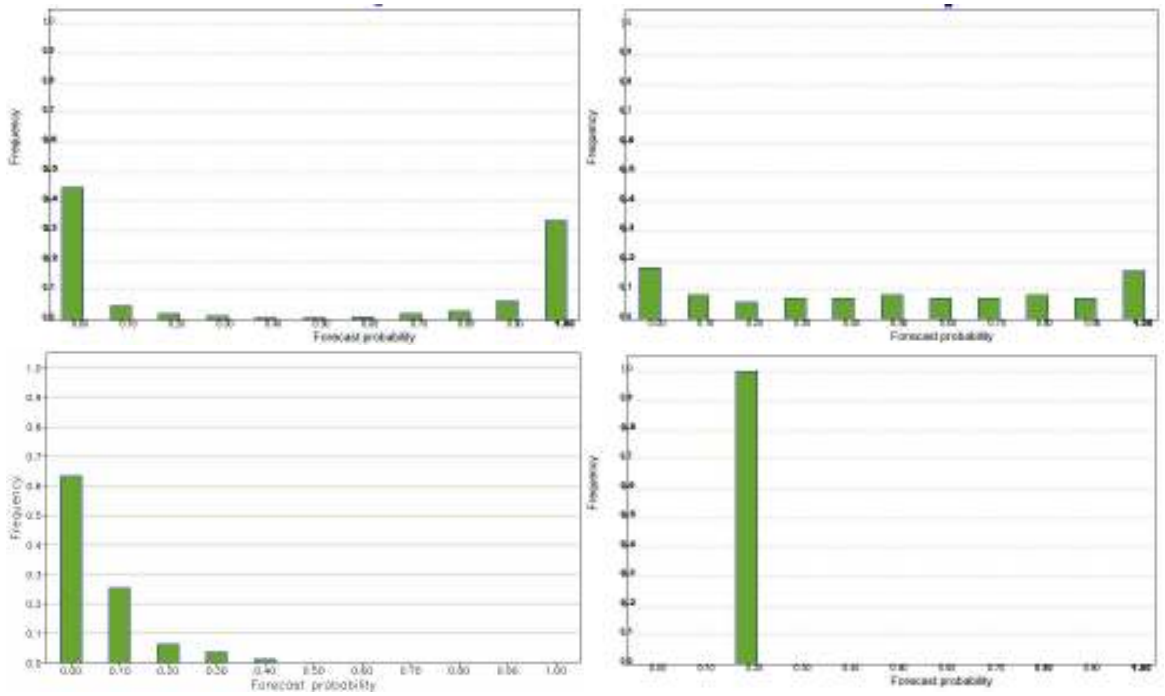


Figura 15.18: Agudezas de diferentes sistemas predictivos. Preferiremos un sistema con histograma de agudeza en forma de U *(arriba izquierda) donde se emiten más 0, 10, 90 y 100 %. El sistema de arriba a la derecha muestra, sin embargo, grandes cantidades de otros intervalos como el 40 o el 50 %, indicando una agudeza pobre. Tratándose de un evento relativamente raro (abajo izquierda), será normal emitir pocos 90 y 100 % y, en general, mostrar el histograma de agudeza con una clara pendiente negativa; no es que el sistema tenga poca agudeza, sino que el fenómeno es raro (e. g. superación de un umbral alto de viento). La climatología muestral (abajo derecha), como sistema predictivo teórico, tiene muy poca agudeza: emite sólo una probabilidad (la de la frecuencia de ocurrencia) por lo que su histograma tiene una única barra.*

15.9.2 Frecuencia de ocurrencia

En la muestra seleccionada de 3 455 casos el evento *temperatura positiva* tuvo lugar en una cierta parte de ellos, en 864 de los casos. La *frecuencia climatológica de ocurrencia observada de la climatología muestral* es el valor $\frac{864}{3455} = 0{,}25 = 25\,\%$ o, expresado de otro modo, temperatura positiva en el 25 % de los casos. Este valor es importante pues sirve como referencia para las propiedades que se definen a continuación.

La frecuencia de ocurrencia como predicción probabilista figurada. La predicción probabilista más sencilla posible, si se pudiera atisbar en el futuro para averiguar la frecuencia de ocurrencia en el periodo de interés, consistiría simplemente en emitir, para todas las localidades y todos los días, la misma probabilidad de 25 %. Estadísticamente hablando tiene sentido, dado que en el 25 % de los casos la temperatura fue positiva. Como predicción teórica, la *frecuencia de ocurrencia* tiene un sentido constructivo conceptual que veremos en los apartados siguientes.

15.9.3 Agudeza

Sin atender al valor de las observaciones que correspondieron a las predicciones, es decir, mirando solo las predicciones, la *agudeza* de un sistema predictivo probabilista tiene que ver con *cuánto se arriesga* el sistema desde el punto de vista del usuario. Si pensamos en el evento binario *temperatura positiva o negativa* el sistema da, en distintos lugares del dominio y momentos del periodo, distintas probabilidades de temperatura positiva: 100 %, 90 %, etc. Como usuarios, preferimos muchos 0, 10, 90 y 100 junto con pocos 40, 50 y 60. Saber que se espera un 50 % de probabilidad de temperatura positiva me ayuda poco y, sin embargo, un 90 ó un 100 % me ayudan mucho más. La agudeza puede medirse mediante un histograma de frecuencias de probabilidades: para cada intervalo de probabilidad, una barra vertical con las veces que se emitió esa probabilidad: cuántas veces 0 %, cuántas 10 %, etc. De un vistazo sabremos si el sistema emite más veces 0 y 100 % o más veces 50 %. En la Figura 15.18 se ilustran varios ejemplos.

q (%)	p	qp (perfecto)	o (real)	f (%)
0	2027	0	17	1
5	143	7	12	8
10	104	10	12	12
15	65	10	17	26
20	55	11	6	11
25	51	13	13	25
30	45	14	7	16
35	40	14	13	32
40	38	15	22	58
45	40	18	13	32
50	35	18	19	54
55	39	21	24	62
60	35	21	21	60
65	24	16	18	75
70	32	22	21	66
75	36	27	28	78
80	50	40	46	92
85	48	41	34	71
90	58	52	54	93
95	95	90	90	95
100	395	395	385	97

Tabla 15.4: Tabla con probabilidades previstas y frecuencias de observación condicionadas correspondientes en una muestra de verificación real (temperaturas previstas por AEMET-γSREPS y observadas en estaciones surface synoptic observations (SYNOP) en 3 455 casos), donde q *son los intervalos de probabilidad,* p *los casos previstos en cada intervalo,* qp *los casos en cada intervalo donde se esperaría observar el evento si el sistema fuera perfectamente fiable,* o *el número de casos donde realmente se observa el evento en cada intervalo y, finalmente,* f *es la frecuencia relativa de esos casos. El contraste entre* q *y* f *nos indica la fiabilidad del sistema.*

15.9.4 Fiabilidad

Si nuestro sistema tiene 20 miembros, podemos pensar en las probabilidades emitidas separadas en intervalos de 5 en 5 %: 0, 5, 10, ... 95, 100 % (a menudo se simplifica haciendo la partición en 10 intervalos). Para cada intervalo tendremos una serie de casos en los que habremos emitido esa probabilidad y sólo en un subconjunto de ellos realmente habrá habido temperatura positiva. La pregunta *¿en cuántos habrá habido temperatura positiva dentro de cada intervalo?* conduce a una respuesta de carácter estadístico, que depende del intervalo en sí. Si, según los datos de la Tabla 15.4, de los 3 455 casos, se han emitido 395 predicciones con un 100 %, esperamos estadísticamente que la temperatura haya sido positiva realmente en 395 de los mismos, ya que estábamos emitiendo una probabilidad de 100 %. Si se han emitido 58 casos con un 90 %, esperamos estadísticamente que haya llovido realmente en un 90 % de los mismos, es decir, en $58 \times 0{,}9 = 52$ casos. Y así sucesivamente hasta llegar al 0 %. Tendríamos así los casos esperados. Ahora se observa si la temperatura fue positiva realmente y, *a posteriori*, pueden cotejarse los casos esperados con los observados. En un sistema predictivo perfectamente *fiable*, los esperados coinciden con los observados, e. g. hemos emitido probabilidad del 90 % en 58 casos, esperamos que se haya registrado temperatura positiva en 52 de los casos, y efectivamente así habría sido en 52. En un sistema predictivo imperfecto, hemos emitido probabilidad del 90 % en 58 casos, esperamos que se haya registrado temperatura positiva en 52, y realmente se registró en 54. La correspondencia entre probabilidad prevista y frecuencia de observación condicionada definen, así, la llamada *fiabilidad* de un sistema predictivo probabilista. En la Tabla 15.4 se muestra el ejemplo completo. A partir de estas consideraciones puede construirse el llamado *diagrama de fiabilidad* o *de atributos*, con probabilidades previstas en el eje X y las correspondientes frecuencias de observación condicionadas en el eje Y, Figura 15.19. Un sistema perfectamente fiable tendrá su curva de fiabilidad sobre la diagonal, mientras que los sistemas reales tienen su curva usualmente fuera de la diagonal.

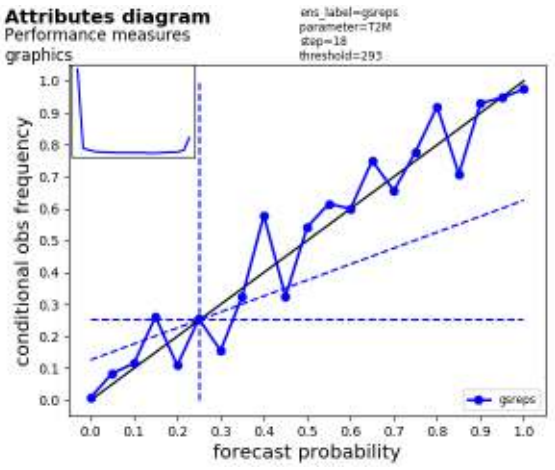


Figura 15.19: Diagrama de atributos correspondiente a los datos de la Tabla 15.4 (ver texto).

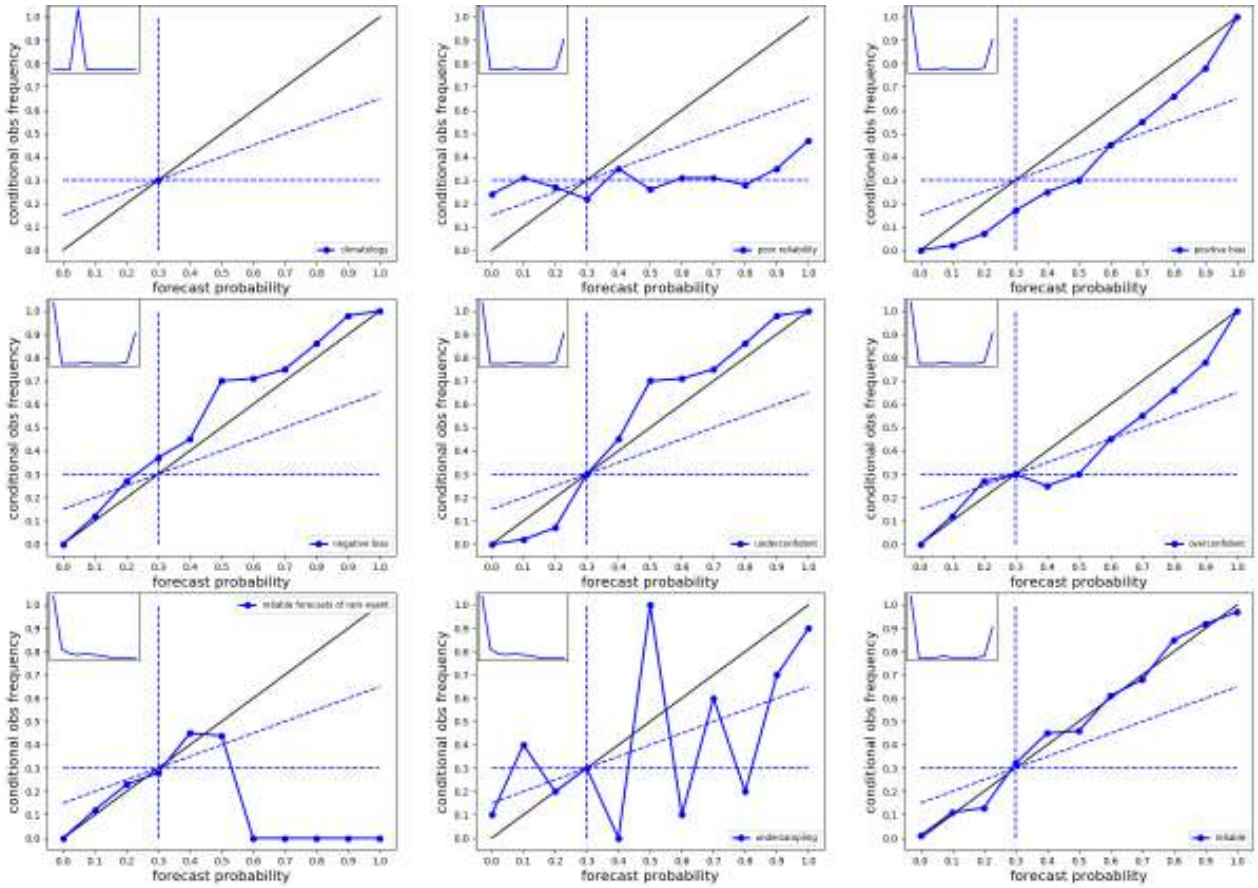


Figura 15.20: Diagramas de atributos correspondientes a respuestas con diferentes grados y matices de fiabilidad. De arriba abajo y de izquierda a derecha, se muestran: climatología muestral, fiabilidad pobre, sesgo positivo, sesgo negativo, sobreconfiado, subconfiado, fiable para un evento raro, submuestreo y fiable (ver texto para descripciones detalladas).

El modo en que la curva de fiabilidad se separa de la diagonal nos informa detalladamente sobre aspectos del sistema predictivo. En la Figura 15.20 se muestra un abanico de posibles matices. La frecuencia de ocurrencia de la climatología muestral usada como predicción (arriba, izquierda) obtiene un diagrama de fiabilidad con un solo punto, tanto la X como la Y en la frecuencia de ocurrencia (así es como se definía); por tanto, es perfectamente fiable y, también, bastante poco útil, en tanto en cuanto tiene muy poca agudeza. Arriba, centro se muestra un ejemplo de fiabilidad pobre, muy plana y alejada de la diagonal (es también un ejemplo de resolución probabilista mínima que veremos más tarde). Arriba en el centro vemos lo que ocurre cuando las predicciones presentan un sesgo positivo: en el espacio probabilista la curva se desplaza hacia abajo; esta forma es muy usual en precipitación. En el centro izquierda algo similar, con sesgo negativo: la curva se desplaza hacia arriba.

En el centro presentamos un ejemplo de predicciones subconfiadas: dan menos probabilidad por encima de la frecuencia de ocurrencia y más por debajo. En el centro derecha el caso contrario, de predicciones sobreconfiadas. Abajo a la izquierda podemos ver un ejemplo de sistema fiable para un evento raro; cuando el evento se da pocas veces, entonces la agudeza se vuelca más en los 0 % y, a partir de los 50 %, 60 % o un intervalo dado, no se emite, ni observa, ningún caso, por lo que la curva colapsa en el cero. Abajo en el centro podemos ver el problema del muestreo escaso (*undersampling*): cuando la muestra es pequeña, además de no haber significación estadística, el diagrama es ruidoso, con una curva que da muchos saltos. Por último, abajo a la derecha vemos una verificación con altísima fiabilidad, muy cerca de la diagonal. De un modo aproximado, la pendiente de la curva de fiabilidad es una primera medida cuantitativa de fiabilidad: 1 para fiabilidad perfecta y 0 para utilidad marginal, con utilidades intermedias entre 0 y 1 [323, 653, 662].

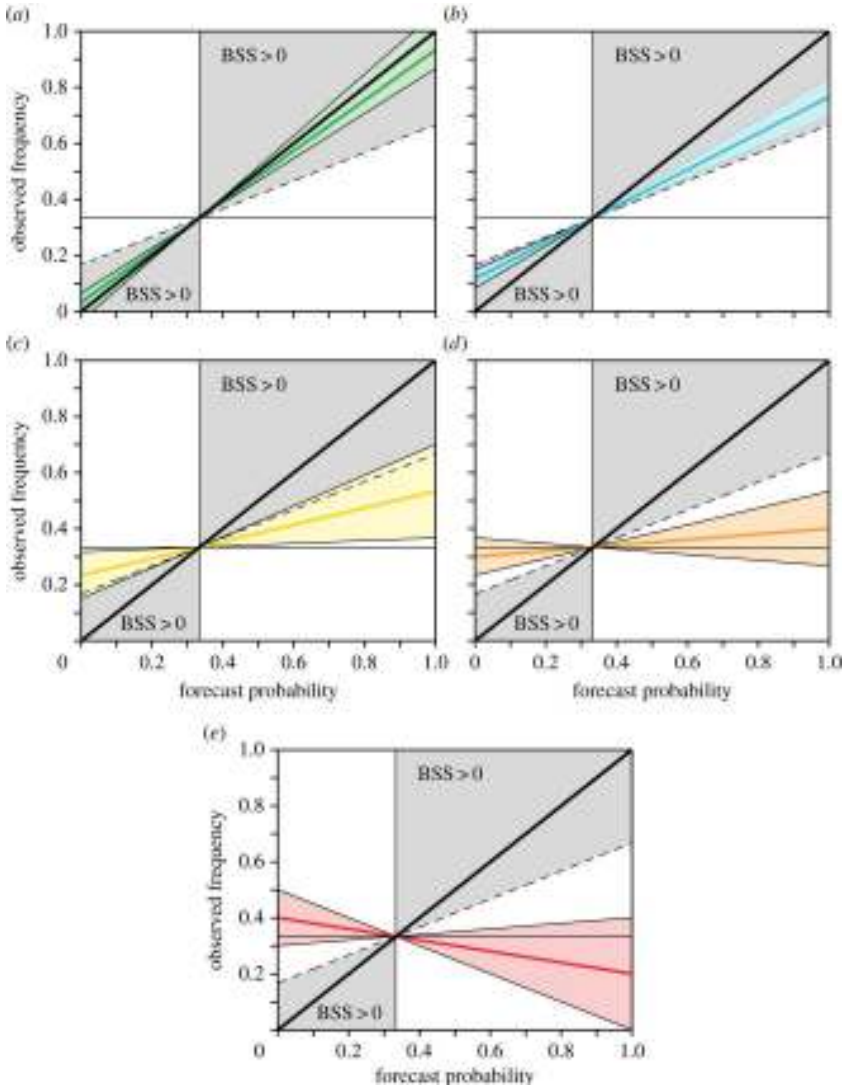


Figura 15.21: Relación entre fiabilidad y habilidad [653] (ver texto). ECMWF.

La relación entre fiabilidad y habilidad (*skill*) puede demostrarse algebraicamente (no se aborda aquí) y tiene una interpretación geométrica sobre el diagrama de fiabilidad. Si trazamos dos rectas, una horizontal y otra vertical, en la abscisa y en la ordenada de la frecuencia de ocurrencia y, después, trazamos la bisectriz de la horizontal mencionada con la diagonal, el diagrama queda dividido en varias regiones, según muestra la Figura 15.21 (a). Con estas características adicionales, el *diagrama de fiabilidad* pasa a llamarse propiamente *diagrama de atributos*. Si la curva queda sobre la región gris, entonces el *BSS* (ver sec. 15.9.8 en la página 238) es positivo y el sistema presenta más skill que la frecuencia de ocurrencia o climatología muestral. Este es el caso en (a), muy fiable y en (b), menos fiable. Si la curva queda en la región blanca, entonces el BSS es negativo y el sistema presenta menos skill que la climatología muestral. Este es el caso en (c), todavía con una fiabilidad útil, en (d), con poca fiabilidad y en (e), con una preocupante fiabilidad por debajo de la horizontal, caso en que se desaconseja usar el sistema predictivo.

Considerando que cuanto más se separa de la diagonal la curva de fiabilidad menos fiable es el sistema, podemos definir una medida cuantitativa de fiabilidad mediante la expresión

$$fiab = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{I} n_i\,(p_i - o_i)^2 \qquad (15.9)$$

donde N es el número total de casos, I es el número de intervalos de probabilidad (a menudo 10), n_i es el número de casos en el intervalo i, p_i es la probabilidad en el intervalo i (e. g. 90 % ó 0.9), o_i es la frecuencia observada del evento en el intervalo i (e. g. 80 %).

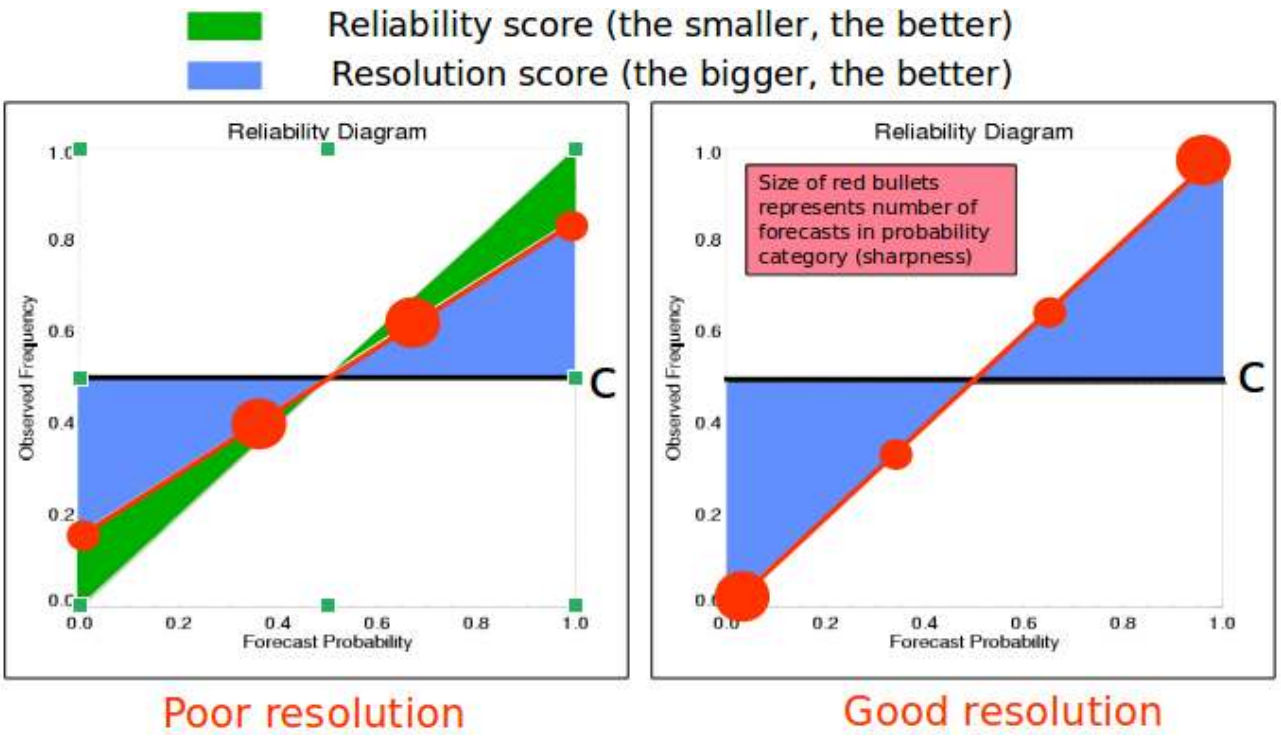


Figura 15.22: Ilustración teórica de las propiedades fiabilidad y resolución probabilista. En estos diagramas el histograma de agudeza se sustituye por el artificio de dar distintos tamaños a los círculos que representan cada puinto en el diagrama. A la izquierda se muestra una curva sobreconfiada, con una agudeza abultada en los intervalos intermedios (baja), con resolución (distancia a la recta horizontal «sin habilidad») relativamente baja. A la derecha vemos una curva con fiabilidad perfecta, mayor resolución y agudeza volcada en los intervalos extremos (alta). ECMWF.

15.9.5 Resolución

En el diagrama de atributos, la recta horizontal cuya ordenada es la frecuencia de ocurrencia representa la predicción teórica más sencilla, el uso de la climatología muestral ya contado anteriormente. Esa predicción es el «listón más bajo» en términos de habilidad, i. e. una predicción con pretensiones de aportar habilidad tiene que mejorar la «habilidad nula» de la climatología muestral, que sólo emite predicciones probabilistas fijas, cuyo valor es precisamente, la frecuencia de ocurrencia. Cualquier predicción que mejore esta pauta tiene que «resolver» en diferentes intervalos de probabilidad, teniendo en cuenta las observaciones.

La separación de la curva de fiabilidad con respecto a esta recta horizontal define, en este espacio de probabilidades, la propiedad que denominamos resolución. La *resolución probabilista* es la capacidad de un sistema predictivo de emitir probabilidades en distintos intervalos, con una «resolución» mejor que la de la climatología muestral.

Considerando que cuanto más se separa la curva de fiabilidad de la recta horizontal más resolución presenta el sistema, podemos definir una medida cuantitativa de resolución mediante la expresión

$$reso = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{I} n_i\,(s-o_i)^2 \qquad (15.10)$$

donde N es el número total de casos, I es el número de intervalos de probabilidad (a menudo 10), n_i es el número de casos en el intervalo i, s es la frecuencia climatológica de ocurrencia observada en toda la muestra (e. g. 30 % ó 0.3), o_i es la frecuencia observada del evento en el intervalo i (e. g. 80 %).

En la Figura 15.23 en la página siguiente se muestra un diagrama de atributos con varias curvas de fiabilidad de casos reales.

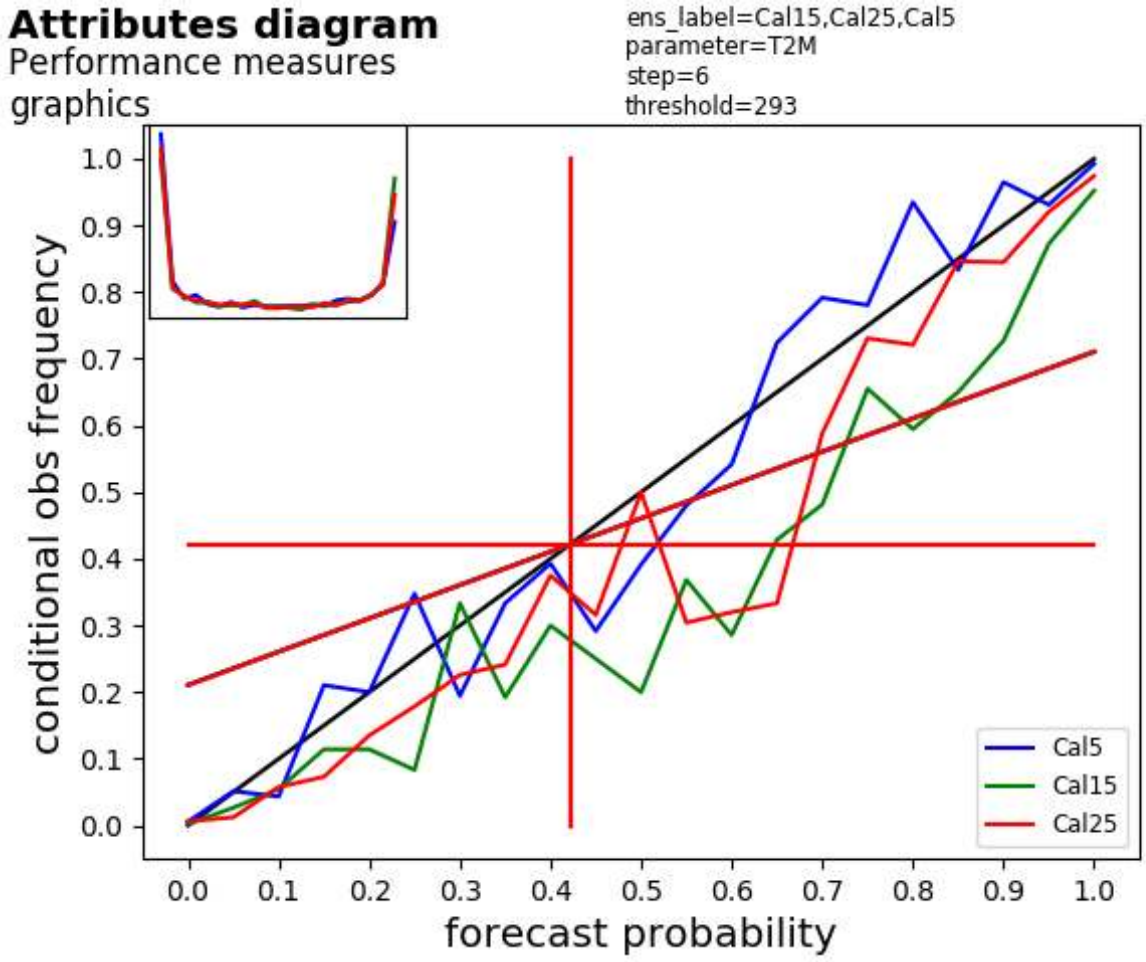


Figura 15.23: Diagrama de atributos con curvas de fiabilidad (parte central) e histogramas de agudeza (esquina superior izquierda) de distintas predicciones, correspondientes a distintas calibraciones del sistema AEMET-γSREPS, considerando el evento de temperatura por encima del umbral fijo de 293 K. Puede apreciarse apreciándose que Cal5 está más cerca de la diagonal y por ende es, en general, más fiable y con mejor resolución. Cal15 está claramente bajo la diagonal, con pendiente inferior, menos fiable y con sesgo positivo. Cal25 está en general bajo la diagonal pero presenta mejor pendiente que Cal15. Los histogramas de agudeza muestran comportamientos similares, aunque en el intervalo de mayor probabilidad (90-100%) Cal15 muestra más agudeza, Cal25 por detrás y Cal5 el último.

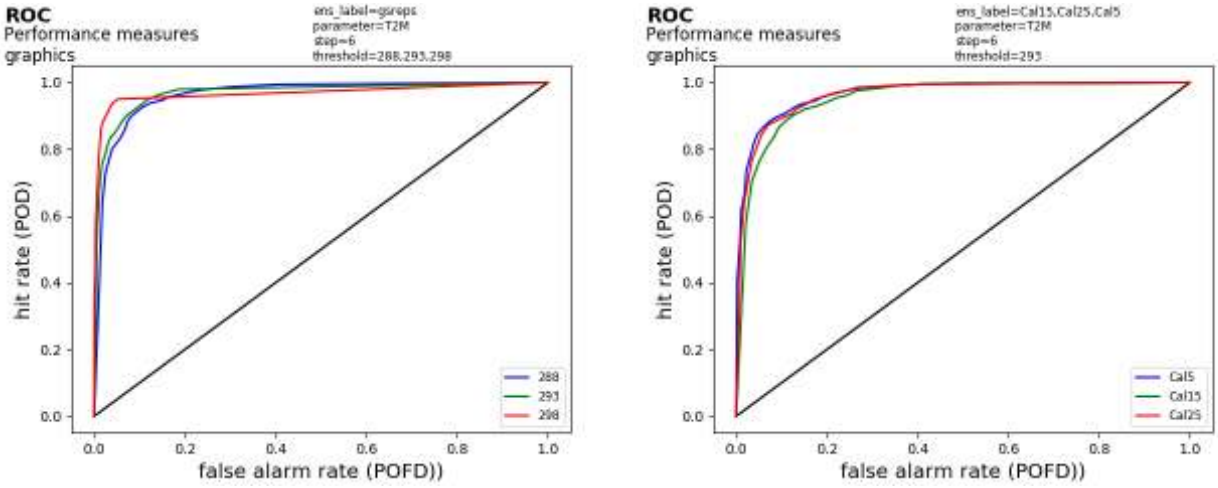


Figura 15.24: Curvas ROC de distintas predicciones. Izquierda: correspondientes al sistema AEMET-γSREPS, probabilidades de temperatura por encima de los umbrales de 288 (azul), 293 (verde) y 298 K (rojo); para 293 (20 ºC) hay un rendimiento ligeramente mejor que para 288 (15 ºC), mientras que para 298 K (25ºC), al tratarse de un umbral superior el evento es más raro, volcando los puntos de la curva sobre el lado izquierdo y bajando algo el área bajo la curva. Derecha: distintas calibraciones del mismo sistema AEMET-γSREPS, para el umbral fijo de 293 K, apreciándose que Cal5 da un resultado muy ligeramente mejor que Cal15, a su vez algo mejor que Cal25.

15.9.6 Discriminación y curva ROC

Una medida complementaria de rendimiento de un SPC es la *discriminación* o capacidad de un SPC para distinguir entre la ocurrencia o no ocurrencia de un evento binario (normalmente superación de un umbral), dadas las observaciones. Este concepto procede de la Teoría de Detección de la Señal y está relacionado con la tasa de aciertos, hit rate (H) y la tasa de falsas alarmas, false alarm rate (F), para una frecuencia de ocurrencia dada [101, 323, 324, 325].

Una medida usual de discriminación es el área bajo la llamada *curva ROC* [262, 336], curva en la que se dibuja F frente a H (Figura 15.24). La climatología muestral usada como predicción obtendría un área de 0.5 (sin skill), mientras que una predicción perfecta obtendría un área de 1.0. A menudo se usa la medida llamada ROC Skill Area (*RSA*), dada por $RSA = 2A - 1$ que brinda valores entre -1 y +1: +1 para la predicción perfecta, 0 para predicciones sin habilidad y -1 para una predicción potencialmente perfecta después de un adecuado proceso de calibración.

La discriminación está relacionada con la resolución probabilista, pero no miden exactamente la misma propiedad y, especialmente cuando hay incertidumbre observacional presente pueden mostrar comportamientos diferentes indicativos. La medida BSS es potencialmente insensible a fenómenos extremos y RSA no lo es [242], aunque RSA puede ser insensible a algunos tipos de sesgos predictivos[336].

15.9.7 Resumen de propiedades

Frecuencia de ocurrencia de observación: frecuencia con la que el evento ocurrió en el periodo.

Agudeza: frecuencia de cada probabilidad prevista emitida, sin atender a la observación.

Fiabilidad: frecuencias de observación condicionadas con respecto a probabilidades previstas.

Resolución probabilista: capacidad para emitir probabilidades fiables que se distingan de la climatología muestral.

Discriminación: capacidad para distinguir la ocurrencia o no ocurrencia del evento, dadas las observaciones.

15.9.8 Conexión Brier - propiedades

El índice de BRIER (BRIER *score*) puede descomponerse [323, 325, 662] según la ecuación 15.12, en la que podemos reconocer las medidas cuantitativas de fiabilidad y resolución que habíamos definido en el contexto de las distribución conjunta. La tercera componente resulta ser el índice de BRIER que correspondería a la climatología muestral como sistema predictivo, por lo que se denomina a menudo BS_{clim}, aunque es más acertado llamarla componente de incertidumbre BS_{ince}, pues tiene que ver con la incertidumbre asociada a las predicciones en el periodo, de hecho es la varianza de la frecuencia de ocurrencia. Esta descomposición del índice de BRIER conecta, así, los dos enfoques para eventos binarios: el de BRIER y el de distribución conjunta y llamaremos a las distintas componentes según su significado:

$$BS = \frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}(p_n - o_n)^2 = \\ = \underbrace{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{I} n_i (p_i - o_i)^2}_{BS_{fiab}} - \underbrace{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{I} n_i (s - o_i)^2}_{BS_{reso}} + \underbrace{s(1-s)}_{BS_{ince}} \tag{15.11}$$

En resumen:

$$BS = BS_{fiab} - BS_{reso} + BS_{ince} \tag{15.12}$$

Dado que el índice de BRIER es una magnitud de error y cuanto más cercano a cero mejor es el sistema, la componente de fiabilidad será mejor cuanto más pequeña, la componente de resolución lo contrario y la de incertidumbre igual que la de fiabilidad.

Se define, también un BRIER *skill score* (*BSS*), usualmente tomando como skill de referencia el de la climatología muestral, es decir, lo que hemos denominado BS_{ince}, de modo que:

$$BSS = \frac{BS - BS_{ince}}{BS_{perfecto} - BS_{ince}} = \frac{BS - BS_{ince}}{0 - BS_{ince}} = 1 - \frac{BS}{BS_{ince}} \tag{15.13}$$

Sustituyendo BS por su descomposición y ordenando todos los términos, resulta la descomposición del BSS:

$$BSS = 1 - BSS_{fiab} - BSS_{reso} \tag{15.14}$$

15.9.9 Ranked y Continuous ranked probability score (CRPS)

El *BS* y el *BSS* van ligados a la superación de un umbral fijo de la variable meteorológica. Si nos interesa cubrir un número de umbrales o, incluso, todo el abanico de posibles umbrales, entonces definimos el Ranked probability score (*RPS* [323, 325]) o el Continuous ranked probability score (*CRPS* [101, 103, 277, 662]) mediante una suma, o bien una integral extendida a todos los valores posibles del umbral:

$$RPS = \frac{1}{M-1}\sum_{m=1}^{M}\left[\left(\sum_{k=1}^{m} p_k\right) - \left(\sum_{k=1}^{m} o_k\right)\right]^2$$

$$CRPS = \int_{-\infty}^{\infty}\left(P_f(x) - P_0(x)\right)^2 dx \tag{15.15}$$

Existen, también, los correspondientes *skill scores* *RPSS* y *CRPSS*. Mientras que los scores tipo error están orientados negativamente (cuanto más cercanos a cero, mejor), los skill scores están construidos para estar orientados positivamente: mejor cuanto más grande. Así, en las gráficas de evolución en el tiempo, con los años puede observarse si las curvas «crecen», sin necesitar conocer el significado profundo de la métrica.

Por un lado, el BS o el BSS se utilizan para evaluaciones en umbrales específicos, típicamente en contextos de predicción operativa donde los umbrales de importancia son fijos, e. g. precipitación por encima de 1, 5, 10 y 20 mm. Por otro lado, el *RPS* o el *CRPS* se utilizan más como métricas resumen (*summary measures*), cuando interesa sintetizar el rendimiento del sistema en pocas cantidades. La Figura 15.25 en la página siguiente ilustra el uso del CRPSS para monitorizar el progreso del ECENS a lo largo de dos décadas, en términos de límite de predecibilidad.

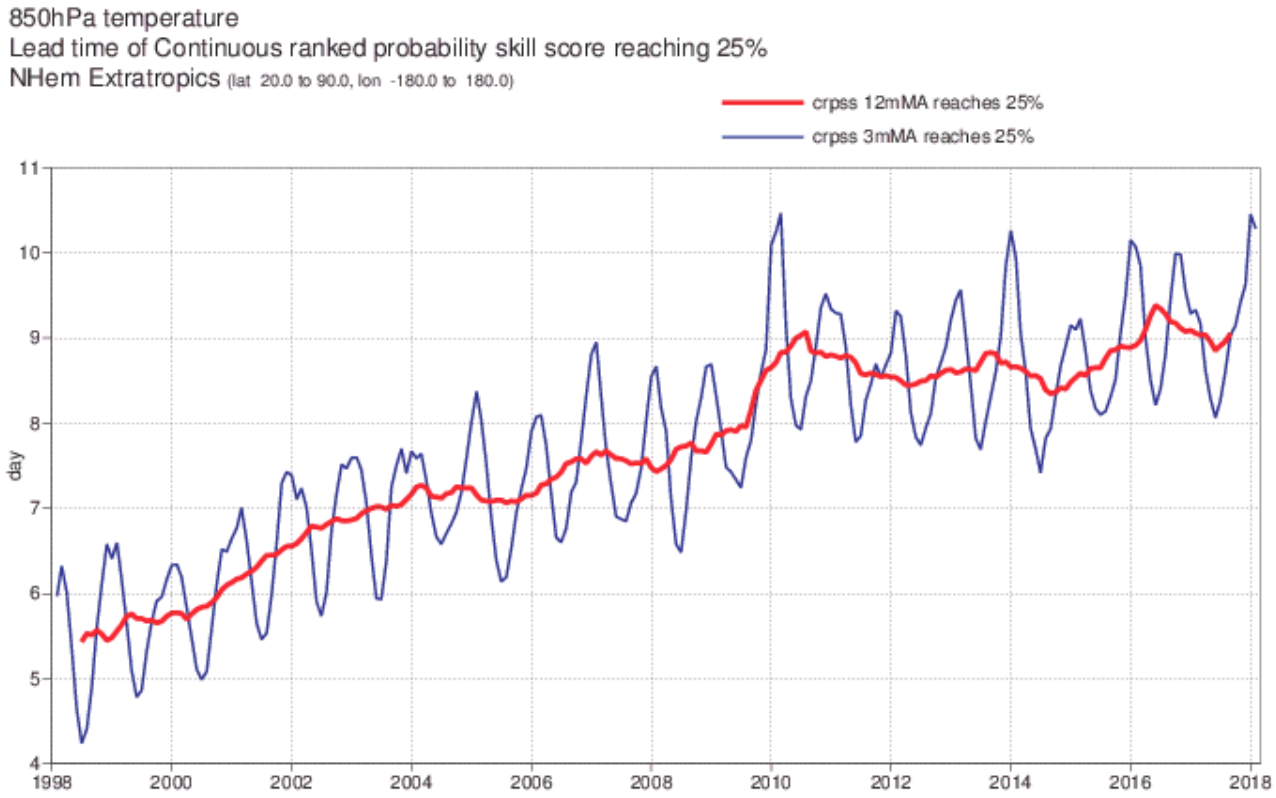


Figura 15.25: Serie temporal de calidad de predicciones de temperatura en 850 hPa del ECENS, en la franja extratropical norte. La calidad se mide por límite de predecibilidad: el alcance predictivo en que el CRPSS desciende por debajo del 25 % (hasta entonces había estado por encima y la calidad de la predicción se había mantenido «buena»). La curva azul es una media móvil mensual (para eliminar señales de alta frecuencia, i. e. variabilidades diarias), mientras que la roja es una media móvil trimestral por consiguiente aún más suave. Puede observarse que en el año 2 000 las predicciones de ECENS eran buenas hasta el día 5.8 aproximadamente, alcanzando o superando en la actualidad el D+9: se han ganado algo más de tres días de predecibilidad en veinte años, día y medio por década. ECMWF.

Tabla contingencia		
	SI ocurre	NO ocurre
SI previsto	a	b
NO previsto	c	d

Matriz costes		
	SI ocurre	NO ocurre
SI actuar	C	C
NO actuar	L	0

Figura 15.26: Los dos aspectos principales del análisis económico de una predicción desglosados en detalle. Por un lado, la información meteorológica y del sistema predictivo está contenida en la denominada tabla de contingencia (izquierda), tabla de doble entrada con contabilidad sobre lso casos disversos en que el fenómeno meteorológico (e. g. lluvia) se predijo o no y tuvo lugar o no. Por otro lado, la información económica del usuario se detalla en la denominada matriz de costes (derecha), también de doble entrada, tgeniendo en cuenta si el usuario toma o no acción preventiva, acarreando un coste diario C o provocando una pérdida diaria L en auqellos días en que no se tomó acción preventiva y el fenómeno tuvo lugar (ver texto).

15.10 Valor (económico) relativo

Las predicciones de cualquier naturaleza deben ayudar al usuario en la toma de decisiones. Como hemos mostrado previamente, la *teoría de la detección de la señal* nos permite mostrar la respuesta de un sistema predictivo frente a eventos binarios (ocurre / no ocurre), con dos parámetros predictivos del sistema: la tasa de aciertos (hit rate, H) y la de falsas alarmas (false alarm rate, F) y con un parámetro que depende sólo de la ocurrencia del fenómeno: la frecuencia de ocurrencia observada (base rate s); hablamos en ese contexto de una propiedad llamada discriminación y de unos umbrales de probabilidad óptimos. Hasta aquí la información manejada es de carácter estrictamente meteorológico.

Para permitir entrar en juego a parámetros que dependen de las características del usuario de las predicciones, podemos aplicar ahora elementos de *teoría de la decisión*. Introduciremos los costes C y las pérdidas L relacionados con las implicaciones socioeconómicas del fenómeno, sabiendo que la ocurrencia de dicho fenómeno tiene una frecuencia s.

Los costes C son los costes económicos, o de otro tipo cuantificable, que acarrea una acción preventiva relacionada con el fenómeno.

Las pérdidas L representan las pérdidas económicas, o de otro tipo cuantificable, que tendrían lugar si el fenómeno ocurre y no hemos tomado las acciones preventivas correspondientes.

Ilustremos estos conceptos con un ejemplo sencillo: una bar con terraza al aire libre.

Ejemplo: terraza al aire libre. En la construcción más sencilla posible, imaginemos un bar que puede disponer de terraza al aire libre en la temporada de verano en el Cantábrico, área donde no siempre está garantizado el tiempo estable. El evento o fenómeno meteorológico de interés es la ocurrencia de lluvia (llueve o no llueve). El periodo de interés puede ser de algo más de tres meses, digamos 100 días. La frecuencia de ocurrencia puede tener, por ejemplo, un valor de 0.3, el 30 % de los días tiene lugar la lluvia, es decir llueve 30 días y no llueve 70 días. Los dueños del bar calculan los costes de tomar acción preventiva (recoger mesas, desplegar toldos, etc.) en unos 20 euros al día y, por otro lado, las pérdidas ocasionadas por la lluvia (ausencia de clientela) en unos 200 euros cada vez que llueva sin tener toldos. En este caso sencillo la probabilidad de lluvia, contando con la climatología muestral, es de 0.3. Calculamos el coste de tomar acción preventiva $C_{tot} = 100 \times 20 = 2000$ euros y las pérdidas esperadas en caso de no tomarla $L_{tot} = (a+c)L = 30 \times 200 = 6000$ euros. Y decidimos que merece la pena gastar 2 000 euros para no perder 6 000. La comparación, en términos matemáticos, puede expresarse como:

$$\begin{aligned} &C_{tot} < L_{tot} \Rightarrow NC < (a+c)L \Rightarrow \\ &\Rightarrow C < \tfrac{a+c}{N} L \Rightarrow C < sL \Rightarrow \tfrac{C}{L} < s \end{aligned} \tag{15.16}$$

Es decir, para que los costes totales sean inferiores a las pérdidas, la proporción $\frac{C}{L}$ debe ser menor a la frecuencia de ocurrencia del evento. En el caso de la terraza $\frac{20}{200} = 0{,}1 < 0{,}3$, por tanto es rentable tomar la decisión conociendo la climatología muestral y la relación coste-pérdida del usuario. Pero no hemos utilizado información de la calidad del sistema predictivo. para ello hay que refinar la idea entrando en detalle.

Refinamiento y detalle de la idea. La información meteorológica puede sintetizarse en una tabla de contingencia (Figura 15.26 en la página anterior izquierda), tabla de doble entrada. Dos filas desglosan si el evento está previsto o no lo está. Dos columnas desglosan, a su vez, si el evento tuvo lugar o no. De modo que podemos contabilizar el número de veces que el evento:

- Estaba previsto y ocurrió: aciertos a.
- Estaba previsto pero no ocurrió: falsas alarmas b.
- No estaba previsto pero ocurrió: errores c.
- Ni estaba previsto ni ocurrió: negativos correctos d.

Con esta información desglosada, la tasa de aciertos es la frecuencia con la que está previsto el evento dentro del total de casos en que tuvo lugar, es decir $H = \frac{a}{a+c}$. Por otro lado, la tasa de falsas alarmas es la frecuencia con la que se predijo, dentro del total de casos en que no ocurrió, es decir $F = \frac{b}{b+d}$. La frecuencia de observación u ocurrencia del fenómeno es $s = \frac{a+c}{a+b+c+d} = \frac{a+c}{N}$. Al conjunto de información relativo al periodo de interés lo llamamos *climatología muestral*.

El usuario de la predicción se caracteriza, en este esquema, mediante la llamada matriz de costes (*expenses matrix* en inglés, Figura 15.26 en la página anterior derecha), también de doble entrada. Dos filas desglosan si se han tomado medidas preventivas con su correspondiente coste C o, si por el contrario, no se han tomado, con la consiguiente pérdidas L. Dos columnas desglosan si el evento ha tenido o no lugar. De modo que podemos detallar los costes y pérdidas del siguiente modo:

- Se actuó preventivamente y ocurrió: ha costado C.
- Se actuó preventivamente pero no ocurrió: ha costado C.
- No se actuó preventivamente y ocurrió: ha provocado pérdidas L.
- No se actuó preventivamente pero no ocurrió: no hay pérdidas.

El estudio económico detallado se realiza entonces cruzando las dos tablas: la tabla de contingencia, con la información meteorológica y la matriz de costes con la información económica del usuario. Se pueden dar varios casos hipotéticos:

Si imaginamos una *predicción perfecta*, entonces el coste total será el coste diario multiplicado por el número de días en que tiene lugar el evento: $E_p = \frac{a+c}{N}C = sC$. Si asumimos, de un modo más realista, que la predicción no es perfecta, entonces el coste total será el coste diario multiplicado por el número de aciertos, más el coste diario multiplicado por el número de falsas alarmas, más la pérdida diaria multiplicada por el número de errores: $E_f = aC + bC + cL$. Finalmente, si pudiésemos disponer de una bola de cristal con la tabla de contingencia, es decir, información de la *climatología muestral*, antes del periodo, podríamos usar la climatología muestral para dar una predicción probabilista sencilla: todos los días daríamos una probabilidad s de ocurrencia del fenómeno. Estadísticamente hablando, es una predicción perfectamente fiable, porque una vez transcurrido el periodo el fenómeno ha tenido lugar con frecuencia s y lo hemos previsto asimismo con frecuencia s. En ese caso, económicamente, habremos de asumir bien un coste C o bien un coste $\frac{a+c}{N}L = sL$, tomando el mínimo entre ambas cantidades: $E_c = min(C, sL)$. Definimos el valor económico de la predicción en el periodo de interés como la reducción económica que nos aporta el uso de la predicción en comparación con el hipotético uso de una predicción perfecta, en ambos casos con respecto a la climatología muestral (bola de cristal) como predicción.

Valor económico relativo. La reducción económica usando nuestro sistema con respecto a la climatología muestral es $E_f - E_c$,y la reducción económica de una predicción perfecta sería $E_p - E_c$. De modo que el valor económico relativo, es decir, la relación entre nuestra reducción económica y la de la predicción perfecta, vendrá dado por:

$$RV = \frac{E_f - E_c}{E_p - E_c} \tag{15.17}$$

Introduciendo las expresiones previas para cada una de las cantidades, resulta la expresión:

$$RV = \begin{cases} (1-F) - \left(\frac{1-C/L}{C/L}\right)\left(\frac{s}{1-s}\right)(1-H) & \text{si } \frac{C}{L} > s \\ H - \left(\frac{C/L}{1-C/L}\right)\left(\frac{1-s}{s}\right)F & \text{si } \frac{C}{L} < s \end{cases} \tag{15.18}$$

Como vemos, el valor económico relativo depende, por un lado, de la calidad de la predicción, en términos de su tasa de aciertos H y de su tasa de falsas alarmas F, además de la propia frecuencia de ocurrencia del fenómeno s y, por otro lado, de las características económicas del usuario, en terminos de sus costes C a la hora de tomar acción preventiva frente al fenómeno y de las pérdidas L ocasionadas en caso de no tomarla.

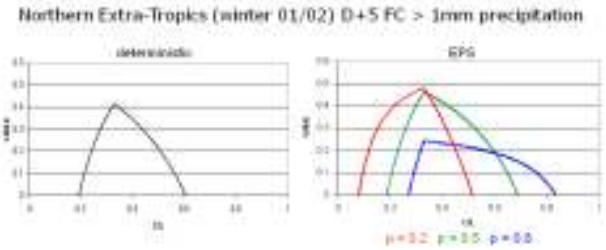


Figura 15.27: Curvas de valor (económico) relativo correspondientes al modelo ECHRES (izquierda) y al SPC ECENS (derecha), como ejemplo de curvas de valor. Aunque ECENS consta de 51 miembros y por tanto podrían dibujarse hasta 51 curvas, aquí se pintan solamente 3 curvas, a título ilustrativo, correspondientes a probabilidades de p=*0.2 (naranja),* p=*0.5 (verde) y* p=*0.8 (azul). El eje horizontal representa la proporción coste/pérdida C/L y el eje vertical el valor económico relativo RV. Obsérvese que cada intervalo de probabilidad disfruta de un RV máximo diferente, pero todos ellos correspondientes a un mismo C/L, en particular $C/L = s$. ECMWF.*

Un sistema predictivo determinista, e. g. el modelo ECHRES tendrá asociada una curva de valor relativo que viene dada por la expresión 15.18 en la página anterior. Su representación es una gráfica con C/L en el eje horizontal, *RV* en el eje vertical y una curva en forma de montículo, más o menos simétrica y con la cúspide más o menos centrada (Figura 15.27 izquierda).

En un SPC o, en general, un sistema de predicción probabilista cualquiera, la calidad y el rendimiento suelen medirse con una partición en el espacio de las probabilidades. Esa partición es óptima en tantos intervalos como miembros tiene el sistema, aunque a menudo, por simplicidad, suele realizarse en 10 intervalos de amplitud 0.1. Se obtienen así medidas de calidad en cada intervalo, que sirven para construir medidas más complejas. Así se hacía con la curva ROC, conjunto de pares (H,F) y así lo hacemos ahora con el valor relativo *RV*: un conjunto de curvas $RV(C/L)$, una para cada intervalo de probabilidad. Como ejemplo, en la Figura 15.27 derecha, se pintan tres curvas de *RV* del ECENS correspondientes a probabilidades de 0.2, 0.5 y 0.8. El valor máximo se da en $C/L = s$ y, en teoría, cuando un sistema fiable (sec. 15.9.4 en la página 232) predice un evento con probabilidad p, entonces todos los usuarios con $C/L < p$ deberían actuar.

Un ejemplo más completo se muestra en la Figura 15.28, con curvas de valor (económico) relativo correspondientes al sistema AEMET-SREPS, con 16 curvas, una curva de valor para cada intervalo de probabilidad. El valor relativo neto del SPC, interpretado gráficamente, es la envolvente superior a todas las curvas, es decir, el valor máximo para cada valor de C/L.

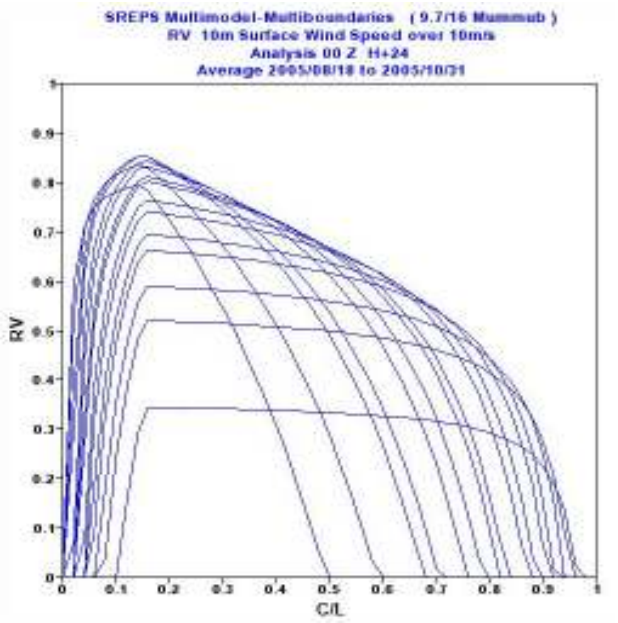


Figura 15.28: Curvas de valor (económico) relativo correspondientes al sistema AEMET-SREPS, predicciones probabilistas H+24 de viento a 10 m superior a 10 m/s en un periodo de varios meses de 2005. En ese periodo el sistema constaba de 16 miembros, de modo que la partición natural del espacio de probabilidades es en 16 intervalos, con una curva de valor para cada uno de ellos. El valor relativo es la envolvente superior a todas las curvas, es decir, el valor máximo para cada valor de C/L.

Esta construcción cuantitativa del valor económico nos permite, entre otros muchos propósitos, hacer una comparación directa entre un modelo determinista y un SPC. Antes de mostrar la idea, Es importante subrayar que, desde un punto de vista pragmático e histórico, cada tipo de sistema ha tenido un nicho ecológico distinto, sin tener necesariamente por qué competir. Aunque en muchas ocasiones puede haberse caído en una competitividad innecesaria (como muchas veces ocurre). Al contrario, los modelos deterministas son elementos esenciales para los SPC, de modo que no hay competencia sino integración. La comparación puede hacerse, eso sí, con propósitos educativos, ilustrativos e, incluso, económicos, literalmente para comparar el valor económico relativo de usar un SPC o de usar un modelo determinista en un contexto como podría ser la energía eólica o la solar. Puede así, por ejemplo, convencerse a usuarios veteranos reacios a

adentrarse en el mundo de las probabilidades. La Figura 15.29 muestra una comparación de este tipo, valor de un SPC frente a un modelo determinista, en este caso entre el ECENS en conjunto y el ECHRES, modelo determinista de mayor resolución espacial. El uso del ECENS como conjunto es mucho más valioso que el uso de cada uno de sus miembros individualmente.

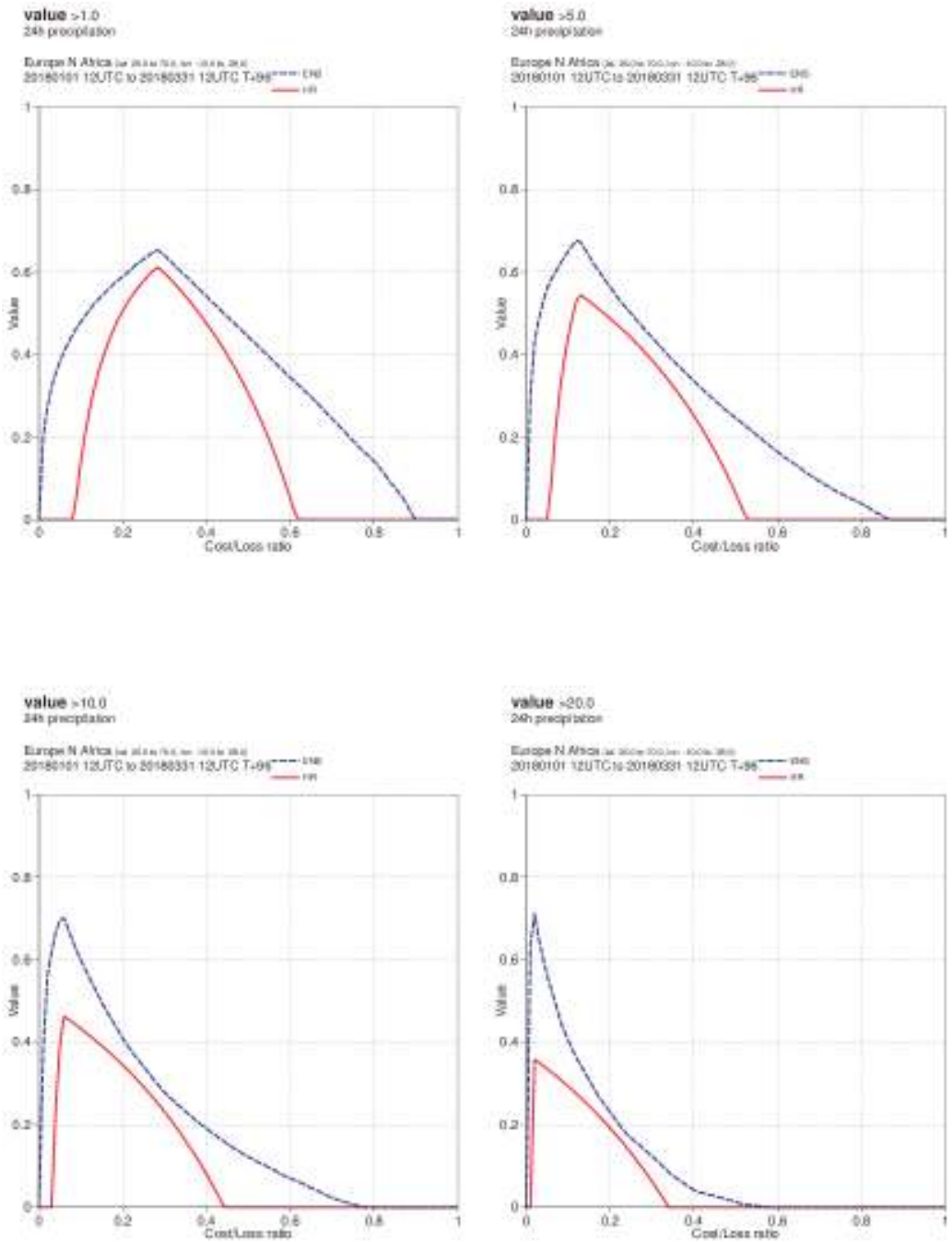


Figura 15.29: Envolventes de valor (económico) relativo correspondientes al ECENS (azul) y curvas de valor relativo del ECHRES, como modelo determinista (rojo), para predicciones de precipitación superior a umbrales de 1, 5, 10 y 20 mm diarios para un alcance de D+4 en la franja extratropical norte del planeta durante los 3 primeros meses de 2018. A medida que el umbral crece, se hace más pequeña la frecuencia de ocurrencia (posición horizontal del máximo). Las curvas azules están por encima de las rojas: el uso del ECENS como conjunto es mucho más valioso que el uso de uno de sus miembros individualmente. ECMWF.

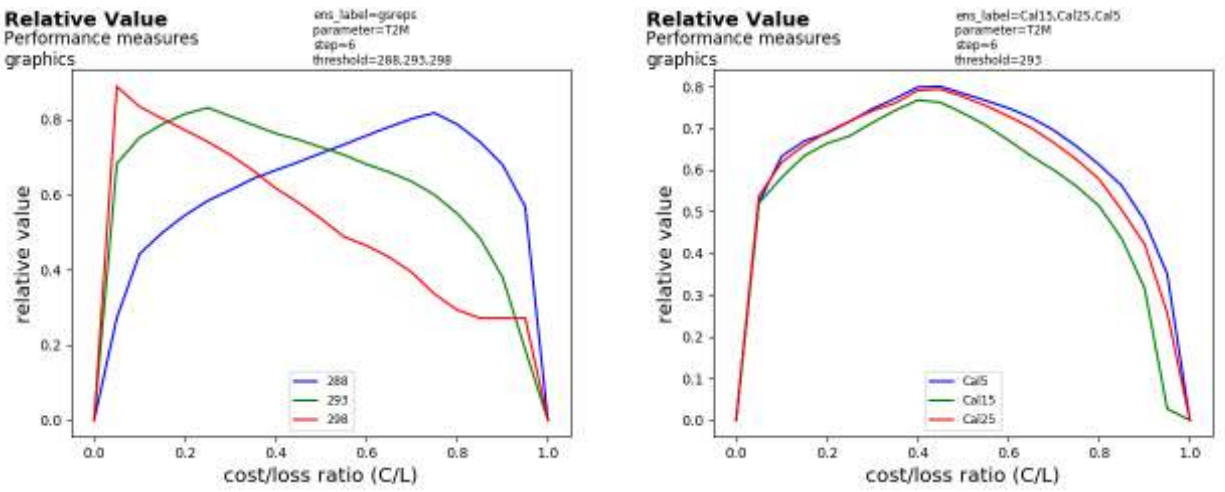


Figura 15.30: Envolventes de valor (económico) relativo correspondientes al sistema AEMET-γSREPS. Izquierda: eventos de temperatura por encima de los umbrales de 288 (azul), 293 (verde) y 298 K (rojo); obsérvese que el valor máximo para cada umbral se da en proporciones C/L más pequeñas según el umbral va creciendo. Derecha: distintas calibraciones del sistema para umbral fijo de 293 K, con valores relativos Cal5 superior a Cal15, a su vez superior a Cal25; el valor máximo se encuentra en una proporción C/L intermedia.

El uso de envolventes de valor económico relativo es sistemático para comparar valores de distintos SPC, o de distintas calibraciones de un mismo SPC o, también, distintos periodos de predicción, alcances, fechas o umbrales de superación en la variable. La Figura 15.30 muestra envolventes de valor económico relativo correspondientes a predicciones de temperatura del sistema AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339), tanto para distintos umbrales (izquierda), como para diferentes procesos de calibración de esas predicciones (derecha). Las envolventes de la izquierda son resultados del mismo sistema para eventos distintos umbrales, cada uno con una climatología muestral diferente (frecuencia de ocurrencia distinta), lo que se revela en los máximos valores en posiciones distintas. La de la derecha, sin embargo, son resultados de distintas calibraciones, al fin y al cabo, como distintos sistemas, respondiendo a un mismo evento, una misma climatología muestral; de ahí que los valores máximos se producen todos en la misma posición.

15.11 Conclusiones

Ni los modelos atmosféricos ni los SPC son perfectos. Resulta necesario evaluar su calidad, comparándolo con las observaciones de la atmośfera y, asimismo, su valor, contrastando su utilidad para el usuario, especialmente a la hora de tomar decisiones. Estos aspectos conforman la parte de la meteorología y la climatología que podemos denominar verificación. Gracias a la verificación, podemos resaltar puntos fuertes y débiles de los modelos, evaluar su calidad y su valor, mejorar su uso en la predicción operativa, ayudando tanto a predictores como a investigadores y desarrolladores.

La evaluación de un modelo numérico lleva consigo un alto nivel de complejidad, con numerosos problemas técnicos, de interpretación, etc. Es necesario un marco estadístico para dar significación a una serie de propiedades y métricas (también llamadas índices o, usando terminología en inglés, *scores*) que caracterizan la comparación de grandes cantidades de predicciones y observaciones: error medio, error cuadrático medio, correlación de anomalías, etc.

La pregunta de la sociedad ¿hasta cuántos días son fiables las predicciones del tiempo? es, en principio, difícil de responder. Sabiendo que la predecibilidad es dependiente del flujo, esa sería la mejor respuesta: depende de la situación. Pero la sociedad exige cifras para poder hacer planificaciones. La verificación ofrece aquí una respuesta razonable, ligada a lo que denominamos límite de predecibilidad, que es el alcance predictivo máximo en el que la calidad de la predicción, según una métrica establecida, se mantiene por encima de un umbral prefijado. Así, este límite tiene un significado preciso para los científicos y técnicos y, a su vez, lo tiene para la sociedad: con respecto a la década de los 80, hemos ganado algo más de 3 días de límite de predecibilidad, las predicciones son fiables hasta el día más cinco y medio.

Los métodos clásicos de verificación han topado con

limitaciones importantes, algunas de las cuales abren nuevas líneas de investigación:

- Entre la agrupación de suficientes datos para conseguir significación estadística y la estratificación de los mismos para verificar muestras climatológicamente homogéneas, es difícil encontrar un punto intermedio de compromiso.
- El error observacional no se ha tenido tradicionalmente en cuenta y puede influir considerablemente en la verificación.
- Tampoco se ha tenido tradicionalmente en cuenta el error en el muestreo, que también puede tener un impacto importante en la interpretación de los resultados. Hoy en día se recomienda añadir, cuando menos, intervalos de confianza.
- Los fenómenos adversos a menudo son fenómenos extremos, para los que las métricas habituales tienen poca o ninguna utilidad pues se trata de comportamientos asintóticos.
- La predecibilidad es dependiente del flujo y, por ende, la estratificación de los datos de verificación debería hacerse según ese flujo (patrones atmosféricos), superando la tradicional estratificación estacional o mensual.
- Las diferentes representaciones y escalas espaciales de modelos y observaciones son un elemento crítico de dificultas en verificación. Los métodos clásicos penalizan doblemente a los modelos de muy alta resolución. A raíz de este problema han surgido nuevas familias de métodos de verificación, los llamados métodos espaciales.

Si la verificación de modelos deterministas es un área delicada, podemos imaginar que la verificación de SPC lo es aún más. Comparar predicciones en forma de probabilidades con observaciones convencionales es complicado. Si las predicciones probabilistas se generan en forma de PDF ¿Qué propiedades son recomendables en una buena PDF? Hay dos grandes grupos de metodologías para dar respuesta a la pregunta.

Por un lado y, sobre todo, para evaluar la consistencia de las predicciones con las observaciones en el flujo a gran escala, se utilizan histogramas de rango y se contrasta la relación dispersión-error: la dispersión del SPC con respecto a su valor medio crece con el alcance predictivo y el error del valor medio con respecto a la observación también. Si crecen al mismo ritmo entonces mantienen una relación aproximadamente lineal y se dice que el SPC es estadísticamente consistente con las observaciones, fiable o calibrado.

Por otro lado y, en este otro gran grupo, para las variables meteorológicas de tiempo sensible, como la precipitación, el viento, la temperatura, etc., se mide la respuesta del sistema frente a eventos binarios (normalmente superación de umbrales, e. g. viento por encima de 70 km/h). Una serie de propiedades describen esa respuesta. La *agudeza* refleja que el sistema da probabilidades cercanas al 0 y al 1 y no probabilidades intermedias, menos útiles para el usuario. La *fiabilidad* es la consistencia entre las probabilidades previstas y las correspondientes frecuencias de observación condicionadas. La *resolución* es la mejora con respecto a la climatología muestral según los diferentes intervalos de probabilidad. Fiabilidad y resolución se representan en el llamado diagrama de fiabilidad o de atributos. La *discriminación* es la capacidad del sistema de discernir entre la ocurrencia y no ocurrencia del evento y se representa mediante las llamadas curvas ROC. Estas propiedades pueden construirse en un marco gráfico y, también, en marco teórico, partiendo de la generalización del error cuadrático medio al espacio de las probabilidades: el llamado BRIER *score*. Esta métrica puede descomponerse y las componentes tienen un significado muy preciso: fiabilidad, resolución e incertidumbre, en correspondencia con las propiedades en el marco gráfico. Todo ello conforma el enfoque llamado orientado a distribuciones, en particular la denominada *distribución conjunta* de predicciones y observaciones.

La predicción probabilista tiene valor si ayuda al usuario a tomar decisiones. Dentro del contexto de la respuesta frente a eventos binarios, el denominado *valor económico relativo* de un sistema predictivo nos indica, en términos económicos de ahorro con respecto a la climatología muestral, el valor del uso de nuestro sistema comparado con una predicción perfecta. Esta métrica de valor económico relativo permite comparar modelos deterministas y SPC, aunque no tiene por qué haber competencia entre ambos.

15.12 Enlaces de interés

En los siguientes enlaces se abordan métodos de verificación, pautas de coordinación internacional para la misma, así como información (relativamente) actualizada sobre calidad y valor de los modelos o SPCS.

Página de los grupos de trabajo para verificación de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), con un compendio completísimo sobre métodos de verificación (WWRP/WGNE Joint Working Group on Forecast Verification Research) (consultada 22-03-2018): http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/

- Página de la NOAA, de HAROLD BROOKS, con recursos diversos relacionados con la verificación (NOAA Harold Brooks' *Weather Forecast Verification*, A collection of ideas, references, and resources for forecasters, researchers, teachers, and students) (consultada 22-03-2018): http://www.nssl.noaa.gov/users/brooks/public_html/verification/
- Módulo del programa COMET sobre *Uso inteligente de los productos derivados de los modelos*, que incluye apartados de verificación de los modelos (consultada 22-03-2018): https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=797#.VXlnWqFCZwE
- Referencia de la OMM del programa de verificación, dentro del programa general de calidad (WMO > Programmes > AMP > PWS Home > Quality assurance > Verification) (consultada 22-03-2018): https://www.wmo.int/pages/prog/amp/pwsp/qualityassuranceverification_en.htm
- Pautas establecidas por la OMM para la verificación de predicciones de largo plazo (WMO - Standard Verification System (SVS) for Long-range Forecasts (LRF)) (consultada 22-03-2018): http://www.wmo.int/pages/prog/www/DPS/verification_systems.html
- Pautas establecidas por la OMM para la verificación de predicciones de largo plazo, un primer borrador (WMO - Standardised Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF)) (consultada 22-03-2018): http://www.wmo.int/pages/prog/www/DPS/SVS-for-LRF.html
- Información actualizada de la calidad las predicciones del ECMWF (ECMWF > Forecasts > Quality of our forecasts > operational forecast evaluation > regularly updated on the ECMWF web site) (consultada 22-03-2018): https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/catalogue/?f%5B0%5D=im_field_chart_type_2%3A606
- Información actualizada de la calidad de las predicciones del United States National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (WPC's Model Diagnostics and Verification Page, NOAA > NCEP > NWS > Model Diagnostics) (consultada 22-03-2018): http://www.wpc.ncep.noaa.gov/html/model2.shtml

Parte III
Diseño

Parte III Diseño

Debido su tremenda complejidad e importancia, dedicamos una parte independiente del libro al diseño de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC), dividida en tres capítulos. Cada uno expone las técnicas de diseño específicas para el muestreo de alguno de los tres tipos correspondientes de errores e incertidumbres: en las condiciones iniciales, en la formulación del propio modelo y, por último, en las condiciones de contorno. Este último tiene sentido sólo en aquellos sistemas compuestos por modelos de área limitada, que son precisamente aquellos que AEMET desarrolla.

Página anterior: *Nubes psicóticas*, interpretación artística de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO

Diseño de sistemas de predicción por conjuntos: error en las condiciones iniciales

16

PAU ESCRIBÀ AYERBE
Delegación Territorial en Cataluña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Aquel que quiera construir torres altas, deberá permanecer largo tiempo en los fundamentos.
>
> ANTON BRUCKNER

El estado de la atmósfera en un momento dado no puede conocerse a la perfección. Por un lado, este hecho se debe a los errores inherentes a los *sistemas de observación*, a la distribución imperfecta y/o densidad insuficiente de las redes correspondientes y a los intervalos de tiempo limitados en que dichas observaciones se toman. Por otro lado, los *sistemas de asimilación de datos* para introducir estas observaciones en los modelos atmosféricos tampoco son perfectos, de modo que cada sistema de asimilación está afectado por errores característicos de las observaciones y, también, del modelo de corto plazo usado para brindar una predicción previa (*background* o *first guess*) al propio sistema de asimilación, predicción previa que se ajustará con nuevas observaciones. Todo ello conforma los así llamados *errores en las condiciones iniciales*. Estos errores o incertidumbres, aunque son pequeños, tal como hemos visto en capítulos anteriores crecen de modo no lineal según la dinámica caótica que describe la atmósfera. Presentamos en este capítulo una introducción a este apasionante tema del tratamiento del error en el estado inicial en predicción por conjuntos.

Palabras clave: diseño de sistemas de predicción por conjuntos, incertidumbres en las condiciones iniciales, asimilación de datos, método de vectores singulares, método de asimilación por conjuntos, método LETKF.

Imagen parte superior: Supercélula. Lécera (Zaragoza), hacia el norte, 7 de septiembre de 2014, a las 19:29. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

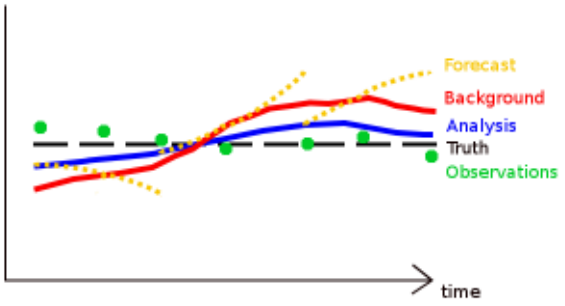


*Figura 16.1: Esquema conceptual de predicción previa (*background*), observaciones, análisis y verdad (*truth*) en asimilación de datos (ver texto).*

16.1 Análisis y su error

La resolución de la evolución de la atmósfera en el tiempo es un problema, matemáticamente hablando, de valores iniciales. Es decir, dado un *estado inicial* atmosférico, la integración numérica de las ecuaciones de evolución, nos da el estado atmosférico futuro. Por tanto, definir el estado inicial atmosférico es una cuestión fundamental. La *asimilación de datos* (sec. 10.3 en la página 141) es la parte de la predicción numérica que tiene como objetivo definir este estado inicial. Para ello, combina de una manera inteligente una predicción a corto plazo o estimación previa, con las observaciones disponibles en el instante inicial. El resultado de la asimilación es lo que llamamos análisis.

Existen distintos algoritmos para generar el análisis, aunque los más usados son los métodos *variacionales* (3DVAR y 4DVAR) y los métodos por *filtros de* KALMAN (ETKF, LETKF, ...). En la sección 16.2 se presenta la formulación básica de estos métodos, en este apartado únicamente se presenta una descripción conceptual. Un aspecto importante de estos algoritmos es que lo que todos persiguen es combinar *observaciones* y *predicción previa* teniendo en cuenta sus errores respectivos, de tal modo que el resultado final, el análisis, tenga un error mínimo.

La Figura 16.1 describe de una manera conceptual los distintos componentes del análisis. Cabe destacar, como se ve en la figura que, con el análisis, lo que queremos es acercarnos lo más posible a la *verdad*, que es siempre desconocida. Otro aspecto interesante de la figura es entender el concepto de *error* en los distintos componentes del análisis. Tanto para las observaciones, como para la predicción previa o el análisis, el error respectivo es aquello que separa su valor de la verdad. Aquí debemos pararnos en el razonamiento, porque la última frase es lo que conecta el análisis con la predicción por conjuntos. Una de las cosas que queremos hacer en predicción por conjuntos es *estimar* de alguna manera el *error del análisis*. Para ello definimos distintos estados iniciales posibles dentro del margen de error del análisis. Esto constituye el problema de estimar la incertidumbre del estado inicial en *predicción por conjuntos*.

Llegado a este punto uno se debe preguntar *cómo* podemos estimar el error del análisis o cómo podemos construir los distintos estados iniciales que deberían estar en este margen de error. Resolver este problema no es sencillo, de hecho, se han propuesto multitud de técnicas con más o menos éxito tanto desde el punto de vista de mejora de la predicción como del uso de recursos computacionales. Dado que la lista es larga, en este capítulo vamos a resumir de manera breve las técnicas usadas en nuestro entorno de trabajo operativo más cercano, que básicamente es el ECMWF (cap. 19 en la página 295), los consorcios HIRLAM-ALADIN (cap. 20 en la página 307) y la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

16.2 Técnicas de generación de estados iniciales

Tal como hemos dicho, las técnicas que describimos a continuación son las que se utilizan operativamente en nuestros centros de trabajo de referencia. Es importante destacar que siempre estamos hablando de estado inicial *atmosférico*, o sea, no estamos teniendo en cuenta, por ejemplo, el estado inicial en la superficie o en el mar (u océano). De cualquier modo estas técnicas o equivalentes se podrían usar también en estos casos.

16.2.1 Multimodelo

Esta técnica también conocida como *poor man's ensemble* o en español como del *conjunto de hombre pobre* [166, 509], es una tecnificación de la clásica práctica usada por los predictores para hacer la predicción (sec. 13.2.2 en la página 176), práctica que a menudo llevaba el mismo nombre. Se trata de consultar varios modelos para una misma situación y hacerse una composición de la predicción más probable del

conjunto. Básicamente, los estados iniciales se crean tomando los análisis o las predicciones previas de distintos modelos globales interpolados a nuestro dominio de interés. Un problema evidente de esta técnica es que el número de estados iniciales está limitado por el número de modelos globales disponibles. En el caso de la AEMET, cuyos *sistemas de predicción por conjuntos* (SPC) han usado históricamente esta técnica, se combinan los modelos globales con distintos modelos de alta resolución, multiplicando el número de estados iniciales por el número de modelos locales. En la Figura 16.2 se muestra un esquema de los distintos estados iniciales creados con esta técnica en el antiguo AEMET-SREPS [215] (cap. 21 en la página 319). Tal como se muestra en el cuadro, aquí se toman predicciones de modelos globales de referencia a nivel mundial. Los modelos locales utilizados son el propio de AEMET en su momento, el HIRLAM, el HRM y el LM (Servicio Meteorológico Alemán), el UM (Servicio Meteorológico Británico) y el MM5 (de la Universidad de Pennsylvania y el Centro Nacional americano para Investigaciones Atmosféricas PSU/NCAR). Esta técnica ha sido implementada en el actual sistema de alta resolución AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339).

Esta técnica tiene tres aspectos criticables. Primeramente, es de esperar una cierta correlación entre los miembros del conjunto formados con el mismo modelo local, por lo que a priori la condición de equiprobabilidad (sec. 13.7.2 en la página 199) entre los miembros se rompe.

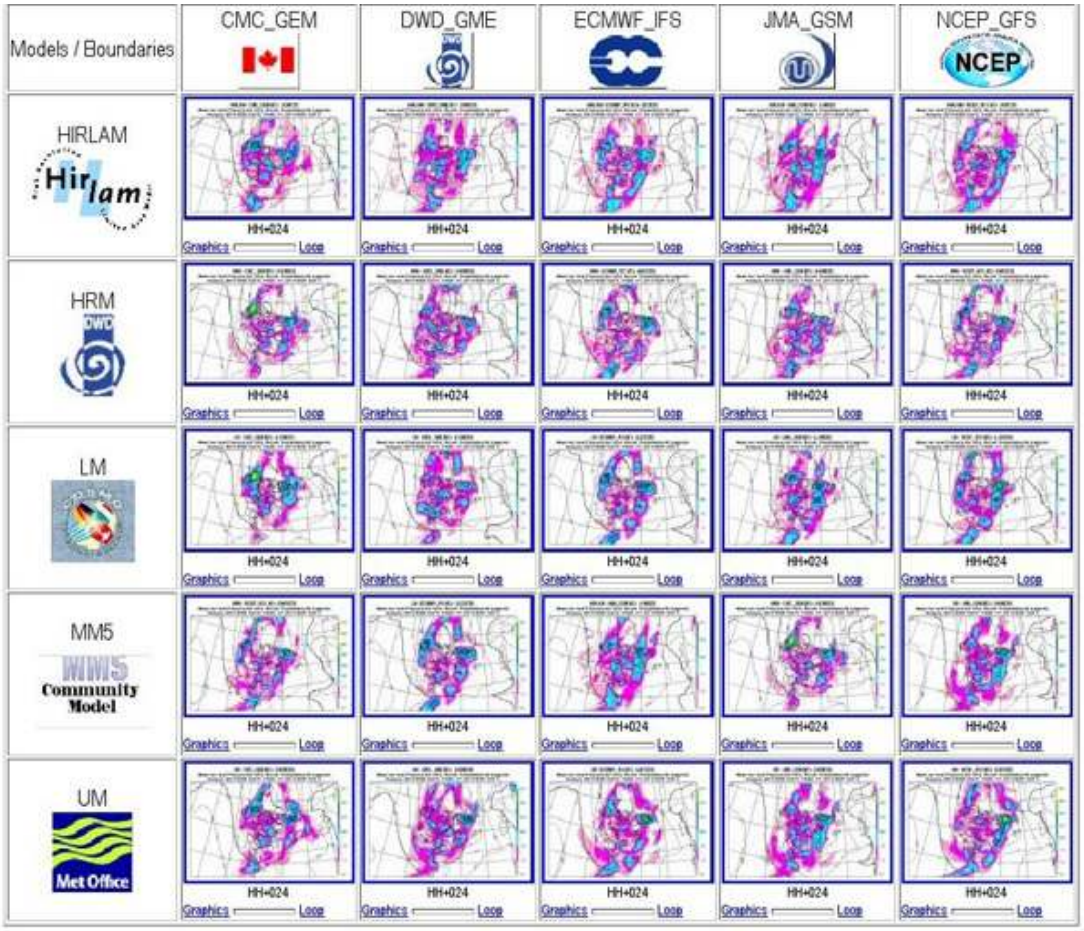


Figura 16.2: Estados iniciales resultantes de combinar 5 modelos globales operativos con 5 modelos locales. Esta es la configuración del (antiguo) AEMET-SREPS (ver texto).

Por otro lado, ciertamente el uso de distintos modelos no deja de ser en cierto sentido una *caja negra* cuando miramos el comportamiento estadístico del conjunto: no sabemos, científicamente, cómo se estima la incertidumbre de la atmósfera. Finalmente, el mantenimiento de un sistema con tantos modelos distintos es complicado desde el punto de vista técnico, así como la dependencia de la disponibilidad (y comunicación) de los modelos globales en los centros de origen.

A pesar de sus aspectos criticables esta técnica, aporta numerosas ventajas desde el punto de vista práctico, por lo que existen numerosos partidarios, entre los cuales nos contamos en AEMET. Un argumento principal es que esta técnica da excelentes resultados [215]. Un segundo argumento que apoyaría el uso de esta técnica es que, al contener cada miembro del conjunto los mismos errores sistemáticos en cada integración, la corrección de los mismos con técnicas de posproceso debería ser adecuada y, por tanto, se podrían potencialmente mejorar los resultados. Finalmente, el usar modelos globales para fines operativos significa que éstos están altamente verificados y en continua mejora en centros operativos.

16.2.2 Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF)

El método Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF [301], para asimilación de datos genera por el mismo precio un análisis para usarlo en predicción determinista y un conjunto de análisis que pueden ser usados como conjunto de estados iniciales para una predicción probabilista. El código LETKF ha sido implementado por el autor de este capítulo en el modelo HARMONIE-AROME adaptando el código desarrollado por MATS HAMRUD (ECMWF [261]) para el modelo global IFS. El LETKF pertenece a la familia de algoritmos por *filtros de* KALMAN. Para una muy buena explicación de la implantación del algoritmo en el modelo IFS del ECMWF y de sus resultados en comparación con el 4DVAR, se remite al lector a los artículos de HAMRUD Y COL. [261] y BONAVITA Y COL. [60], ambos de 2015. Como todos los algoritmos de asimilación, LETKF trata de minimizar la llamada *función de coste* **J** (sec. 16.1). Esta técnica consiste en encontrar aquel valor del estado atmosférico **x** que haga el valor **J** mínimo, dados los distintos componentes de la ecuación. Para encontrar **x** LETK hace unas consideraciones propias que se describen a continuación.

Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF [301]. Como todos los algoritmos de asimilación, LETKF trata de minimizar la llamada *función de coste* **J** (sec. 16.1). Esta técnica consiste en encontrar aquel valor del estado atmosférico **x** que haga el valor **J** mínimo, dados los distintos componentes de la ecuación. Dicho estado atmosférico será el análisis. Los otros componentes de la ecuación son, la estimación previa $\mathbf{x}^b$, el error de la estimación previa $\mathbf{P}^b$, las observaciones **y**, el error de las observaciones **R** y el operador observación **H**.

$$\begin{aligned}\mathbf{J}(\mathbf{x}) = \quad & \left(\mathbf{x}^b - \mathbf{x}\right)^T \left(\mathbf{P}^b\right)^{-1} \left(\mathbf{x}^b - \mathbf{x}\right) + \\ & + \left(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x})\right)^T R^{-1} \left(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x})\right)\end{aligned} \tag{16.1}$$

La diferencia más importante entre los métodos de *filtros de* KALMAN y los métodos *variacionales* radica en cómo se aproximan los componentes $\mathbf{x}^b$ y $\mathbf{P}^b$. En 16.2 se describen estos componentes en el caso de los Filtros de Kalman.

$$\begin{aligned}\mathbf{x}^b &= \tfrac{1}{n}\textstyle\sum_{i=1}^{n} \mathbf{x}_i^b \\ \mathbf{P}^b &\approx \tfrac{1}{n-1}\textstyle\sum_{i=1}^{n} \left(\mathbf{x}_i^b - \overline{\mathbf{x}^b}\right)\left(\mathbf{x}_i^b - \overline{\mathbf{x}^b}\right)^T\end{aligned} \tag{16.2}$$

En este caso, la predicción previa $\mathbf{x}^b$ es la media de un conjunto de predicciones previas. Su error $\mathbf{P}^b$, así mismo, se construye a partir de este conjunto de predicciones. Luego los *filtros de* KALMAN utilizan un conjunto de predicciones previas en la resolución del propio algoritmo de asimilación. En el caso de los métodos variacionales, $\mathbf{x}^b$ es una predicción determinista a corto plazo y $\mathbf{P}^b$ es el resultado de una estimación estadística climatológica con predicciones previas, y por lo tanto, no dependiente del flujo atmosférico.

Si nos fijamos en particular en el LETKF y sin ahondar en detalle en todas las ecuaciones del método [301], el análisis determinista, así como el conjunto de análisis resultantes para cada miembro, se describen en las ecuaciones 16.3.

$$\begin{aligned}\mathbf{x}^a &= \overline{\mathbf{x}^b} + \mathbf{X}^b\overline{\mathbf{w}^a} \\ \mathbf{x}_i^a &= \overline{\mathbf{x}^b} + \mathbf{X}^b\left(\overline{\mathbf{w}^a} + \mathbf{w}_i^a\right)\end{aligned} \tag{16.3}$$

El algoritmo calcula una serie de pesos (*weights*), $\mathbf{w}_i$, donde está toda la información proveniente de las observaciones. Otro aspecto interesante del algoritmo es que el análisis determinista es la media de los análisis del conjunto (ecuación 16.4):

$$\mathbf{x}^a = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \mathbf{x}_i^a \tag{16.4}$$

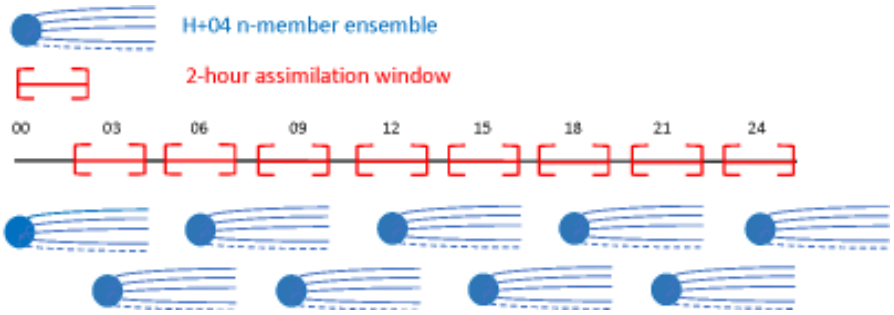


Figura 16.3: Ciclo de análisis del LETKF con el HARMONIE-AROME (ver texto).

Si nos fijamos en la implementación técnica en el modelo HARMONIE-AROME, LETKF asimila observaciones en un ciclo de análisis de 3 horas, a lo largo de una ventana de asimilación centrada de 2 horas. El parámetro *inflación* se introduce para aproximar aquellos errores no estimados en el algoritmo. Por otro lado, el parámetro *localización,* que permite seleccionar las observaciones más cercanas al punto de análisis, está en el diseño intrínseco del mismo. Así mismo, LETKF está diseñado e implementado para asegurar que su eficiencia computacional sea muy elevada en comparación con los métodos variacionales. En particular, resuelve el análisis independientemente en cada punto de la rejilla del modelo, por lo que acepta muy bien la *paralelización* (cap. 11 en la página 153). Este último aspecto es quizás el más destacable en el entorno de trabajo de alta resolución en el que nos movemos en la actualidad. En la Figura 16.3 se muestra un esquema del ciclo de análisis del LETKF. La idea es integrar una predicción por conjuntos a corto plazo (4 horas) que cubre la ventana de asimilación, donde residen las observaciones a tener en cuenta. Posteriormente se resuelve el algoritmo LETKF y se obtienen los análisis (sec. 16.4 en la página anterior) en el centro de la ventana, con los que volvemos a integrar el conjunto hasta el siguiente ciclo. Dada la flexibilidad y eficiencia del método, está planeado que LETKF sea el algoritmo que permita la ingestión de todo tipo de observaciones en el actual sistema de predicción por conjuntos AEMET-γSREPS.

16.2.3 Método NMC

El método NMC toma el nombre del antiguo *National Meteorological Centre* (hoy llamado *NCEP*), o Servicio Meteorológico Estadounidense. En concreto, este método consiste en estimar los errores de la predicción a partir de las *diferencias* entre dos predicciones inicializadas en tiempos distintos pero válidas para el mismo tiempo de predicción. Podemos, entonces, aproximar el error del análisis de esta manera. Entonces, si calculamos el análisis mediante un método clásico (por ejemplo el 3DVAR), podemos añadir a este análisis este error o perturbación, con lo que obtenemos una nueva estimación del estado inicial. Este es el método de referencia con el que se construye el conjunto de predicciones en el HARMONIE-AROME-EPS.

Método NMC. La siguiente ecuación hace explícito el cálculo descrito previamente:

$$\mathbf{x}_i^a = \mathbf{x}_0^a + k_i \left(\mathbf{x}_{t_1}^b - \mathbf{x}_{t_2}^b \right)_i \tag{16.5}$$

donde $\mathbf{x}_0$ es el llamado *análisis de control*, que en el caso que nos ocupa es el 3DVAR, pero podría ser otro. El factor k es un factor *ad hoc* de amplificación o reducción de la diferencia. Se pueden tomar valores de este factor positivos y negativos, construyendo así los miembros simétricos respecto al control. Finalmente $\mathbf{x}_{t_1}^b$ y $\mathbf{x}_{t_2}^b$ son las predicciones previas válidas ambas en el mismo tiempo (tiempo del análisis) e inicializadas en los instantes t_1 y t_2.

3DVAR. Puesto que aquí lo usamos para generar el análisis de control, es oportuno dedicar un momento a describir brevemente el algoritmo 3DVAR. Como el LETKF, se trata de resolver la ecuación 16.1 en la página anterior. Descritas las distintas componentes de la función de coste $\mathbf{J}$, en el caso de los métodos variacionales, después de una serie de métodos de resolución numéricos [201], el resultado del análisis 3DVAR se describe en la ecuación 16.6. En este caso la matriz $\mathbf{K}$ se llama *matriz de ganancia* o *matriz de* KALMAN y contiene una descripción del peso que se le debe dar a la información obtenida por las observaciones, en el análisis.

$$\mathbf{x}_{3\text{DVAR}}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}\left(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x})\right) \tag{16.6}$$

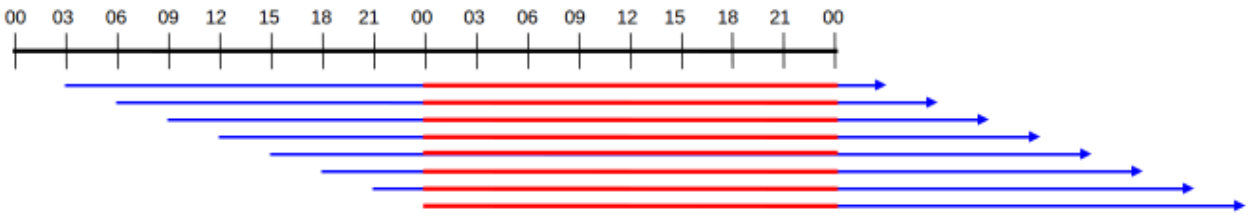


Figura 16.4: Conjunto formado con la técnica time lagged ensemble. *En este caso, partimos de distintas pasadas de el mismo modelo determinista (HARMONIE-3DVAR) a 48 horas. Los segmentos rojos corresponden a las trayectorias que forma la predicción por conjuntos a 24 horas inicializada a las 00 UTC (ver texto).*

Volviendo a la aplicación práctica del método NMC en el caso de HARMONIE-AROME, los valores de referencia para k_i, t_1 y t_2 que estamos tomando para generar los análisis en un conjunto de 10 miembros, están resumidos en la Tabla 16.1.

16.2.4 Lagged ensemble

Otro método que se usa con frecuencia para obtener distintos estados iniciales es el llamado, en inglés, *lagged ensemble* [168, 285, 386, 486]. En este método se definen directamente los estados iniciales a partir de las predicciones previas inicializadas en tiempos anteriores, validas en el mismo tiempo, el tiempo inicial del conjunto. Este método es extremadamente sencillo, y ha demostrado buenos resultados en el caso de combinar por ejemplo dos conjuntos de predicción inicializados en dos pasadas consecutivas. En este caso, el hecho de doblar el número de miembros del conjunto a coste cero, mejora la predicción probabilista.

miembro	**K**	t_1(h)	t_2(h)
1	1.75	t_0	t_0- 6
2	-1.75	t_0	t_0- 6
3	1.5	t_0- 6	t_0- 12
4	-1.5	t_0- 6	t_0- 12
5	1.2	t_0- 12	t_0- 18
6	-1.2	t_0- 12	t_0- 18
7	1.0	t_0- 18	t_0- 24
8	-1.0	t_0- 18	t_0- 24
9	0.9	t_0- 24	t_0- 30
10	-0.9	t_0- 24	t_0- 30

Tabla 16.1: Valores de referencia en HARMONIE-AROME-EPS para construir un conjunto de estados iniciales con el método NMC (ver texto).

En el grupo de predecibilidad de AEMET realizamos una verificación de un conjunto formado con este método a partir únicamente de la predicción determinista operativa de HARMONIE-AROME. Esta predicción está basada en ciclos de asimilación 3DVAR cada 3 horas, y las predicciones llegan hasta 48 horas. Con estos valores, podemos construir un conjunto de 8 miembros con una predicción a 24 horas, tal y como muestra la Figura 16.4.

Los resultados de dicha verificación así como de otros métodos para generar condiciones iniciales, serán presentados en la sección 16.3 en la página 256.

16.2.5 Ensemble Data Assimilation

Con la *Asimilación de Datos por Conjuntos* (*Ensemble Data Assimilation* o EDA), se introduce un conjunto de predicciones en el proceso de asimilación, de forma parecida a como se hace con los *filtros de* KALMAN. EDA es la técnica de referencia en el ECMWF, tanto para asimilación de datos como para predicción por conjuntos [305, 306], en el segundo caso en combinación con los *vectores singulares*, que se presentan en el próximo apartado.

La idea teórica del EDA se basa en estimar las incertidumbres fundamentales en el proceso de predicción-asimilación, mediante *perturbaciones estocásticas* teniendo en cuenta una *estimación de las distintas fuentes de error*. En total existen 3 fuentes de error en la predicción: el *error de las observaciones*, el *error del modelo* y el *error en las condiciones de contorno*. Entonces, de lo que se trata es de construir varias trayectorias de predicción-asimilación independientes en las que los 3 componentes son perturbados estocásticamente.

Perturbaciones estocásticas. Sobre el tipo de perturbación estocástica existen distintos métodos, basándose todos ellos en la aleatoriedad. Para entender mejor este método, podemos pensar en un observación (o) y en su error (ε_o). Entonces, si asumimos una forma para la distribución de probabilidad de esta variable (gaussiana por ejemplo si es temperatura), podemos construir un conjunto de 10 observaciones (o_i) igualmente válidas para ese punto del espacio-tiempo, sumándoles un parámetro estocástico proporcional a su error (k_i), según la ecuación:

$$\mathbf{o}_i = \mathbf{o} + k_i \varepsilon_o \; i = 1, .., n \tag{16.7}$$

Una vez tenemos una muestra de, por ejemplo, $n = 10$ conjuntos de observaciones, 10 realizaciones del error del modelo y 10 campos superficiales todos ellos válidos para el mismo punto del espacio-tiempo, para cada uno de ellos generamos un ciclo de análisis 4DVAR independiente. El conjunto de estos análisis independientes será el conjunto de estados iniciales para nuestra predicción probabilista.

En cuanto a la estimación del error del modelo (sec. 5.3 en la página 68), presente tanto en predicción como en asimilación, el ECMWF ha propuesto una técnica también estocástica llamada Stochastic Perturbation of Parametrization Tendencies, SPPT [471], que ha dado buenos resultados [563].

16.2.6 vectores singulares

Los *vectores singulares* o *singular vectors* [82] conforman históricamente el primer método de generación de estados iniciales para el Sistema de Predicción por Conjuntos del ECMWF, el ECENS (sec. 19.3 en la página 299). Aunque a día de hoy este método todavía se utiliza en combinación con EDA, paulatinamente va a ser substituido por este último método en todo aquello que haga referencia a la estimación de incertidumbres del estado inicial atmosférico en el ECMWF.

Vectores singulares. La ecuación siguiente describe la ecuación de evolución temporal del estado atmosférico $\mathbf{x}$.

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = \mathbf{F}(\mathbf{x}) \tag{16.8}$$

Si tomamos una pequeña perturbación $\delta\mathbf{x}$ respecto al estado atmosférico $\mathbf{x}$ y aplicamos el desarrollo en serie de TAYLOR, obtenemos:

$$\frac{d(\mathbf{x}+\delta\mathbf{x})}{dt} = \mathbf{F}(\mathbf{x}) + \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial \mathbf{x}}\delta\mathbf{x} + \mathbf{O}(\mathbf{x}^2) \tag{16.9}$$

Si integramos ahora entre el tiempo t_0 y el tiempo t, obtenemos la siguiente ecuación:

$$\mathbf{x}(t) + \delta\mathbf{x}(t) \approx \mathbf{G}(\mathbf{x}(t_0)) + \mathbf{M}_{t_0 \to t}\delta\mathbf{x}(t_0) \tag{16.10}$$

donde $\mathbf{M}$ es el llamado propagador lineal tangente (la linealización de las ecuaciones del modelo). Por lo tanto, la perturbación $\delta\mathbf{x}$ evoluciona en el tiempo según:

$$\delta\mathbf{x}(t) = \mathbf{M}_{t_0 \to t}\delta\mathbf{x}(t_0) \tag{16.11}$$

Ahora podemos definir el *crecimiento de la perturbación* σ^2 según la ecuación:

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= \frac{\langle \delta\mathbf{x}(t), \delta\mathbf{x}(t) \rangle}{\langle \delta\mathbf{x}(t_0), \delta\mathbf{x}(t_0) \rangle} \\ &= \frac{\left\langle \mathbf{M}^T_{t_0 \to t}\mathbf{M}_{t_0 \to t}\delta\mathbf{x}(t_0), \delta\mathbf{x}(t_0) \right\rangle}{\langle \delta\mathbf{x}(t_0), \delta\mathbf{x}(t_0) \rangle} \end{aligned} \tag{16.12}$$

Donde $\langle , \rangle$ es el producto escalar entre vectores. Resulta que el *crecimiento máximo* de las perturbaciones en 16.12 se dará en las direcciones definidas por los vectores singulares del producto de matrices $\mathbf{M}^T\mathbf{M}$. Estas direcciones nos dan los *vectores singulares*.

Para una explicación matemática completa de este método, donde se añade el concepto de norma en la definición de los vectores singulares, se remite a la lectura del artículo de BUIZZA y PALMER de 1995 [82].

Una explicación sencilla del significado de los *vectores singulares* es la siguiente. Si pensamos en un estado inicial atmosférico y en su evolución temporal, podemos identificar qué zonas de ese estado contienen un mayor crecimiento de energía, asociado a la inestabilidad, del sistema atmosférico. Podemos pensar por ejemplo en zonas de inestabilidad baroclina tales como sistemas de bajas presiones o estructuras frontales. Entonces, los vectores singulares son una herramienta matemática que permite identificar estas zonas de mayor crecimiento energético. Una vez calculados estos vectores, a partir de ellos construimos perturbaciones del estado inicial que sumaremos al análisis de control (4DVAR) para obtener los distintos estados iniciales de nuestro conjunto.

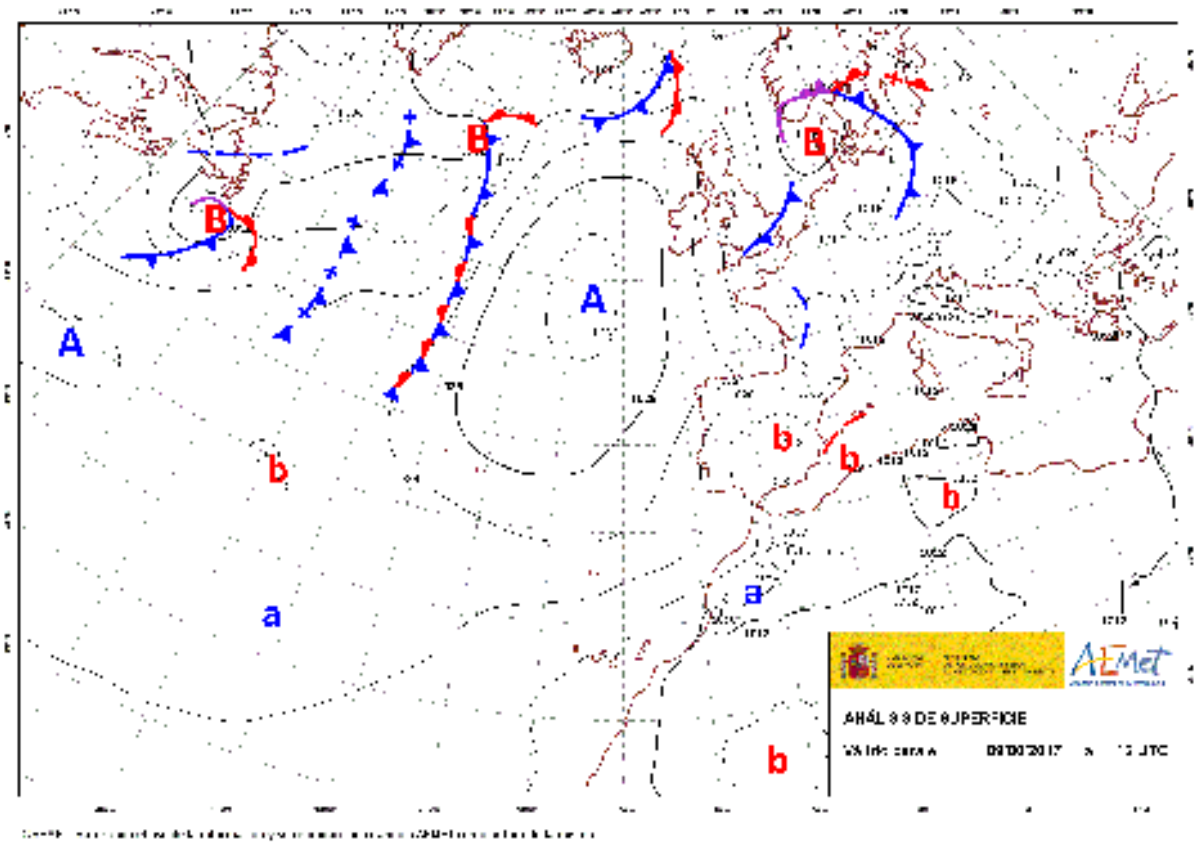


Figura 16.5: Análisis sinóptico de superficie para el día 9 de agosto de 2017 a las 12 UTC (AEMET).

16.3 Verificación de las técnicas disponibles en AEMET

En el taller *Predicción probabilista de fenómenos de tiempo severo*, que se celebró en la sede central de AEMET en Madrid en octubre de 2017, el grupo de predecibilidad de AEMET presentó un estudio donde se comparan los conjuntos de predicciones que se pueden generar en AEMET (que no operativos) usando 4 de las técnicas presentadas anteriormente. Los conjuntos se forman siempre con modelos de alta resolución, a 2.5 km en la horizontal. En este apartado se presentan los resultados más significativos de dicho estudio.

16.3.1 Técnicas de generación de conjuntos disponibles en AEMET

El grupo de predecibilidad de AEMET está integrando operativamente en los ordenadores del ECMWF el AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339) desde abril del 2016. Además de este sistema, tenemos las herramientas para generar otros 3 sistemas de conjuntos mediante 3 de las técnicas presentadas en el apartado anterior: el LETKF, el método NMC y el lagged ensemble. Estos tres métodos están únicamente basados en el modelo HARMONIE-AROME, de cuyo consorcio AEMET es socio. En este ejercicio de verificación se van a comparar estas 4 técnicas para un mismo periodo temporal en un dominio que cubre la península ibérica. En este apartado sólo se presentarán resultados de lo que llamamos *verificación objetiva*. Se remite al lector al capítulo 22.7 en la página 357 para ver un par de casos de estudio de este mismo periodo utilizando lo que llamamos *verificación subjetiva*.

16.3.2 Descripción de los experimentos

Durante una semana del mes de agosto de 2017, desde el 8 al 15, se integraron los 4 conjuntos de predicciones, tanto a las 00 como a las 12 UTC, hasta 24 horas de predicción. En esa semana un potente anticiclón situado sobre el Atlántico Norte, abarcando latitudes desde las islas británicas hasta las Canarias, marcaba un predominio de las altas presiones en toda la zona,

con la baja térmica estival sobre la península ibérica. La situación sinóptica sobre la Península para el día 9 a las 12 UTC se muestra en la Figura 16.5 en la página anterior. Como fenómenos significativos del periodo cabe destacar la convección diurna en algunos lugares de la Meseta Central, así como la convección asociada a algún pequeño frente en el Mediterráneo.

Tal y como se ha presentado con anterioridad, todos los conjuntos salvo AEMET-γSREPS asimilan observaciones en un ciclo de 3 horas. Las observaciones asimiladas son las llamadas convencionales (estaciones automáticas, manuales, barcos, boyas y radiosondeos). El número de miembros para los conjuntos es 20, salvo para el *lagged ensemble* que por construcción sólo puede tener 8 miembros (Figura 16.4 en la página 254). Las predicciones están hechas en un dominio centrado sobre la península ibérica con 2.5 km de resolución horizontal y $576 \times 480 \times 65$ puntos de rejilla. En la Figura 16.6 se muestra el dominio de integración.

16.3.3 Verificación

Es conveniente comparar las predicciones con las observaciones a lo largo de un periodo suficientemente largo para que la muestra estadística genere datos significativos. Aunque dicha significación puede estimarse estadísticamente, aquí no la mostramos por simplicidad. Asumimos valores altos de significación para las variables en superficie, donde tenemos alrededor de 13 000 parejas predicciones-observación. En cambio, en la vertical los valores de significación serán más pequeños, puesto que los datos de radiosondeos son muy inferiores en número. En total tenemos alrededor de 100 parejas predicciones-observación en la vertical.

Los parámetros del modelo cuya verificación presentamos son: velocidad (módulo) del viento a 10 metros (S10m), temperatura a 2 metros (T2m), humedad relativa a 2 metros (HR2m), presión al nivel del mar (PNM) y temperatura (T), humedad específica (Q) y módulo del viento (S) en la vertical. Como *verdad* de lo que sucedió tomamos las observaciones convencionales.

Como estamos en el marco de la predicción probabilista, para cada punto de observación tendremos n valores de predicción (n = 20, 20, 20 y 8). Esto cambia el paradigma de verificación. Se remite al lector al capítulo 15 en la página 213 para más información sobre este marco de trabajo. Presentamos resultados de verificación usando tres métodos comunes de verificación probabilista: *dispersión-error*, *histogramas de rango* y *Continuous Ranked Probability Score* (CRPS, [277]). Estos métodos ofrecen un diagnóstico de rasgos fundamentales en predicción probabilista como la *amplitud*, la *consistencia* y la *respuesta frente a eventos binarios* en la estimación de la incertidumbre (sec. 15.9 en la página 230).

Figura 16.6: Dominio de integración de los distintos experimentos.

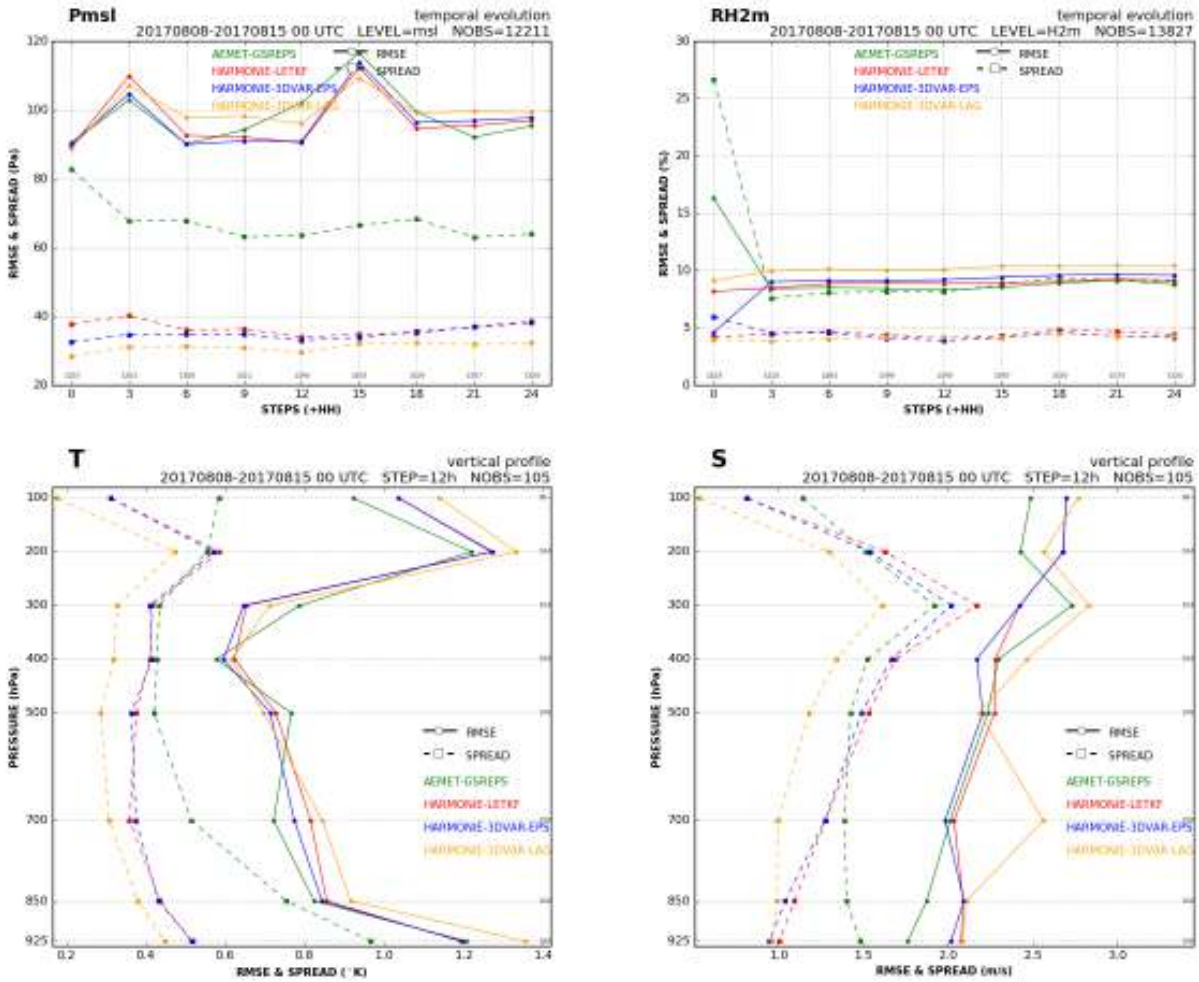


Figura 16.7: Relaciones dispersión-error para presión reducida al nivel del mar y humedad relativa a 2 m (arriba) y temperatura y módulo del viento en el alcance H+12 en la vertical (abajo) (ver texto).

En la Figura 16.7 se muestra claramente como el AEMET-γSREPS es el conjunto que tiene una mejor relación *dispersión-error* en general, en tanto que las líneas de RMSE (raíz del error cuadrático medio, sec. 15.3 en la página 219) y *spread* (*dispersión*, sec. 15.8.2 en la página 229) están más juntas. Si las líneas coincidieran exactamente tendríamos una relación perfecta o lo que es lo mismo, una estimación de la *amplitud de la incertidumbre* (dispersión), perfecta. Como decíamos, el AEMET-γSREPS mejora al resto de conjuntos, claramente en los parámetros humedad relativa a 2 metros (HR2m) y presión reducida al nivel del mar (PNM). Cabe señalar que en la gráfica de HR2m, los valores de dispersión-error en el tiempo inicial son incorrectos debido a que uno de los modelos locales del AEMET-γSREPS no diagnostica HR2m en este instante, es decir, que no hay que tomarlos en cuenta en la comparación. En los perfiles de temperatura y módulo del viento también se ve claramente este resultado, sobre todo en niveles bajos.

Este primer resultado se va a repetir en toda la verificación. AEMET-γSREPS tiene una capacidad de generar dispersión de la que el resto de conjuntos carecen. Este resultado coincide con los resultados obtenidos con el antiguo AEMET-SREPS [215]. Que la mejora de la relación dispersión-error sea principalmente alrededor de la superficie se explica porque es en la superficie donde los modelos locales tienen más diferencias entre ellos, diferencias susceptibles de generar dispersión.

Otro resultado importante en la Figura 16.7 es que el lagged ensemble carece de suficiente dispersión, resultado probablemente relacionado con el hecho de que solamente contiene 8 miembros. De este resultado se podrían extraer dos conclusiones: la primera, 8 miembros para un conjunto son pocos y la segunda, el lagged ensemble a partir de un único modelo determinista con análisis en ciclos de 3 horas y 48 de predicción no es una herramienta adecuada para predicción probabilista.

La Figura 16.8 muestra un ejemplo de histogramas de rango (sec. 15.8.1 en la página 228) para las variables T2m, PNM y HR2m en el alcance de predicción H+06. Recordemos que un diagrama relativamente plano se corresponde con un comportamiento *consistente* del SPC con las observaciones, generando una dispersión adecuada para capturar las observaciones en cada caso. De otro modo, los diagramas, relativamente habituales, en forma de U corresponden a SPC subdispersivos o *poco dispersivos*. AEMET-γSREPS es el que presenta el diagrama más plano (con clara diferencia), por lo que este conjunto es mucho más *consistente* respecto a las observaciones que el resto. El resto de conjuntos son claramente *poco dispersivos*, aunque LETKF genera un poco más de dispersión que los demás. Lo que sí se ve claro es la *simetría* poco deseable en el caso del conjunto NMC, debido al método para construir las perturbaciones iniciales 16.5 en la página 253.

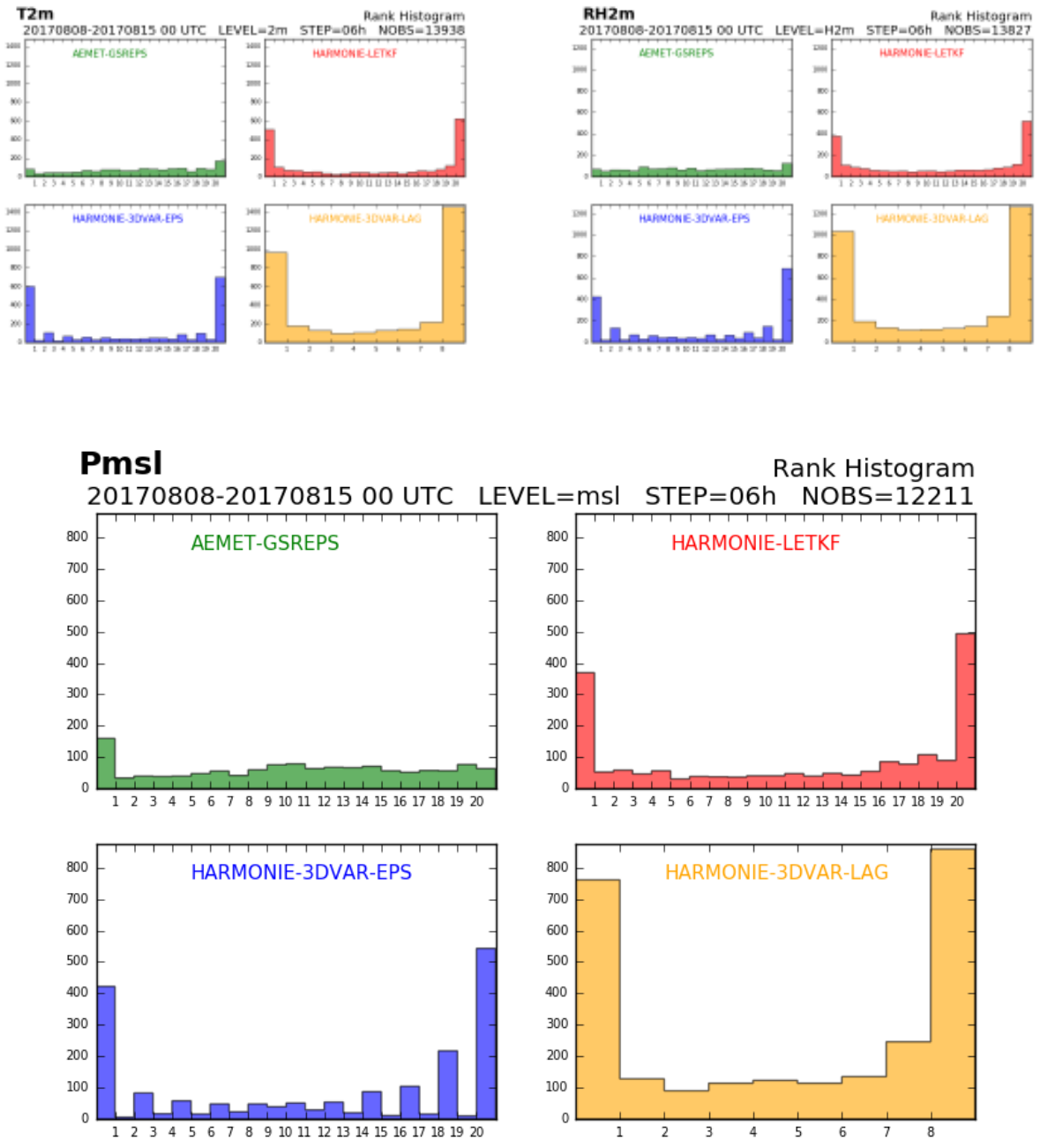


Figura 16.8: Histogramas de rango para T2m, HR2m (arriba) y PNM (abajo) en el alcance H+06 (ver texto).

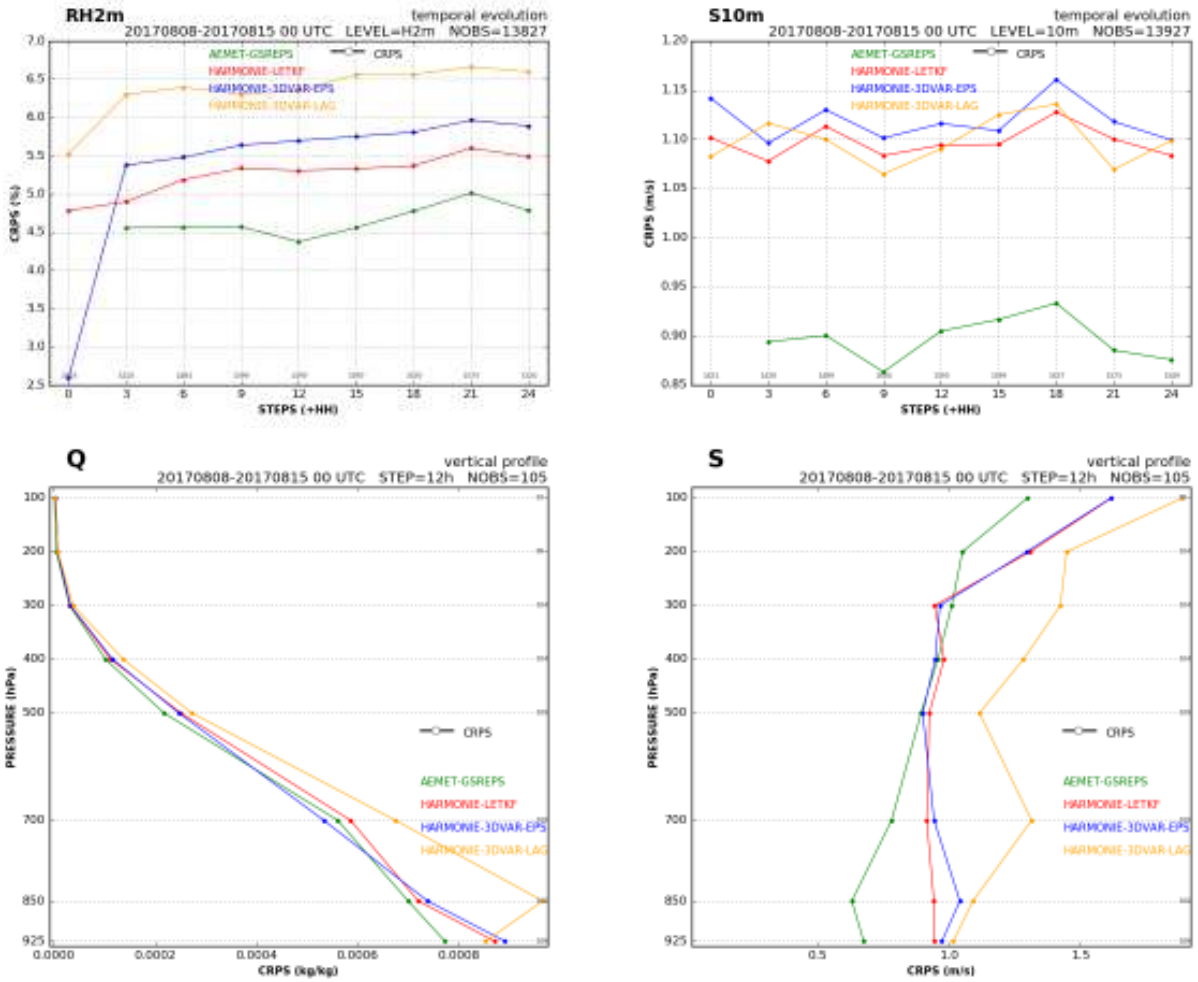


Figura 16.9: CRPS para HR2m, S10m y módulo del viento y humedad en la vertical (ver texto).

Finalmente, en la Figura 16.9 se presentan varios gráficos para el *Continuous Ranked Probability Score* (CRPS, [277]). Esta medida es el equivalente al RMSE en predicción determinista de modo que, al tratarse de un error, cuanto más pequeño, mejor el resultado. Estos gráficos confirman la calidad del AEMET-γSREPS por lo que respecta a la *respuesta frente a eventos binarios* en la predicción probabilista. Otra vez, la diferencia con los demás conjuntos es muy grande en cualquier parámetro en torno a la superficie. Por otro lado, si nos fijamos en los parámetros HR2m y S10m, podemos concluir que LETKF obtiene mejores resultados que 3DVAR-EPS basado en NMC. Este resultado indica que, de las técnicas disponibles a día de hoy en AEMET, usar la técnica LETKF dentro del propio AEMET-γSREPS para la asimilación de datos es a priori lo mas conveniente (cap. 22 en la página 339).

16.4 Resumen y conclusiones

Este capítulo trata uno de los fundamentos en la construcción de un sistema de predicción por conjuntos, la generación de estados iniciales. En el primer apartado se hace una introducción al concepto de *análisis* atmosférico y de los componentes que requieren su construcción, que son la predicción previa y las observaciones. Así mismo se introduce el *error del análisis*, que constituye la base conceptual para comprender la incertidumbre del estado inicial atmosférico y la necesidad de generar distintos estados iniciales para tenerla en cuenta en la predicción.

Seguidamente, se describen algunas de las principales técnicas utilizadas en centros de predicción operativa (principalmente AEMET y ECMWF), para la generación de estados iniciales en un sistema de predicción por conjuntos. En particular, se explica el multimodelo, el LETKF, el método NMC basado en 3DVAR, el lagged ensemble, el ensemble data assimilation (EDA) y finalmente, los vectores singulares. Para cada una de

estas técnicas se presentan ventajas e inconvenientes, tanto desde el punto de vista teórico como en su aplicación práctica en un entorno operativo. Se señala que, de estos métodos, AEMET ha optado históricamente por aplicar el multimodelo.

A continuación se presenta un ejercicio de verificación objetiva de 4 de las técnicas presentadas arriba, con los modelos de alta resolución (2.5 km) disponibles en AEMET. Este ejercicio consiste en integrar 2 veces al día durante la segunda semana de agosto de 2017 cuatro sistemas de predicción por conjuntos y comparar la bondad de sus predicciones probabilistas. Como métodos de verificación se utilizan la relación dispersión-error, el histograma de rango y el CRPS. De la interpretación de los resultados se deduce que el AEMET-γSREPS, basado en la técnica multimodelo, es el que da, con diferencia, los mejores resultados en todos los métodos de verificación. De este resultado se puede inferir que un conjunto basado en un único modelo local parece ser menos capaz de estimar posibles estados atmosféricos, cosa que limita claramente su potencial como sistema de predicción probabilista. Una segunda conclusión es que LETKF funciona algo mejor que el método NMC basado en 3DVAR, principalmente en la generación de dispersión de buena calidad y en la predicción de algunas variables de superficie como HR2m y T2m. Este resultado apoya los planes de introducir LETKF en el AEMET-γSREPS para los ciclos de análisis. Finalmente, los resultados muestran claramente cómo un conjunto de pocos miembros como es el lagged ensemble en nuestro caso, no da resultados de suficiente calidad en predicción probabilista.

Diseño y construcción de SPC: error en el modelo 17

ALFONS CALLADO I PALLARÉS
Delegación territorial (DT) en Cataluña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> I believe that the ultimate climate models ... will be stochastic, i.e. random numbers will appear somewhere in the time derivatives.
> Creo que en última instancia los modelos climáticos ... serán estocásticos, es decir, aparecerán números aleatorios en algún lugar de las derivadas temporales.
>
> EDWARD NORTON LORENZ, 1969

Las ecuaciones con las que describimos la evolución futura de la atmósfera son de naturaleza caótica, muy sensibles a pequeñas variaciones en las condiciones iniciales, de modo que las soluciones de simular la atmósfera no son convergentes y debemos tener en cuenta las incertidumbres en las condiciones iniciales. Pero, además, los modelos de predicción del tiempo no son perfectos, son sólo buenas aproximaciones para describir la evolución de la atmósfera, con un conjunto importante de limitaciones que hace que lleven asociados errores e incertidumbres. Así, se nos plantean dos grandes retos: por un lado, tener en cuenta las incertidumbres en las condiciones iniciales y, por otro lado, tener en cuenta los errores, limitaciones e incertidumbres inherentes en los modelos. Con un solo modelo determinista no podemos plantearnos estos retos, pero sí con los sistemas de predicción por conjuntos (SPC). Abordamos, en este capítulo, el segundo reto: los errores, limitaciones e incertidumbres inherentes en los modelos.

Palabras clave: diseño de sistemas de predicción por conjuntos, incertidumbres en los modelos, método multimodelo, método multianálisis, método multicontorno, método multifísica, método multiparámetro, parametrizaciones estocásticas.

Imagen parte superior: Mar de nubes. Puerto de la Morcuera, Madrid, hacia el sureste, 21 de enero de 2006, a las 8:27. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

17.1 Introducción

Vimos en el capítulo 5 en la página 55 que las ecuaciones en los modelos de predicción del tiempo que describen la evolución futura de la atmósfera tienen un comportamiento caótico y que son muy sensibles a pequeñas variaciones en las condiciones iniciales: las soluciones de simular la atmósfera no son convergentes. Por ejemplo y, exagerando un poco, simulando el tiempo para la península ibérica para dos días tomando la observación de una temperatura de -3.4 ºC en Reykiavik (Islandia) nos podría dar *«sol y moscas»* (tiempo estable o buen tiempo), mientras que asimilando una observación de -3.36 ºC, es decir, dentro del margen de error en la observación, nos podría dar chubascos o mal tiempo: dos predicciones totalmente diferentes.

Pero no es el único reto de los SPC tener en cuenta estas incertidumbres en las condiciones iniciales tal como se ha descrito en el capítulo 16 en la página 249. Los modelos de predicción del tiempo no son perfectos. En realidad, los modelos son sólo buenas aproximaciones para describir la evolución de la atmósfera. Son el fruto de los conocimientos y experiencia humanos en física, matemáticas, meteorología, tecnología, etc. que se traducen en unos programas informáticos que simulan la evolución de la atmósfera y que se ejecutarán en un superordenador (cap. 11 en la página 153). Así, debido a la inclusión de multitud de aproximaciones para su resolución, las limitaciones del conocimiento en ciertos procesos atmosféricos y la intrínseca naturaleza caótica de las ecuaciones físicas que describen la atmósfera, así como la limitación física en el cálculo de los superordenadores, hace que los modelos sean inherentemente no perfectos, con errores e incertidumbres.

En consecuencia, tener en cuenta los errores, limitaciones y las incertidumbres inherentes en los modelos es el otro gran reto de los SPC, además del ya discutido de las incertidumbres en las condiciones iniciales (cap. 16 en la página 249). Cabe resaltar que las implicaciones para un SPC, en ambos casos, son bastante parecidas.

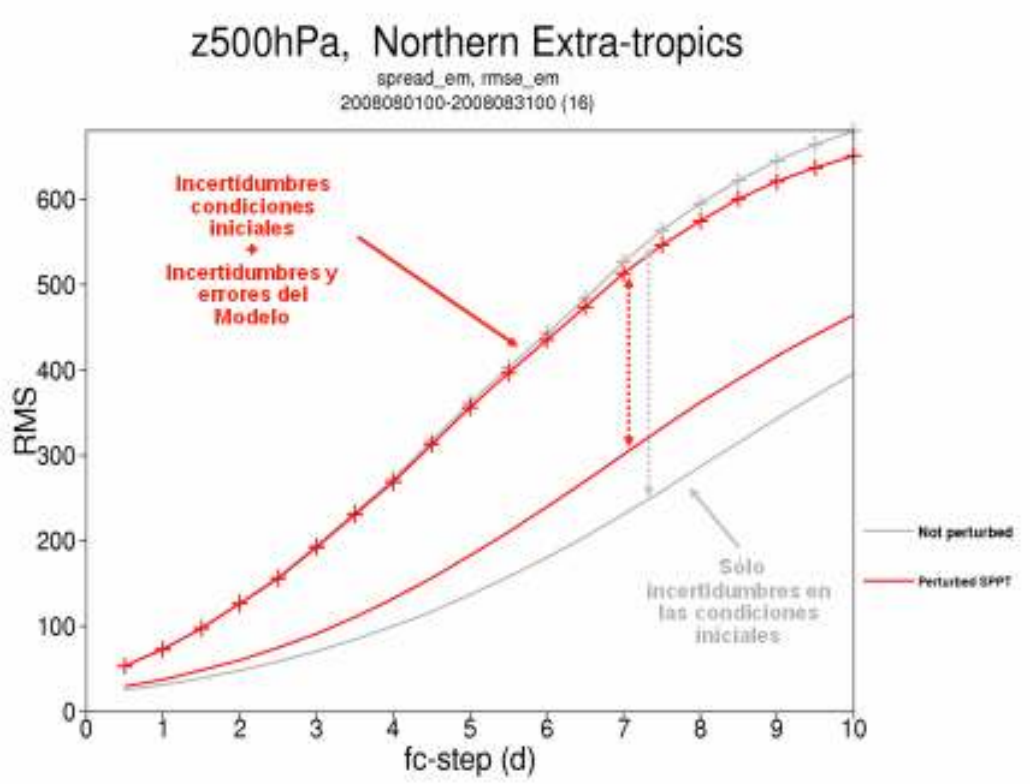


Figura 17.1: Diagrama de evolución con el alcance predictivo de dispersión y error de la altura geopotencial en 500 hPa, para el SPC del ECMWF ECENS teniendo en cuenta: en las líneas grises sólo la incertidumbre en las condiciones iniciales y, en las rojas, la de las condiciones iniciales más las del propio modelo. En las respectivas líneas verticales discontinuas con flechas se representa la distancia *entre las curvas de dispersión (continuas sólidas) y error (continuas con cruces).*

17.2 Historia y conceptos básicos

Históricamente fue a finales del siglo XX cuando los principales centros meteorológicos a nivel mundial que utilizaban SPC globales se plantearon y empezaron a aplicar las primeras técnicas para tener en cuenta en sus SPC los errores e incertidumbres de los modelos. Más tarde, desde los albores del siglo XXI estos conceptos y técnicas se han empezado también a aplicar a los SPC regionales.

Surgió casi por una necesidad, a un nivel más práctico que teórico: los SPC adolecían de falta de dispersión (sec. 13.6.5 en la página 189) y, por ende, de consistencia y fiabilidad (sec. 15.8 en la página 228), sobre todo en alcances predictivos grandes tales como los 3-7 días, lo que se denomina medio plazo (cap. 4 en la página 35).

Desde un punto de vista práctico, lo podemos ver en la Figura 17.1 en la página anterior para el ECENS (SPC global del ECMWF con el modelo IFS, sec. 19.3 en la página 299): sin tener en cuenta los errores del modelo las curvas de dispersión (línea gris continua) y error (línea gris con cruces) están cada vez más lejos, cuando para un SPC consistente las dos deberían aumentar al mismo ritmo: es decir, cuando más cercanas mejor (sec. 15.8.2 en la página 229).

Si se aplica la técnica denominada, de momento y abreviadamente, SPPT (se describirá más adelante en el presente capítulo) para tener en cuenta errores/incertidumbres del modelo, las cosas mejoran, ambas curvas se aproximan, con un aumento notable de la dispersión (línea roja continua) e incluso con disminución del error al subir la curva correspondiente (línea roja con cruces) un poco más lentamente.

Las mejorías de los SPC globales como las mostradas en la Figura 17.1 en la página anterior justificaron a nivel práctico tener en cuenta errores e incertidumbres de los modelos en los SPC.

A nivel teórico, en un SPC y, a pesar de tener en cuenta las incertidumbres en las condiciones iniciales, si todos sus miembros utilizan exactamente el mismo modelo con las mismas configuraciones, éste tiene su propia climatología que lo limita para explorar otros espacios de fases (digamos otras atmósferas posibles u otras posibilidades de predicción) que son totalmente plausibles. Podemos verlo en la Figura 17.2.

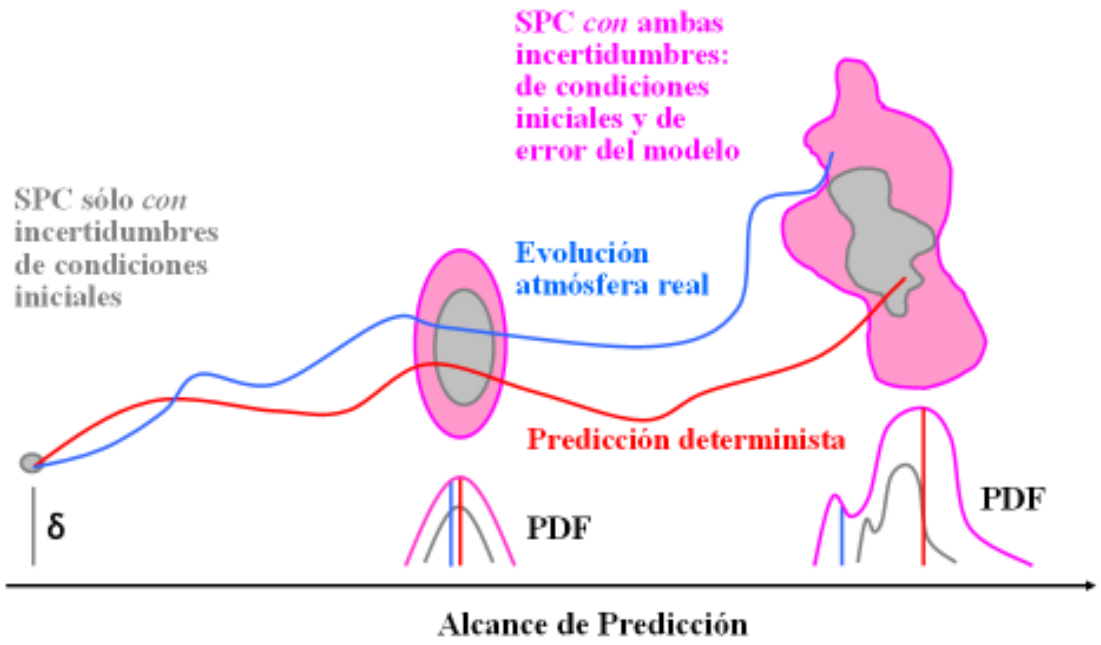


Figura 17.2: Esquema de la predicción de la evolución de la atmósfera con dos SPC: en gris, uno que sólo tiene en cuenta la incertidumbre en las condiciones iniciales y, en magenta, otro que además tiene en cuenta las incertidumbres o errores del modelo. En rojo se representa una predicción con un solo modelo o predicción determinista y, en azul, la evolución real observada a posteriori de la atmósfera.

Clasificación de errores e incertidumbres	Características / Tipos	Métodos en SPC
errores *sistemáticos*	Oestes demasiado intensos QBO MJO Etc.	-
errores/incertidumbres *aleatorias*	Fluctuaciones estadísticas en la Física	Parametrización estocástica SPPT MultiFísica
	Transferencia energía cinética a mayores escalas Etc...	Parameterización estocástica SKEB
incertidumbres *conocidas*	Valores de parámetros en la física (e. g. límite de inestabilidad para disparo de la convección parametrizada)	Multiparámetros
incertidumbres *desconocidas*	-	¿Multimodelo? «La caja negra»

Tabla 17.1: Tentativa de clasificación de errores e incertidumbres de los modelos, inspirada en las lecciones del experto GLENN SHUTTS *y que incluye en la última columna los métodos aplicados en los SPC para tenerlos en cuenta.*

En la Figura 17.2 en la página anterior podemos apreciar que un SPC que tiene en cuenta sólo las incertidumbres en las condiciones iniciales, explora (mancha gris) unas posibles evoluciones de la atmósfera (regiones del *espacio de fases*).

La mancha gris crece con el alcance de la predicción al aumentar la incertidumbre, es decir, *disminuye la predecibilidad*. Cuanto más extensa es la mancha, menor es la predecibilidad: menos concreta podrá ser una predicción del tiempo debido a la mayor incertidumbre.

Hemos representado la evolución real de la atmósfera con una línea azul y, en el último alcance, la evolución real de la atmósfera está fuera de nuestra mancha azul: malas noticias. La evolución de la atmósfera no está dentro de nuestra mancha gris, es decir, no es una evolución considerada por nuestro SPC.

Y ahora viene la magia. Si tenemos en cuenta en el SPC errores e incertidumbres inherentes de nuestro modelo, simulamos la evolución de la mancha magenta que crece más, explorando más posibilidades (más regiones del espacio de fases con más grados de libertad) y que incluye, en el último alcance, la evolución de la atmósfera real: ahora nuestro SPC es consistente y fiable, describiendo y acotando adecuadamente la predecibilidad.

17.3 Errores e incertidumbres del modelo

La Tabla 17.1, inspirada en una de las lecciones de uno de los expertos en el error del modelo, GLENN SHUTTS [563], intenta clasificar, basándose en los conocimientos científicos, lo que los meteorólogos-modelizadores piensan y creen que son los errores e incertidumbres en los modelos.

Diferentes aspectos de la Tabla 17.1 serán tratados a lo largo del capítulo. Destacamos aquí sólo uno: la distinción entre errores e incertidumbres, una distinción que en algunos capítulos del libro no se tiene en cuenta por no llegar a ese nivel de detalle.

17.3.1 Errores versus incertidumbres

No hay unanimidad en la comunidad científica en meteorología en una distinción conceptual clara de a qué nos referimos exactamente cuando hablamos de errores o a qué cuando hablamos de incertidumbres en los modelos. Aquí, para el presente capítulo, optamos por la siguiente: los *errores del modelo* son aquellas deficiencias intrínsecas en el mismo que lo incapacitan para simular sistemáticamente de forma adecuada evoluciones atmosféricas observadas.

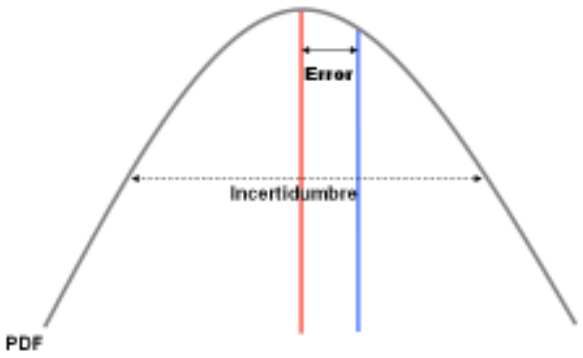


Figura 17.3: Esquema de la diferencia conceptual entre error e incertidumbre del modelo en un evento atmosférico. En azul el evento observado en la atmósfera real. En rojo una predicción determinista. En la campana *o* PDF *en gris, las posibles predicciones del modelo con pequeños cambios: la predicción en rojo es la* media*.*

Cualesquiera que sean las mejoras introducidas en un modelo, éstas tienden a hacer los errores más pequeños e incluso eventualmente solucionarlos. Por ejemplo, imaginemos un modelo que tiene dificultades en simular tormentas de evolución diurna de montaña que descargan por las tardes en situaciones anticiclónicas de buen tiempo. Concretando, el modelo predice siempre en estas situaciones chubascos moderados cuando en realidad hay tormentas fuertes con granizo: infravalora la convección sistemáticamente. Esto es un error del modelo susceptible de ser mejorado.

Y para las incertidumbres adoptamos la siguiente definición: las *incertidumbres del modelo* serán aquellas limitaciones en la descripción física de procesos atmosféricos, bien por incertidumbre inherente o bien por la limitación de conocimientos científicos codificados en los modelos, que a su vez limitan la simulación precisa de las evoluciones atmosféricas observadas. Concretemos con un ejemplo similar al anterior. Ahora nuestro modelo sí que simula las tormentas de tarde, pero debido a la baja predecibilidad del mismo fenómeno atmosférico y las limitaciones en cómo se simulan las tormentas en nuestro modelo, a veces las tormentas simuladas son más fuertes que las observadas, a veces más bien moderadas o incluso débiles, a veces hay más tormentas que las observadas, a veces hay menos, etcétera. Y ya lo tenemos, nuestro modelo es capaz de simular las tormentas fuertes con granizo, pero está limitado en simularlas de manera precisa y exacta, de modo que alrededor de lo que es capaz de simular estará la solución exacta. Es decir, hay incertidumbre en nuestro modelo.

En la Figura 17.3 se han esquematizado los dos conceptos de error e incertidumbre. El error es la diferencia sistemática de la *media* de todas las predicciones de un evento atmosférico respecto a la observación de éste. La incertidumbre es la variedad de predicciones que se pueden tener alrededor del valor bueno, debido a pequeñas variaciones, por ejemplo, en las condiciones iniciales. Y, para finalizar, como se representa en la figura, debe señalarse que se pueden tener ambos a la vez, errores e incertidumbres del modelo. Es más, si la predicción *media* (línea roja vertical) fuera igual a la observación (línea azul vertical), no tendríamos error pero sí incertidumbre.

17.3.2 Incertidumbres en la dinámica y en la física

Clásicamente se ha considerado que los errores e incertidumbres de los modelos están en la física o parametrizaciones físicas o procesos submalla (sec. 10.5 en la página 145) y no en la dinámica o procesos de malla (sec. 10.4 en la página 143). En general, la parte dinámica del modelo se considera muy precisa, mientras que la parte física se considera que puede ser significativamente imprecisa e incluso con una incertidumbre inherente tal como las incertidumbres *aleatorias* y las *conocidas* referenciadas en la Tabla 17.1 en la página anterior.

Incertidumbre en la dinámica. Tal y como ya se ha contado, clásicamente se ha considerado que la dinámica albergaba muy poco margen para errores e incertidumbres debido a que se basa en una aplicación directa de las consideradas bien conocidas y fundamentadas leyes de la física clásica de ISAAC NEWTON y otros. Estas leyes se basan en los principios de conservación de la cantidad de movimiento (o momento lineal), la masa y la energía, complementadas con la ley de la gravitación universal y la ley de los gases ideales, además de tener en cuenta la rotación terrestre (la fuerza aparente de Coriolis). Pero siendo concienzudos, se debe admitir que su aplicación práctica en un modelo numérico de predicción del tiempo comporta un buen sinnúmero de aproximaciones, como por ejemplo:

- Aproximaciones en las mismas ecuaciones: tierra esférica, gravedad constante en toda la tierra y en la vertical, etc.
- Aproximaciones diferentes con el aspecto matemático de los métodos numéricos utilizados para

obtener un conjunto de ecuaciones resoluble que se puedan codificar en unos programas informático.
- La arbitrariedad en la elección de grids o mallas horizontales de ARAKAWA (https://en.wikipedia.org/wiki/Arakawa_grids) y de la elección de distintas discretizaciones de los niveles verticales (eta, sigma híbridos sigma-presión, etc. (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Vertical_coordinate_system) y su ulterior distribución.
- Artificiosos filtros y difusiones (y su *tuneo*) para que el modelo no se inestabilice y falle, por ejemplo, filtrando las ondas sonoras
- Cómo se incluye la humedad, componente variable de la composición atmosférica
- El acoplamiento entre dinámica y física en los puntos de malla
- Etcétera.

Se ha empezado, pues, en la comunidad de desarrolladores de modelos numéricos de predicción del tiempo a estudiar esta incertidumbre en la dinámica, como por ejemplo en el Dynamical Core Model Intercomparison Project (DCMIP [253, 637], https://earthsystemcog.org/projects/dcmip-2016/), e incluso a empezar a tenerla en cuenta explícitamente, como por ejemplo en el ECENS [**QJ:QJ3094**, 368]. Así que en los próximos años y décadas se desarrollarán nuevas generaciones de modelos y de SPC donde se considerarán las incertidumbres en la dinámica explícitamente.

Y no albergamos ninguna duda de que, inevitablemente, en el caso de los SPC, se cumplirá la cita que abre este capítulo de nuestro admirado LORENZ: «*Creo que en última instancia los modelos (climáticos) ... serán estocásticos, es decir, aparecerán números aleatorios en algún lugar de las derivadas temporales*».

No podemos acabar este apartado sin mencionar que los desarrolladores de sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) multimodelo [297] (ver siguiente apartado), consideran que uno de los puntos fuertes del método es que ya tiene implícitamente en cuenta las incertidumbres en la parte dinámica de sus SPC [475] (sec. 13.5 en la página 182).

Incertidumbre en la física. En estos contextos, la física es incierta por construcción. Las Parametrizaciones físicas se basan en la hipótesis de que los procesos submalla parametrizados están en equilibrio secular con los procesos resueltos en la malla por la dinámica [472] (sec. 10.4 en la página 143). Expliquemos este equilibrio. Los procesos de la física son descritos aproximadamente a través de lo que ya sabemos de los procesos en la dinámica. Aproximadamente, porque en realidad estamos escogiendo la media de las posibles salidas de la física o procesos submalla de todos aquellos compatibles con la dinámica o procesos de malla.

Física versus parametrizaciones. La física de un modelo engloba a un conjunto de diversas parametrizaciones, tales como parametrización de la convección, de la Planetary Boundary Layer (PBL) o parametrización de la turbulencia, parametrización de las nubes o microfísica de nubes, parametrización de las radiaciones solar y terrestre, etc.

Parametrizar. Describir aproximadamente procesos complejos descritos por muchas variables a través de unas pocas variables bien conocidas. En los modelos de predicción del tiempo, significa inferir la influencia de los procesos submalla con las variables bien conocidas de la malla. Cabe resaltar que, dado que los procesos de la atmósfera en todas sus escalas forman un continuo interaccionando entre todas ellas, no hay una justificación teórica para truncar y separar su descripción en procesos de malla y submalla. Parametrizar es un razonable invento práctico que hace posibles las predicciones con modelos numéricos del tiempo sin tener que llegar a la escala molecular, que imposibilitaría hacer predicciones del tiempo con la capacidad de cálculo con los superordenadores actuales o futuros. Se han propuesto otras maneras de parametrizar, por ejemplo, no hacerlo sólo en un punto de malla, sino en varios [472].

El límite de las parametrizaciones. Parametrizar era un buen recurso cuando los modelos tenían una resolución horizontal de unos 100 km y tenía sentido hacerlo porque se podía sostener la hipótesis de que los procesos submalla estaban en equilibrio secular con los procesos de malla. Al aumentar la resolución de los modelos, tal hipótesis se resquebraja: ahora hay una multitud de procesos submalla compatibles con un proceso de malla. Crece la incertidumbre de los procesos submalla con la resolución horizontal de los modelos. ¿Pero por qué se siguen utilizando las parametrizaciones en los modelos? Pues debido a que la incertidumbre y/o errores introducidos por la física son compensados, y con creces, por la mejoría de la dinámica simulada a escalas más pequeñas [561].

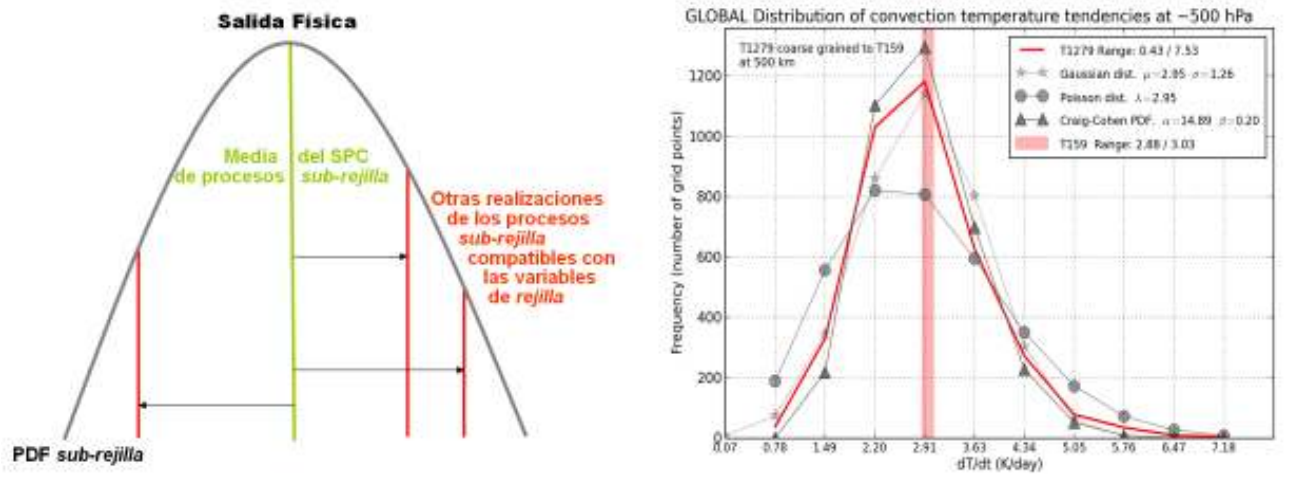


Figura 17.4: Incertidumbre en la física: teoría (izquierda) y práctica (derecha). En la teoría (izquierda), la incertidumbre inherente de la física o las fluctuaciones estadísticas*, las* conocidas *de la Tabla 17.1 en la página 266, son las diversas salidas de la física o procesos submalla (curva PDF submalla en gris) compatibles con las variables de malla, ejemplificadas en tres realizaciones (líneas rojas). Como proceso submalla en un modelo se toma la media (línea verde). En la práctica (derecha), se muestra la distribución de las posibles salidas de un proceso submalla, salidas de la tendencia de la temperatura en la parametrización de la convección (en rojo), de la que se toma en la malla la media representada por la barra vertical (rosa). Se muestran también posibles ajustes de curvas a la distribución (curvas grises con símbolos):* gaussiano *(estrellas),* Poisson *(círculos) y* Craig-Cohen *(triángulos).*

Podemos ver este proceso en la Figura 17.4 izquierda, donde las parametrizaciones escogen el valor medio, pero para la atmósfera real otros valores son compatibles y posibles en la submalla, sin poder saber de antemano cual es el valor correcto. Es lo que en la Tabla 17.1 en la página 266 se referencia como *fluctuaciones estadísticas de la física* en *incertidumbres aleatorias*. Se puede comprobar, en la práctica, cuando utilizando la técnica *coarse training* (ver más adelante), se plotea la distribución (campana roja) real del proceso de submalla de la parametrización de la convección alrededor del valor medio (barra vertical rosa) tomado por la malla del modelo. Por otro lado y, para echar más leña al fuego con las incertidumbres en la física, diremos que en ella se utilizan números *mágicos*, llamados parámetros, que deciden en que dirección va a ocurrir un proceso submalla: por ejemplo, si va a haber o no convección en un punto de malla. Estos números *mágicos* se infieren o aproximan, normalmente, de manera indirecta, a través de observaciones meteorológicas que no nos dan directamente su valor. Y los hemos llamado *mágicos* porque realmente no conocemos su valor preciso, sino uno aproximado razonable. Es decir, tenemos otra incertidumbre en la física del modelo en esos parámetros: lo que en la Tabla 17.1 en la página 266 aparece como *valores de parámetros en la física* en *incertidumbres conocidas*.

Diagnosticando las incertidumbres. Hay diferentes maneras de diagnosticar y/o evaluar las incertidumbres y/o errores en los modelos de predicción del tiempo. Nosotros vamos a mostrar sólo los resultados del método denominado *coarse graining* de GLENN SHUTTS [561], que se basa en comparar las salidas de un modelo numérico del tiempo operativo como el ECHRES (e. g. versión antigua T159 con 125 km de resolución) con uno de muy alta resolución (e. g. versión penúltima T1279 con 16 km) que juega el papel de atmósfera real. En la Figura 17.5 en la página siguiente mostramos los resultados para la dinámica, la física y cada proceso de la física. Cuanto más planas son las líneas, menos incertidumbre hay y, cuanto más cerradas son las curvas en forma de *V*, más incertidumbre tenemos. Así que podemos diagnosticar ideas que ya conocíamos y añadir algunas nuevas:

- La física (curva negra) es más incierta que la dinámica (curva magenta), al ser la curva de la física más en forma de *V* cerrada y la curva de la dinámica más plana.
- La microfísica de nubes (curva verde) o la descripción de las nubes es la parametrización más incierta de todas: la *V* más cerrada, incluso más que la convección (curva roja) o nubes de tormenta.
- La parametrización de la radiación (curva azul) es la menos incierta, aunque tiene un mínimo hacia los cielos despejados, donde la tierra pierde hacia el espacio energía infrarroja a razón de -1 K / día.

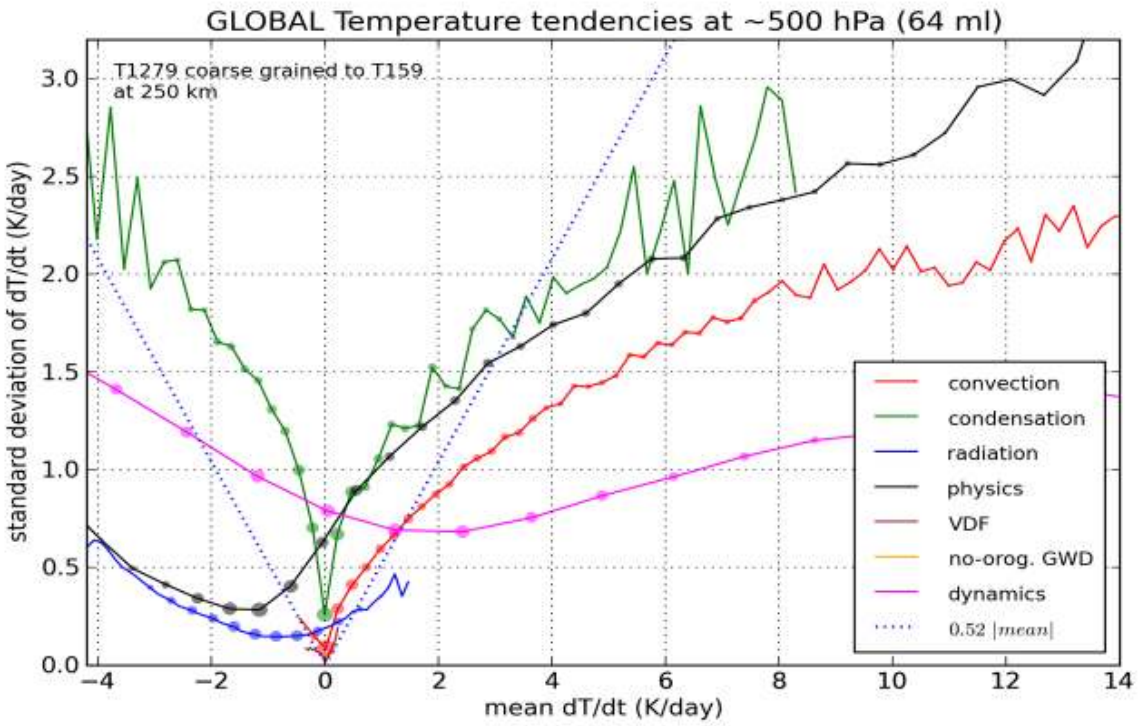


Figura 17.5: Incertidumbres en 500 hPa de la tendencia de la temperatura de la dinámica y la física del ECHRES a 125 km (T159) de resolución horizontal comparado con la técnica coarse-graining *con la supuesta verdad o atmósfera real, representada por el mismo modelo a 16 km (T1279) de resolución horizontal. Principales incertidumbres representadas: dinámica (magenta), física o parametrizaciones en conjunto (negro) y parametrizaciones individuales de la microfísica de nubes (verde), de la convección (rojo) y de la radiación (azul). Las dos líneas discontinuas azules en forma de* V *simétrica representan la perturbación de toda la física por la parameterización estocástica SPPT (sec. 17.4.4 en la página 275).*

17.4 Métodos en los SPC para tener en cuenta errores e incertidumbres en los modelos

Se utilizan diversas técnicas para tener en cuenta errores e incertidumbres en los SPC. La mayoría de ellas son compatibles entre ellas y potencialmente se pueden aplicar de manera combinada. Las principales técnicas para tener en cuenta las incertidumbres son, sin pretender ser exhaustivos pero sí ilustrativos:

Multiparámetros, que utilizan en diferentes miembros del SPC diferentes valores de parámetros en la física (aquellos números mágicos descritos anteriormente), todos ellos plausibles.

Multifísica, que usa diferentes físicas o diferentes combinaciones de parametrizaciones de la física en diferentes miembros.

Multimodelo, que se fundamenta en utilizar un modelo de predicción del tiempo diferente en cada miembro.

Física, parametrizaciones estocásticas, que se basan en perturbar aleatoriamente toda la física o parte de ella (algunas parametrizaciones) dentro de unos márgenes plausibles de manera diferente en cada miembro del SPC.

Veamos con un poco de detalle cada una de ellas con ejemplos.

17.4.1 SPC multiparámetros

Los SPC multiparámetros se basan en utilizar diferentes configuraciones de parámetros dentro de los procesos submalla o parametrizaciones de la física. Ya se ha contado en la incertidumbre de la física que esos parámetros son figurativamente unos números *mágicos*, que controlan procesos clave de las parametrizaciones, que su valor preciso se desconoce y hay un abanico de posibles valores razonables inferidos desde las observaciones disponibles.

Parametrización	SPC multiparámetros Parámetros a perturbar	Valor Medio (por defecto)	Variación valor (incertidumbre *reconocida*)
Convección [poco] profunda ([shallow] convection)	Ritmo de entrada de aire (entrainment rate)	0.0003	0.002 - 0.0001
	Escala de tiempo de la CAPE (CAPE time-scale)	30	30 – 60
Capa Límite (turbulence scheme)	Longitud de mezcla (neutral mixing lenght)	0.15	0.15 – 0.5
	Cobertura nubosa submalla (subscale cloud cover w.r.t. saturation)	0.75	0.5 – 1.0
	Factor de subcapas laminares (scaling factor of laminar sublayers for scalars)	1.0	0.1 – 50.0
Nubes (large scale precipitation o microphysics)	Distribución tamaño de gotas (γ exponent raindrop size)	0.5	0.0 – 1.5
	Concentración gotas de nube (concentration of cloud droplets)	$5x10^8$	$5x10^7$ – $1x10^9$
	Límite humedad relativa para formar nubes (Critical relative humidity)	90 %	87.5 % – 92.5 %
	Velocidad caída hielo (granizo) (Ice-fall speed)	25.2	17 – 33
Rozamiento ondas de gravedad (e.g. montaña) (Gravity-wave drag)	Constante de ondas de gravedad (Gravity-wave constant)	$1x10^5$	$7.5x10^4$–$1.33x10^5$
	Número de Froude (interacción flujo con montañas)	4	2 – 4
Suelo (soil-surface model)	Índice de superficie foliar (factor of leaf area index)	1.0	0.5 – 1.5

Tabla 17.2: Ejemplo de parámetros en la física que se perturban en SPC multiparámetros. Información inspirada en dos SPC operacionales: MOGREPS del MetOffice británico [63, 249] [218, 412].

Son las *incertidumbres conocidas* de los *valores de parámetros en la física* en la Tabla 17.1 en la página 266. En los SPC que utilizan multiparámetros hay dos aproximaciones:

1. Los parámetros o *números mágicos* son constantes en cada uno de los miembros, pero diferentes entre los miembros.
2. Los parámetros cambian o mejor dicho evolucionan con el tiempo y/o espacio en un mismo miembro pero de manera diferente en cada miembro. Se utilizan a veces patrones de perturbación espacio-temporales (sec. 17.4.4 en la página 275 y la Figura 17.8 en la página 276).

En la Tabla 17.2 podemos ver un ejemplo tentativo de parámetros a perturbar. Destacamos dos puntos. El primer punto es que hay parametrizaciones en la física más inciertas, que se visualiza en varios parámetros con incertidumbre: convección, (microfísica de) nubes y Capa Límite Atmosférica (turbulencia). El segundo es resaltar de los valores de los parámetros:

- El gran rango de incertidumbre de la mayoría de los parámetros, por ejemplo, el ritmo de entrada del aire en la convección de 0.002 a 0.0001 ¡Un factor 20 entre ellos!
- La asimetría en la incertidumbre en alguno de ellos, por ejemplo, en el *número de* FROUDE en el rozamiento del flujo en las montañas, donde el modelo determinista tiene un valor 4 y en el SPC multiparámetros se tiene en cuenta la incertidumbre de 2 a 4, pero nunca un valor mayor que 4.

Puntos fuertes. Trata una incertidumbre real que tiene que contemplarse en el diseño de un SPC, al ser esa incertidumbre *conocida* y *reconocida* por la comunidad de modelizadores de las parametrizaciones o física. En otras palabras, tiene mucho sentido físico. Se trata de tener en cuenta las incertidumbres en el *process level* en inglés, es decir, al nivel del proceso dentro las parametrizaciones: donde sabemos que realmente está la incertidumbre.

Puntos débiles. A nivel práctico no funciona como se espera a nivel teórico: la realidad es que los SPC multiparámetros casi no consiguen más dispersión ni tener menos error de la media del SPC. Los resultados, en general, quedan lejos de cualquiera de los

otros métodos. Quizás el argumento más sólido para explicar estos pobres resultados sea que, como la física en general ya es muy incierta en sí misma y, por eso, ya no tiene mucho impacto tratar la incertidumbre de unos parámetros dentro de ella (recordando el *process level*). Así y todo es el método que tiene más fundamento. Y hay una nueva esperanza para el process level:

perturbar estocásticamente con correlaciones espacio-temporales y dentro de cada una de las parametrizaciones, sus variables y parámetros internos [368], en vez de perturbar toda la Física como en la SPPT (ver SPC con física estocástica, sec. 17.4.4 en la página 275).

17.4.2 SPC multifísica

Los SPC multifísica tienen todos los miembros con la misma dinámica del modelo de predicción del tiempo (son monomodelos), pero cada uno de ellos con diferente física o diferentes combinaciones de parametrizaciones de la física.

En la Tabla 17.1 en la página 266 se ha sugerido en la última columna que la multifísica tendría en cuenta los *errores o incertidumbres aleatorias* de las *fluctuaciones estadísticas en la física*, porque, y teniendo en la cabeza la Figura 17.4 en la página 269 izquierda, utilizar diferentes físicas es como si estuviéramos seleccionando distintas salidas de los procesos submalla (líneas rojas verticales) compatibles con los procesos de malla o dinámicos.

En la Tabla 17.3 se muestra una posible combinación de diversas físicas posibles con el modelo de predicción del tiempo WRF-ARW [46, 311].

Puntos fuertes. Mejora ostensiblemente un SPC que no tiene en cuenta las incertidumbres del modelo y mejora normalmente menos que un SPC multimodelo pero bastante más que uno multiparámetros.

Puntos débiles. Es difícil asegurar la consistencia de todas las combinaciones de las parametrizaciones físicas. La física de un modelo forma un todo: las diferentes parametrizaciones tienen que estar muy bien coordinadas para tener una física consistente en el modelo. No todas las combinaciones son posibles y, además, hay parametrizaciones que no se han preparado para trabajar conjuntamente con otras. Ésto limita el número posible de combinaciones de física-parametrizaciones y, por ende, de miembros. Por otro lado, a pesar de ser un método muy bueno para la alta resolución, muchos modelos disponen de un sólo paquete de física y no es posible aplicarlo. Finalmente, añadir también que mantener más de una física es caro, en términos de recursos humanos y, por ello, muchos centros meteorológicos desestiman esta metodología.

Miembros / Combinación parametrizaciones	parametrizaciones de la física					
	Radiación solar (onda corta)	Radiación terrestre (onda larga)	Capa Límite	Convección	Microfísica de nubes	Suelo
1	Duhia	RRTM	YSU	KF	WSM5	NOAH
2	Duhia	RRTM	MYJ	Grell	WSM5	NOAH
3	Duhia	RRTM	MYJ	KF	Eta	RUC
4	Duhia	CAM	YSU	BM	Lin	RUC
5	Duhia	RRTM	MYJ	KF	Kessler	Thermal
6	Duhia	CAM	MYJ	BM	Kessler	NOAH
7	CAM	CAM	MYJ	Grell	Lin	NOAH
8	CAM	RRTM	MYJ	KF	WSM6	Thermal
9	CAM	RRTM	YSU	BM	Eta	RUC
10	CAM	CAM	MYJ	Grell	Thompson	RUC

Tabla 17.3: SPC de 10 miembros con multifísica de 10 combinaciones de diferentes esquemas de parametrizaciones de la física del modelo de predicción del tiempo WRF-ARW 3.3.

17.4.3 SPC multimodelo

Los SPC multimodelo tienen un modelo diferente para cada miembro: dinámicas y físicas distintas en cada miembro. Se podría decir que el multimodelo incluye la multifísica más la incertidumbre de la parte dinámica de los modelos. Se basa en pensar que la diversidad de las configuraciones y aproximaciones en los distintos modelos desarrollados por centros meteorológicos distintos, contiene una medida válida para describir las incertidumbres, e incluso los errores, en ellos mismos [297]. ¡Casi nada! Pero ésto es más bien una justificación teórica, porque el valor real del multimodelo está en sus resultados prácticos, que son excelentes, tal como se puede ver en las verificaciones mostradas en los dos capítulos donde se describen los dos multimodelos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET): el AEMET-SREPS (cap. 21 en la página 319) y AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339).

En la Tabla 17.1 en la página 266 se ha incluido en la última columna el multimodelo como *La caja negra* de *incertidumbres desconocidas*. Ésto no es estrictamente cierto si pensamos que el multimodelo incluye a la multifísica y por ende los errores o *incertidumbres aleatorias* de las *fluctuaciones estadísticas en la física*. Pero el multimodelo es una *caja negra* en el sentido de que no sabemos explícitamente cómo trata las incertidumbres y los errores. Profundizando más en este argumento y, dado que sus resultados son excelentes, podemos decir que nos llevaría a adivinar que se están tratando, de alguna manera, las incertidumbres *desconocidas*, sobretodo, en el sentido de que no se tienen en cuenta explícitamente en ningún otro método. Por otro lado, podríamos decir que con el multimodelo los modelizadores no conocen aún suficientemente los errores y las incertidumbres de sus propios modelos y, por tanto, no acaban de acertar totalmente en sus técnicas para tenerlos en cuenta en sus SPC.

Se podría aducir que una de las limitaciones de los SPC multimodelo es que el número de modelos limitan el número de miembros, aunque en la práctica se combina con otras técnicas para tener en cuenta otras fuentes de incertidumbre, como las de las condiciones iniciales y, para SPC de área limitada, las de las condiciones de contorno, tal como se realiza en los AEMET-SREPS y AEMET-γSREPS [94, 215, 247] (cap. 21 en la página 319 y cap. 22 en la página 339)

En la Figura 17.6 en la página siguiente se ejemplifica un SPC multimodelo puro y «de bolsillo» con sólo 4 miembros, que a la vez son 4 modelos: HARMONIE-AROME (mbr001), ALARO (mbr002), WRF-ARW (mbr003) y NMMB (mbr004). Se trata de una situación de borrasca centrada en el sureste de la península ibérica con entrada de levante mediterránea desde Valencia hasta Cataluña. Es interesante observar las diferencias en la precipitación acumulada en 12 horas entre los distintos miembros/modelos: vislumbran la misma estructura general sinóptico-mesoescalar precipitante, pero con importantes desacuerdos en los detalles. Si nos fijamos en el máximo de precipitación acumulada por encima de 60 mm / 12 h, el primer miembro (mbr001) con el modelo HARMONIE-AROME lo sitúa hacia la ciudad de Tarragona, mientras el segundo (mbr002) con ALARO lo lleva más al norte en Barcelona, el WRF-ARW o tercer miembro (mbr003) a medio camino de los dos anteriores y el cuarto miembro (mbr004) en discordia, el NMMB presenta ambos máximos. La probabilidad de precipitación de más de 20 mm / 12 horas de nuestro SPC «de bolsillo» (sólo 4 miembros) nos dibuja esa zona de la provincia de Tarragona hasta Barcelona como la de más riesgo de acumular precipitaciones mayores. La buena discriminación de la predecibilidad de los detalles del multimodelo es lo que la hace una buena técnica. Se pueden consultar también ejemplos del valor de los SPC multimodelo sobre otras metodologías en el capítulo dedicado al AEMET-γSREPS, en especial en el apartado (sec. 22.7.2 en la página 358) de *verificación subjetiva*, así como en el caso de estudio de Oliva-Gandía en la Safor de Valencia, en el apartado del AEMET-γSREPS *repredicción* (sec. 44.4 en la página 689).

Puntos fuertes. Sin duda, los resultados son excelentes. Será la mejor opción hasta que alguno de los otros métodos descritos lo supere en resultados.

Puntos débiles. Que es una *caja negra* para el desarrollo. Se pueden mejorar otros métodos, pero el multimodelo no se puede desarrollar directamente. No es que no se pueda mejorar un SPC multimodelo: se pueden introducir más modelos en un SPC para mejorarlo y actualizar cada modelo con versiones más nuevas y mejores que en conjunto puedan mejorar el SPC. Una de las limitaciones del multimodelo es que se necesita mantener a la vez diversos modelos en un SPC. Sea por esta razón o por razones estratégicas, los principales centros meteorológicos a nivel mundial han optado mayoritariamente por otros métodos en SPC monomodelo.

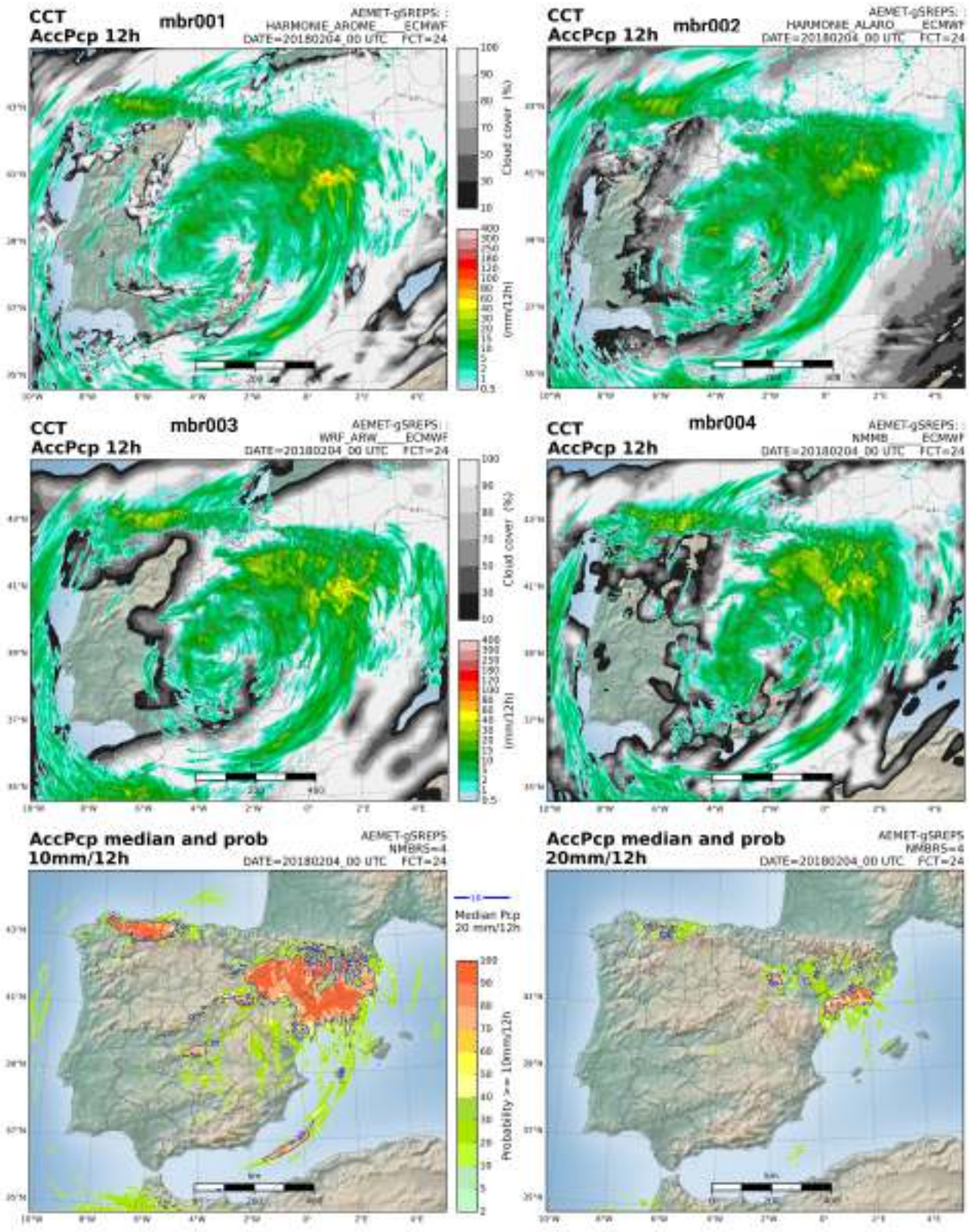


Figura 17.6: Predicción a 24 horas para el 4 de febrero de 2018 de un SPC multimodelo a 2,5 km con las condiciones de contorno del ECENS compuesto de 4 modelos: HARMONIE-AROME (mbr001), ALARO (mbr002), WRF-ARW (mbr003) y NMMB (mbr004). En las dos primeras filas se representa la cobertura nubosa (CCT) y la precipitación acumulada en 12 horas en mm (AccPcp 12h) para los 4 miembros/modelos. En la última fila se representan las probabilidades de precipitación acumulada en 12 horas por encima de 10 (izquierda) y 20 mm (derecha), más la isolínea de la mediana de esas acumulaciones.

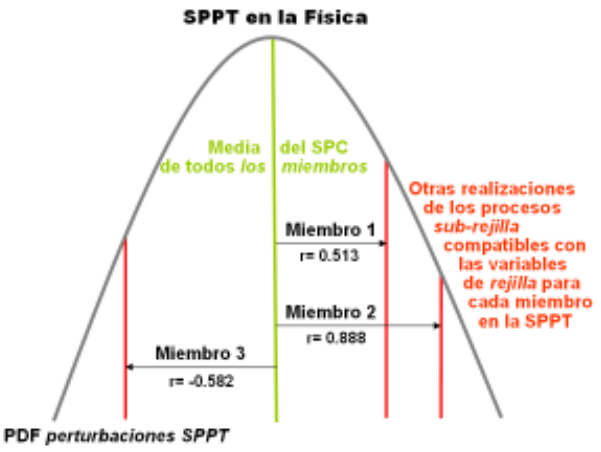


Figura 17.7: Transcripción de la Figura 17.4 en la página 269 al aplicarse SPPT: cada miembro del SPC perturba la salida de la física con un número aleatorio distinto tomando posibles salidas distintas pero igualmente plausibles.

17.4.4 SPC con física estocástica (parametrizaciones estocásticas)

Los SPC con parametrizaciones estocásticas tratan los *errores/incertidumbres aleatorias* de la Tabla 17.1 en la página 266 perturbando o modificando, con números aleatorios (al azar), variables de los modelos pero de diferente manera en cada miembro de un SPC. Y, en cierto sentido, ya se empieza a cumplir la predicción de la cita del célebre físico y meteorólogo EDWARD N. LORENZ: «*Creo que en última instancia los modelos ... serán estocásticos, es decir, aparecerán números aleatorios en algún lugar de las derivadas temporales*». En la Tabla 17.1 en la página 266 podemos observar que hay referenciadas dos parametrizaciones estocásticas que son las dos más ampliamente utilizadas en los SPC globales y regionales (ver Tabla 17.5 en la página 278):

SPPT o perturbaciones estocásticas de las tendencias de la física [81, 368, 471], en los artículos científicos en inglés *Stochastic Peturbations of Parameterization Tendencies*, que se supone que tienen en cuenta las *fluctuaciones estadísticas en la física* de la Figura 17.4 en la página 269 izquierda al igual que el método de multifísica

SKEB o retrodispersión estocástica de energía cinética [45, 560], en inglés *Stochastic Kinetic Energy Backscatter*, que reproduce una *transferencia de energía cinética a mayores escalas* (Tabla 17.1 en la página 266) desde escalas pequeñas de submalla donde se pierde energía en los modelos, debido que se observa que parte de ella en la atmósfera real vuelve a las estructuras mesoescalares y sinópticas.

Ambas parametrizaciones estocásticas tienen diversas variantes en su utilización operativa, e incluso pueden aplicarse combinadamente como podemos ver en la Tabla 17.5 en la página 278 en el caso del SPC global ECENS del ECMWF. Se pueden combinar debido a que tratan incertidumbres en los modelos diferentes como ya se ha contado (ver otra vez Tabla 17.1 en la página 266).

Vamos a desarrollar aquí sólo la SPPT por su relevancia en su uso operativo y porque es más fácil de entender que la SKEB. La SPPT se fundamenta en perturbar («multiplicar») la salida de la física con un número aleatorio diferente en cada miembro del SPC. De esta manera, cada miembro del SPC puede recoger una de las salidas posibles de la física o procesos submalla igualmente plausibles con los procesos de malla de la Figura 17.4 en la página 269 izquierda, tal como mostramos en la Figura 17.7.

Stochastic Peturbations of Parameterization Tendencies (SPPT) [45, 81, 471, 560]. Matemáticamente la SPPT se fundamenta en multiplicar por números aleatorios (conocido como ruido multiplicativo, *multiplicative noise* en inglés) las tendencias de las salidas de las parametrizaciones, es decir, añadir el término extra δP_X en la ecuación de pronóstico del modelo:

$$\frac{\partial X}{\partial t} = D_X + K_X + P_X + \delta P_X \qquad (17.1)$$

con:

$$\delta P_X = \alpha r P_X \qquad (17.2)$$

donde X es una variable del modelo (temperatura T, humedad específica q y componentes del viento U y V), $\frac{\partial}{\partial t}$ es la variación en el tiempo, $D_X$es la tendencia de la dinámica, K_X la tendencia de la difusión, P_X la tendencia de la física, α es el reajuste de SPPT en la vertical (Figura 17.8 en la página siguiente derecha) y r es el número aleatorio. La *tendencia* de la técnica SPPT es el término δP_X que multiplica la tendencia de las variables de la física por el valor r, reajustado en la vertical por el parámetro α, modificando efectivamente el valor del término de la tendencia de la física P_X en la ecuación. El reajuste α (*tapering* en inglés) al tomar valores 0 en la estratosfera y en la PBL (ver Figura 17.8 en la página siguiente Derecha) no las perturba, pero la SPPT sí que perturba sin restricciones en los niveles medios troposféricos donde $\alpha = 1$.

Stochastic Kinetic Energy Backscatter (SKEB [45, 560]). Soluciona un defecto de los modelos. Una fracción de la energía cinética disipada por el modelo cerca de la resolución de la malla es transferida a las escalas donde se resuelve el flujo a través de una función de forzamiento del flujo. La formulación matemática viene dada por:

$$F_\Psi(\lambda,\mu,\nu,t) = \sqrt{b_R D_{tot}} F(\lambda,\mu,\nu,t) \qquad (17.3)$$

con:

$$D_{tot} = D_{num} + D_{GWD} + D_c sin^2\phi \qquad (17.4)$$

donde $F_\Psi$es la función de forzamiento del flujo y donde se suponen tres fuentes de la energía disipada: por producción insuficiente en convección profunda (D_C), por rozamiento orográfico y ondas de gravedad (D_{GWD}), y por disipación/difusión numérica (D_{num}).

Un punto fundamental en el diseño de las parametrizaciones estocásticas en general y, de la SPPT en concreto, es que los números aleatorios se aplican con correlaciones espacio-temporales. ¿Qué es esto de las correlaciones? Pues que entre puntos de malla o de grid vecinos se cogen números aleatorios parecidos (correlación espacial) durante un tiempo largo en la integración del modelo (correlación temporal): son los patrones de perturbación. Asentemos ideas con el ejemplo de correlación espacial mostrado en la Figura 17.8 izquierda: se representan en cajitas grandes de unos 180 x 180 km los números aleatorios aplicados durante 3 horas: la correlación temporal. Después de esas 3 horas cambian todos los valores de los números de todas las cajitas. Anotamos que los patrones de perturbación actuales son suaves sin saltos espaciales ni temporales bruscos como los mostrados. Pero el patrón en cajitas mostrado tiene una vertiente sentimental e histórica, porque fue como se hizo en su primera implementación por ROBERTO BUIZZA allá por 1999 [81].

Desde las primeras implementaciones surgieron algunos problemas y dudas teóricas sobre perturbar de este modo la parte de la física de los modelos. Teóricamente no había tanta incertidumbre en la estratosfera en los niveles altos y, perturbar la turbulencia, ya muy incierta en sí misma, en los niveles bajos daba problemas. Así, normalmente, se aplica un ajuste a la SPPT representada en la Figura 17.8 derecha. Los valores igual a 1 de la troposfera media muestran dónde se aplica la SPPT y los valores 0 en la PBL y la troposfera, dónde no se usa.

Finalmente, debemos resaltar que hay una gran diversidad de maneras diferentes de aplicar la SPPT, perturbando, no toda la física como en la implementación básica, sino las parametrizaciones individuales dentro de ella, de manera más o menos independiente; y/o perturbando también de manera diferente cada variable del modelo, etcétera. Aunque la aplicación más básica y común es perturbar toda la física y todas las variables del modelo por igual.

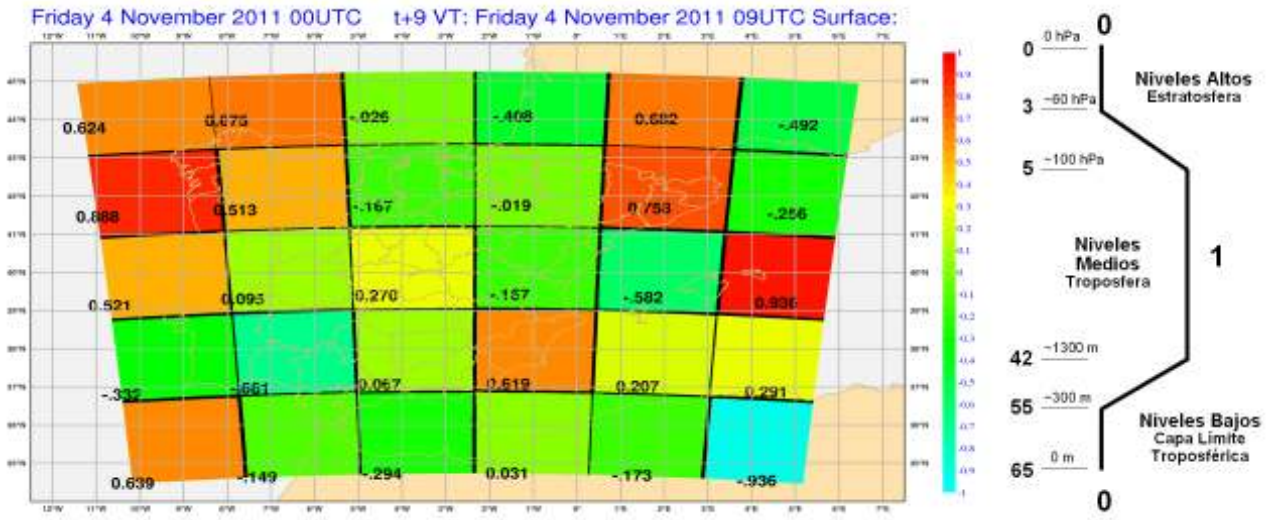


*Figura 17.8: Izquierda: correlaciones espaciales horizontales en cajas o cajitas rectangulares abarcadas por los números aleatorios en la SPPT. En negro se plotean sus valores aleatorios entre -1 y 1. Derecha: reajuste (*tapering *en inglés) vertical de los números aleatorios en la SPPT para no perturbar en la PBL y en la estratosfera.*

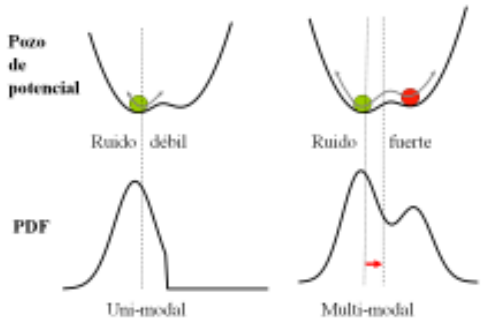


Figura 17.9: Justificación de la validez conceptual de las parametrizaciones estocásticas (PE) en SPC monomodelo: capacidad de las PE en aumentar la dispersión (variabilidad) con un ruido fuerte *y a la vez modificar la PDF mejorando la media del SPC (flecha roja) (siguiendo las ideas y figuras originales de* J. BERNER *y* G. SHUTTS*).*

Puntos fuertes SPPT. Ostenta los mejores resultados con SPC monomodelo. Simple de implementar, al menos respecto a otras parametrizaciones estocásticas. Conceptualmente trata una incertidumbre reconocida por los meteorólogos-modelizadores: las *fluctuaciones estadísticas de la física*. Se puede combinar con otras técnicas e incluso parametrizaciones estocásticas como la SKEB. En la Figura 17.9 se representa uno de los argumentos aducidos para explicar los buenos resultados de las parametrizaciones estocásticas: un aumento de la dispersión que (sorprendentemente) a la vez disminuye el error medio del SPC, mejorando la media del SPC. Teóricamente, se razona que en un SPC, al aumentar la perturbación o *ruido* (de ruido débil a fuerte), se aumenta la variabilidad interna del modelo de predicción del tiempo, acercándolo a la variabilidad natural de la atmósfera real y, de este modo, el modelo puede explorar (bolita roja) una parte (del pozo de potencial) inaccesible antes para el mismo.

Puntos débiles SPPT. Se precisa de un gran número de experimentos para su ajuste o *tuneo*, cada vez que se hacen cambios en el modelo del SPC, especialmente en la parte de la física. Limitada capacidad de evolución.

17.5 Discusión final

Valoración subjetiva de las metodologías del error del modelo. En la Tabla 17.4, resumimos subjetivamente los puntos fuertes y débiles a nivel más bien práctico de los distintos métodos para tener en cuenta las incertidumbres y los errores en los SPC, pero haciendo hincapié en la diferencia en su uso común en incertidumbres sinópticas y meso-α (200-2000 km) respecto a escalas espacio-temporales más pequeñas como la meso-β y meso-γ (2-200 km) (ver sec. 22.1 en la página 340). La Tabla, basada en multitud de SPC regionales, pretende ser una guía útil de cómo tratar los errores y las incertidumbres a la hora de diseñar un SPC.

Métodos errores e incertidumbres SPC	meso-β y meso-γ 0-12 horas	Sinópticas y meso-α Más de 12 horas	Ventajas	Desventajas	Puntuación final
multiparámetros 5	+1	-1	Un modelo +2	Precisa de buen conocimiento de las parametrizaciones -1	6 (7)
multifísica 5	+2	0	Un modelo +2	Consistencia y disponibilidad de diferentes físicas -1	8 (8)
física estocástica (parametrizaciones): SPPT 5	¿0?	+2	Simple parametrización +3	Dificultad de tuneo o ajuste con multitud de experimentos -1	9 (7)
multimodelo 5	+2	+2	Simple Tuneo no necesario +2	Mantener un buen número de modelos -1	10 (8)

Tabla 17.4: Puntuación subjetiva de los diferentes métodos para tener en cuenta los errores e incertidumbres en los SPC regionales, haciendo hincapié en su valor en dos espacios-temporales, el de los fenómenos atmosféricos a escalas mesoescalares (2-200 km, hasta 12 horas) y el de las escalas sinópticas (200-2000 km, más de 12 horas), según la clasificación de Orlanski [461]. Entre paréntesis en la puntuación final *está la puntuación sin considerar la escala sinóptica.*

Como ejemplo, contaremos que la misma Tabla 17.4 en la página anterior fue la utilizada en su día en el diseño del futuro AEMET-γSREPS (ver cap. 22 en la página 339). Se escogió un SPC multimodelo por tener la puntuación más alta. A cambio, la desventaja (no despreciable) fue, y es, instalar y mantener 4 modelos de predicción del tiempo.

Metodologías del error del modelo en SPC operativos. En la Tabla 17.5 se muestran los distintos métodos que diversos servicios meteorológicos a nivel internacional han escogido para tener en cuenta los errores e incertidumbres de sus modelos en sus SPC globales y regionales operativos. Subrayaremos dos aspectos fácilmente observables en la tabla.

El primer aspecto es que sobresalen los métodos de la multifísica (5 entradas) y la física estocástica (6 entradas) como los más usados, y el multiparámetros (3 entradas) y el multimodelo (2 entradas) como los menos usados. El multiparámetros muy probablemente es poco usado debido a sus limitados (¡Pobres!) resultados, y en realidad es sólo usado como único método para considerar el error del modelo en un SPC regional de alta resolución, el COSMO-DE [218, 490], que es donde parece tener algo de habilidad (destreza, pericia, skill, ver sec. 15.2.4 en la página 218) en las primeras horas de predicción como se ha consignado en la Tabla 17.4 en la página anterior. Para el multimodelo se explica su bajo uso, no por sus resultados, que son excelentes, sino por dos razones bien distintas: por la dificultad en mantener varios modelos a la vez, y por la política de muchos Servicios Meteorológicos de utilizar sólo su propio y único modelo: ¡Política estratégica monomodelo!

El segundo aspecto es que casi la mitad de los SPC apuestan por una estrategia combinada, es decir, utilizar dos metodologías a la vez. Ya hemos comentado y resaltado de la Tabla 17.1 en la página 266, que el hecho de que diferentes metodologías del error del modelo sólo tengan en cuenta ciertos aspectos de la clasificación de errores e incertidumbres, justifica a nivel teórico, y en la práctica también, que se puedan combinar sin problemas. Por ejemplo, el ECENS del ECMWF utiliza dos parametrizaciones estocásticas a la vez, SPPT y SKEB; y el CMC en su GEPS, adicionalmente a la SPPT y la SKEB, las combina con la metodología de multifísica ¡Tres métodos a la vez!

SPC (globales o regionales) [Servicio Meteorológico]	Metodologías de SPC en el error del modelo			
	multiparámetros 3	multifísica 5	multimodelo 2	física estocástica 6
ECENS (G) [ECMWF]				SPPT + SKEB
AEMET-γSREPS (R) [AEMET]			AROME + ALARO + WRF + NMMB	
PEARP (G) [MétéoFrance]		Multiphysics		
AROME-EPS (R) [MétéoFrance]				SPPT
MOGREPS-G (G) [MetOffice]	RP (Random Parameters)			SKEB
COSMO-DE (R) [DWD]	Multiparameter			
COSMO-LEPS (R) [ARPA-SIM]	Multiparameter	Multiphysics		
GEFS (G) [NOAA-NCEP]				SPPT
SREF (R) [NOOA-NCEP]		Multiphysics (NAM+GFS+ NCAR+RAP)	WRF-ARW + WRF-NMM + NMMB	
GEPS (G) [JMA]		Multiphysics		
GEPS (G) [CMC]		Multiphysics		SPPT + SKEB
REPS (R) [CMC]				SPPT

Tabla 17.5: Resumen (no exhaustivo) de los esquemas de las distintas metodologías de diversos SPC globales y regionales operativos para tener en cuenta los errores e incertidumbres de los modelos.

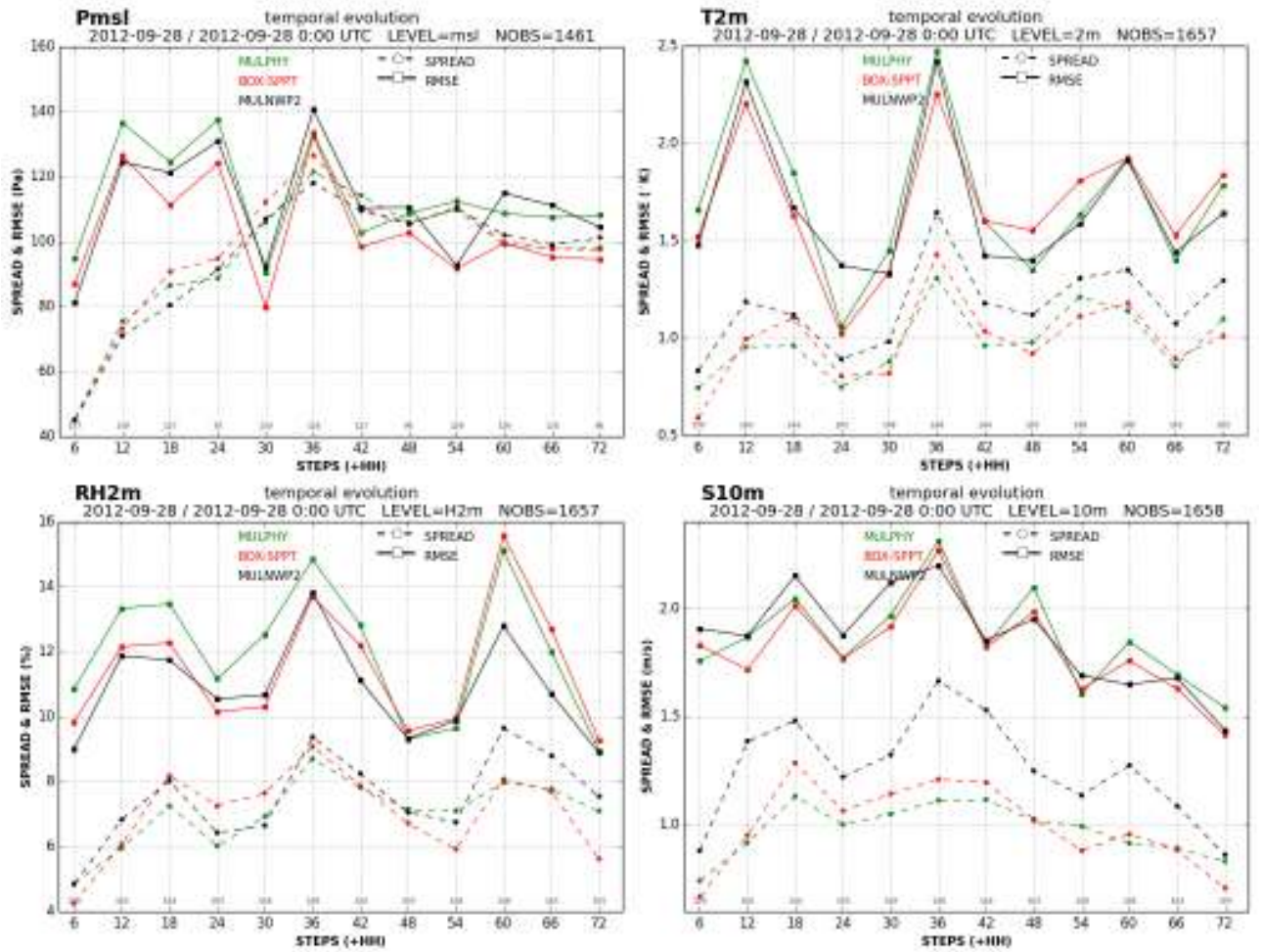


Figura 17.10: Diagramas de evolución con el alcance predictivo de la dispersión y el error de la presión reducida a nivel de mar (Pmsl), temperatura y humedad relativa de garita a dos metros (T2m) y viento de anemómetro a 10 metros (S10m) comparando tres metodologías para tener en cuenta los errores y las incertidumbres del modelo en 3 SPC con las mismas condiciones de contorno del ECENS: multifísica (verde), física-estocástica SPPT (rojo) y multimodelo (negro).

Verificaciones objetivas de 3 metodologías en SPC para el error del modelo. En la Figura 17.10 se muestran dos verificaciones objetivas en la península ibérica cada 6 horas hasta 3 días (72 horas) con los diagramas de evolución con el alcance predictivo de dispersión y error e histogramas de rango respectivamente (sec. 15.8 en la página 228), de 4 variables meteorológicas, la presión reducida a nivel de mar (Pmsl), temperatura y humedad relativa de garita a dos metros (T2m y RH2m) y viento a la altura del anemómetro a 10 metros (S10m). Se comparan tres SPC puros, con el modelo HARMONIE-AROME y condiciones de contorno del ECENS (ECMWF), utilizando cada uno una metodología distinta para tener en cuenta error e incertidumbres del modelo:

1. Multifísica (en verde) con dos físicas: AROME y ALARO
2. Física estocástica (en rojo) con la parametrización estocástica SPPT
3. Multimodelo (en negro) con dos modelos: HARMONIE-AROME y NMMB.

El resumen de la interpretación es fácil: el multimodelo es la metodología que mejor funciona, mientras que multifísica y física estocástica SPPT no funcionan mal y sus resultados son similares.

Más específicamente, en la Figura 17.10 con el diagrama de evolución con el alcance predictivo de la dispersión y el error vemos, por ejemplo, con la temperatura a dos metros (T2m), que el multimodelo (en negro) tiene la mejor habilidad (*skill*), porque las curvas de error (RMSE en negro continuo) y de dispersión (línea negra discontinua) están más cerca entre ellas, siendo muchas veces el error menor y siempre la dispersión mayor que en la multifísica (verde) y la SPPT de la física estocástica (rojo).

En la Figura 17.11, con los histogramas de rango y fijándonos también en la T2m (sugerimos analizar las otras tres variables: Pmsl, RH2m y S10m), vemos que la consistencia del SPC multimodelo es claramente superior al multifísica y a la SPPT de física estocástica, al tener un diagrama bastante más plano que los otros dos SPC, aunque aún adolece de cierta falta de dispersión al ser aún visible una cierta forma en U (sec. 15.8.1 en la página 228).

Para finalizar el capítulo, mencionaremos que en los SPC actuales se están utilizando metodologías específicas para tener en cuenta las incertidumbres en la superficie terrestre y marítima con sus interacciones con la atmósfera: las perturbaciones de la superficie, es decir, en la condición de contorno inferior de los modelos. Dependiendo de cada metodología y cómo se aplique, cae más del lado de las incertidumbres en las condiciones de contorno o más en el campo del error del modelo. Y las perturbaciones de la superficie van, e irán en un futuro, cobrando más interés en los SPC cada vez con una resolución horizontal más alta.

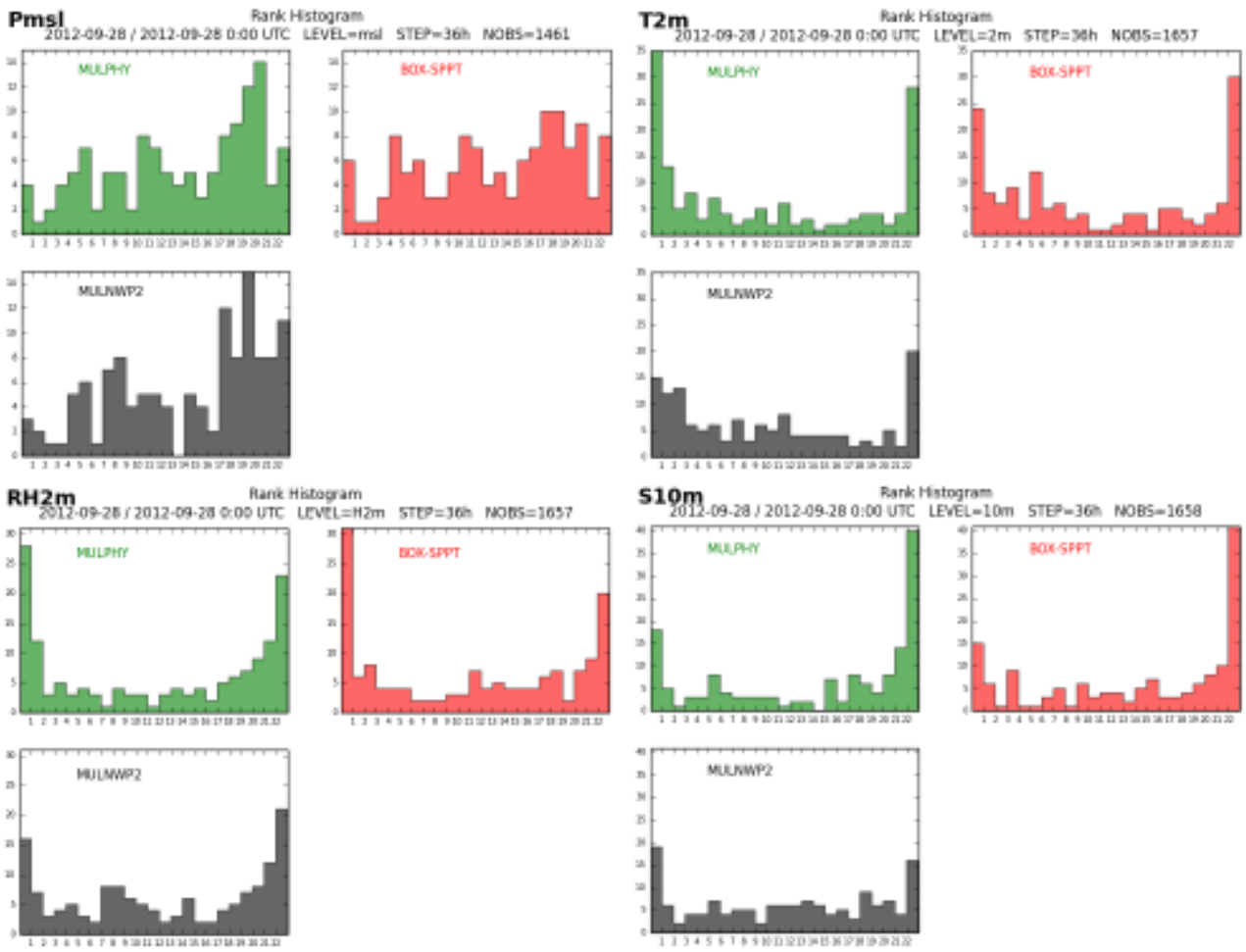


Figura 17.11: Igual que la Figura 17.10 en la página anterior, pero con los histogramas de rango.

Diseño y construcción de sistemas de predicción por conjuntos: error en las condiciones de contorno

18

JUAN MANUEL SANCHO ÁVILA
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> En cualquier región delimitada los valores de contorno o frontera deberían especificarse para definir correctamente el problema, es decir, la solución debería depender de forma continua de las condiciones de contorno, de modo que pequeños cambios en los valores frontera produzcan a su vez pequeños cambios en la solución. Desafortunadamente [...] las ecuaciones diferenciales primitivas en que se basan usualmente los modelos atmosféricos son patológicas con respecto a las condiciones de contorno, debido a la aproximación hidrostática...
>
> *Predicción numérica y meteorología dinámica* – G. J. HALTINER Y R. T. WILLIAMS

La predicción probabilista por conjuntos en alta resolución y a corto plazo es actualmente una herramienta clave para la predicción operativa en los servicios meteorológicos con responsabilidad en la emisión de avisos por tiempo severo. Aunque la capacidad computacional de los sistemas donde se ejecutan los modelos de predicción a escala global ha aumentado de forma muy importante en los últimos años y es previsible que la progresión continúe, la dependencia de las predicciones en alta resolución y a muy corto plazo en modelos de área limitada es muy probable que persista en el futuro. Por lo tanto, hoy por hoy, es una necesidad que los sistemas de predicción por conjuntos (SPC) basados en modelos de área limitada con resoluciones que se adentran en la mesoescala (modelos de malla kilométrica) se acoplen con SPC basados en modelos globales que proporcionen condiciones iniciales y de contorno adecuadas. Es importante, por lo tanto, realizar estudios con el fin de evaluar y conocer la influencia de la propagación de errores debido a la elección de condiciones de contorno en la calidad de las predicciones.

Palabras clave: diseño de sistemas de predicción por conjuntos, incertidumbres en las condiciones de contorno, archivo TIGGE.

Imagen parte superior: Humo de incendio. Ajalvir (Madrid), hacia el noreste, 29 de junio de 2005, a las 19:38. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

18.1 Errores debidos a las condiciones de contorno

En los modelos de área limitada existen importantes fuentes de error, ya tratadas en otras partes de este libro, que están basadas en el tratamiento de las aproximaciones en la dinámica del modelo, así como en las parametrizaciones de los procesos físicos o en las condiciones iniciales que incluyen tanto los errores en las observaciones como el sistema de asimilación de datos. Estas fuentes de error dependen exclusivamente de las estrategias diseñadas dentro del propio modelo de predicción. Sin embargo, los errores inducidos por las condiciones de contorno laterales (incluyendo las inferiores) son independientes de la sofisticación en el diseño del modelo de predicción encaminadas a limitar dichas fuentes de error, en otras palabras, son independientes del propio modelo, ya que dichas condiciones de contorno vienen dadas por otros modelos globales en los que se anida el modelo de área limitada. Existen numerosos estudios que insisten en que los errores propios de las condiciones de contorno proporcionadas por modelos globales se propagan dentro del dominio de los modelos de área limitada.

Entre los principales motivos de la inevitable propagación de errores por las condiciones de contorno laterales estarían los siguientes:

- La menor resolución espacial tanto horizontal como vertical de los modelos globales hace necesario interpolar espacial y temporalmente dichas condiciones a la resolución del modelo de área local con la consecuente degradación en la calidad de la información.
- En el dominio espectral, las mayores longitudes de onda propias de las condiciones de contorno laterales no interaccionan adecuadamente con las ondas de menor escala del modelo local, influyendo de forma negativa aumentando el error.
- Las mayores simplificaciones en el tratamiento de la física de los modelos globales así como las parametrizaciones utilizadas en ellos, que sí pueden estar ya resueltas en el diseño del modelo local, pueden provocar falsos gradientes o *feedbacks* entre ambos grids que llevan necesariamente a una degradación de las predicciones dentro del dominio local.

Se estima que el error debido a las condiciones de contorno representa aproximadamente un 50 % del error asociado al resto de fuentes de incertidumbre dentro de la primeras 24 h [648]. Sin embargo, la evaluación cuantitativa del peso relativo de estos errores depende fuertemente de las condiciones atmosféricas, de manera que por ejemplo, en condiciones de importantes forzamientos dinámicos de carácter local, los errores debidos a las condiciones de contorno se pueden reducir aunque continúen siendo considerables. Si las condiciones de contorno no se diseñan adecuadamente y en ciertas condiciones atmosféricas, los errores debidos a estas pueden afectar de tal manera a las predicciones dadas por el modelo de área local, que no mejoren las obtenidas por un modelo global como el del ECMWF a pesar de su menor resolución y las parametrizaciones menos sofisticadas utilizadas.

Por otra parte, el error debido a las condiciones de contorno crece de manera aproximadamente lineal con el tiempo hasta un punto en el que se satura y permanece uniforme. Este hecho es probablemente debido a que el error se va propagando internamente en el dominio hasta que finalmente todo es afectado manteniéndose constante a partir de entonces.

Aunque estas limitaciones son inevitables, sí se pueden afrontar distintos enfoques para el diseño de unas condiciones de contorno que minimicen en lo posible los errores propagados dentro del dominio local de predicción.

Es por lo tanto de importancia crítica diseñar y valorar las mejores estrategias basadas en dichos sistemas probabilistas globales que proporcionen suficiente dispersión para obtener condiciones laterales de contorno adecuadas en los sistemas probabilistas de área local a más alta resolución. El objetivo final es producir predicciones probabilistas que cuantifiquen suficientemente el grado de incertidumbre de las variables predichas [474].

A menudo los sistemas de predicción por conjuntos muestran un comportamiento subdispersivo, indicando que no cumplen el objetivo de reflejar con suficiente amplitud la diversidad de estados atmosféricos plausibles. Es decir, padecen de un déficit de *spread* o *dispersión* (sec. 15.8.2 en la página 229) en comparación con el error calculado para la muestra de los conjuntos de predicciones.

El diseño de unas adecuadas condiciones de contorno, es un factor más que afecta a la relación dispersión-error siendo una buena elección de estas condiciones laterales la que proporcionara valores de dispersión comparables en magnitud con el error, como muestra de la existencia de consistencia estadística.

En este estudio, se han probado distintas estrategias para la elección de adecuadas condiciones de contorno que se acerquen a este requisito y que se describirán a continuación.

Disponer de predicciones probabilistas de los Centros globales de predicción numérica del tiempo es imprescindible para realizar experimentos de distintas combinaciones y estrategias de diseño de condiciones de contorno apropiadas.

El Experimento de Investigación de los Sistemas de Observación y Predecibilidad THORPEX (*Observing System Research and Predictability Experiment* https://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/thorpex_new.html), es un proyecto del Programa de Investigación del Tiempo Atmosférico Mundial (*World Weather Research Programme*) cuyo fin es mejorar la exactitud de las predicciones de eventos severos en alcances de 1 día a 2 semanas. En el marco de este proyecto se encuentra a su vez el proyecto TIGGE (*THORPEX Interactive Grand Global Ensemble*, ver cap. 26 en la página 393), consistente en el almacenamiento, gestión y distribución, para propósitos científicos, de datos de predicciones probabilistas por conjuntos procedentes de 10 centro globales de predicción numérica del tiempo (NWP). Dicho archivo contiene información desde octubre de 2006 hasta la actualidad y es gestionado y mantenido en el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio, ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, cap. 19 en la página 295). En este estudio se examinan diferentes experimentos basados en enfoques multimodelo utilizando datos de TIGGE y otras técnicas, como por ejemplo SLAF, Scaled Lagged Average Forecasting [168, 285, 486] que se describirán más adelante. Se lleva a cabo un estudio de la relación dispersión-error para predicciones con alcances de hasta 36 horas sobre la región de la península ibérica. La información utilizada se basa en datos tanto de análisis como de predicciones de varios parámetros correspondientes a los sistemas globales de predicción por conjuntos de Europa (ECMWF), Estados Unidos (NCEP), China (CMA), Canadá (CMC) y Reino unido (UKMO). Es decir, se han seleccionado 5 modelos globales de los 10 disponibles en TIGGE en base a la disponibilidad de datos para el periodo de estudio elegido. En este capítulo se describen los experimentos y se muestran los principales resultados. El resultado más importante y destacable de este estudio es que experimentos basados en conjuntos diseñados con predicciones procedentes de un único modelo global de los 5 seleccionados dan lugar a un comportamiento peor en términos de relaciones dispersión-error, y por lo tanto sufren de menor consistencia estadística. En otras palabras, las estrategias basadas en enfoques multimodelo se muestran más adecuadas para proporcionar condiciones laterales de contorno a un sistema de predicción por conjuntos de área local y alta resolución espacial. Otro resultado a destacar es la gran diferencia observada en el comportamiento de los diferentes modelos globales, aunque todos muestran como característica común, un comportamiento subdispersivo en que la dispersión es menor que el error (RMSE). Estos resultados animan a explorar diferentes experimentos multimodelo basados en técnicas LAF, Lagged Average Forecasting [168, 285, 386]. Esta técnica se basa en la utilización para un instante determinado de conjuntos de predicciones correspondientes a pasadas anteriores, con distintos alcances, para la estimación de las condiciones de contorno iniciales con el fin de ser introducidas en el sistema de predicción. Existe una variante de la anterior, la técnica SLAF (Scaled LAF, [168, 386, 486]), que tiene en cuenta la aplicación de factores de escala sobre las predicciones más antiguas para considerar la degradación de dichas predicciones. Estos factores de escala son menores al aumentar el alcance de las predicciones utilizadas. Los resultados preliminares indican que el uso de las técnicas SLAF suponen una mejora con respecto a las técnicas LAF. Para todos los parámetros estudiados la dispersión aumenta mientras que el error (RMSE, sec. 15.3 en la página 219) disminuye en el caso de los conjuntos formados por técnicas SLAF usando predicciones T+12 junto con miembros de control T+0. En este caso los valores de la dispersión son altamente dependientes de los factores de escala aplicados a los miembros de predicciones más antiguas, que como se dijo anteriormente se deben utilizar para tener en cuenta la degradación de las predicciones con el alcance. Por lo tanto, es crítica la elección de factores de escala adecuados en el diseño de los experimentos.

Existen estudios anteriores que merece la pena mencionar en los que ya se abordó el problema de la selección de condiciones de contorno adecuadas. A continuación se describen algunos de los resultados de estos enfoques.

Cuando se lleva a cabo la comparación de las características individuales de los modelos globales disponibles en el archivo TIGGE se observa una gran diferencia entre ellos. Los resultados preliminares apuntan a que el uso combinado de varios modelos para la creación se sistemas multimodelos por conjuntos puede

mejorar cuantitativamente la calidad de las predicciones probabilistas mejorando de forma importante, por ejemplo, el comportamiento del modelo por conjuntos del ECMWF. Esto sucede especialmente en áreas y variables donde el ECMWF subestima la dispersión [477]. En el estudio de BUIZZA en 2005 [84] se realiza un estudio comparativo, para la primavera de 2002, del rendimiento y fiabilidad de los sistemas de predicción probabilistas basados en los modelos globales del ECMWF, MSC y NCEP, concluyendo que ninguno de ellos es capaz de capturar adecuadamente todas las fuentes de incertidumbre existentes en las predicciones, siendo la dispersión subestimada sistemáticamente cuando se consideran los tres modelos por separado. Otro trabajo más reciente, llevado a cabo por Hagedorn [247] llegó a la conclusión de que un sistema reducido multimodelo considerando miembros de solo 3 sistemas de predicción globales (USA, UK y ECMWF) supera en términos de calidad al sistema monomodelo del ECMWF pero, sin embargo, cuando se incluyen los nueve modelos de TIGGE en el diseño de dicho sistema multimodelo no se consigue una mejora con respecto al sistema del ECMWF.

Por otro lado GARCÍA-MOYA Y COL. [215], utilizando el Sistema multimodelo de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) para corto plazo, diseñado con condiciones de contorno procedentes de diferentes sistemas de predicción, denominado AEMET Short Range Ensemble Prediction System, AEMET-SREPS [215], muestra de nuevo la mejora sustancial en términos de consistencia estadística con el incremento de la dispersión en un enfoque multimodelo con respecto a los comportamientos basados en un solo modelo. En el marco del desarrollo de sistemas de predicción por conjuntos en la mesoescala utilizando modelos de alta resolución de área limitada (LAM EPS), existen problemas adicionales relacionados con la insuficiente dispersión proporcionada, la cual es más evidente en el caso de fenómenos mesoescalares y en parámetros de alta variabilidad espacial y temporal como es el caso de la precipitación [169]. Un factor importante a tener en cuenta para explicar la falta de dispersión en dichos sistemas de área limitada es el uso de condiciones de contorno laterales no perturbadas (unperturbed LBC Lateral Boundary Conditions) procedentes de sistemas de predicción globales [297]. Mediante experimentos basados en el *modelo perfecto* y el *análisis perfecto*, con el fin de aislar y estudiar separadamente los efectos de los errores de la formulación del modelo y los debidos a los errores en las condiciones iniciales, se demostró [129] la importancia de las condiciones iniciales o de contorno para obtener una dispersión adecuada con el fin de mejorar la calidad del sistema de predicción probabilista. En el contexto del modelo COSMO se estudió [218] la evolución de la dispersión del sistema debido a perturbaciones en la formulación del modelo separadamente de las perturbaciones en las condiciones de contorno concluyendo que las condiciones de contorno comienzan a dominar la dispersión a partir de alcances de unas pocas horas, siendo la primeras horas más afectadas por las incertidumbres propias de la física del modelo. Es decir, que a medida que se avanza en el alcance de la predicción se hace más importante la consideración de las perturbaciones en las condiciones laterales de contorno. Por lo tanto, se hace evidente la necesidad de dedicar esfuerzos para un diseño adecuado de las condiciones de contorno laterales en sistemas de área limitada y alta resolución. Aquí se presentan resultados basados en técnicas Scaled Lagged Average Forecasting, SLAF [168] usando 5 modelos globales de TIGGE que muestran un incremento importante de la dispersión, que no está acompañado de un excesivo aumento del error, en contraste con otros métodos basados en la simple combinación de diferentes miembros procedentes de distintos modelos globales de TIGGE. Estos son resultados esperanzadores que apuntan a que este tipo de técnicas pueden ser muy apropiadas para abordar el problema de la falta de dispersión en sistemas probabilistas de área limitada y alta resolución.

18.2 Archivo TIGGE y metodología

Actualmente se archivan datos de 10 sistemas de predicción global en la base de datos de TIGGE. Todos estos sistemas de predicción por conjuntos están diseñados para simular el efecto de las principales fuentes de error en las predicciones numéricas del tiempo: las incertidumbres en las condiciones iniciales debidas a los errores observacionales y a las aproximaciones realizadas en el proceso de asimilación de datos para la obtención del análisis o estado inicial estimado de la atmósfera, y por otra parte, las incertidumbres del modelo propias de las aproximaciones en las ecuaciones que describen la física del mismo y las simplificaciones asociadas a las parametrizaciones de los procesos físicos en resoluciones mayores que el grid del modelo. Estos modelos son: ECMWF, NCEP, CMA, CMC, UKMO, BOM, CPTEC, JMA, KMA y Météo-France

y cada uno de ellos esta basado en un número diferente de integraciones del modelo global. Una ejecución, llamada predicción de control, es alimentada inicialmente por un análisis no perturbado de la atmósfera durante el método de asimilación de datos, es decir que los datos observacionales son introducidos en el modelo sin ser modificados. El resto de integraciones, o miembros perturbados simulan, por una parte, los efectos de las incertidumbres en la medida de las observaciones y en algunos casos tienen también en cuenta las incertidumbres o errores propios de la física del modelo a través de la aplicación de perturbaciones estocásticas a las tendencias del modelo.

Este trabajo se ha llevado a cabo para un periodo de 6 meses utilizando predicciones diarias de junio a diciembre de 2011 y seleccionando 5 modelos del archivo TIGGE (ECMWF, NCEP, CMA, CMC y UKMO). El criterio de selección se ha basado en evitar periodos con falta de datos en el que todos los modelos dispongan de un periodo de predicciones común y al mismo tiempo se ha tratado de asegurar la mayor diversidad dinámica posible al tratarse de 5 sistemas de predicción globales diseñados usando un número diferente de miembros, así como enfoques distintos en la simulación de las fuentes de incertidumbre. En la Tabla 18.1 se muestran las principales características de los sistemas de predicción utilizados. En cuanto a los métodos de simulación de las incertidumbres en las condiciones iniciales el ECMWF utiliza un enfoque basado en *vectores singulares* [82]; el sistema de predicción chino, CMA, utiliza los llamados *bred vectors* o *vectores criados* [609]; el NCEP americano utiliza un método de transformación de ensembles con reescala, ETR [650]; el sistema inglés UKMO aplica un enfoque basado en filtros de KALMAN, *Ensemble Transform Kalman Filter*, *ETKF* [53], [646] y, finalmente, el sistema canadiense del CMC añade perturbaciones isotrópicas a las observaciones y genera análisis perturbados usando un *filtro de* KALMAN, *Ensemble Kalman Filter, EnKF* [299]. Todos los centros, salvo el CMA, tienen en cuenta el efecto de las incertidumbres del modelo mediante un enfoque de perturbaciones estocásticas [81] y el CMC aplica también diferentes parametrizaciones físicas (*Dif. parametr.* en la tabla) para los distintos miembros. En cuanto a la resolución espacial y el número de miembros, el ECMWF proporciona la mayor resolución horizontal (0.28x0.28 grados) y vertical (62 niveles) además de exceder con creces el número de miembros (51) con relación al resto de los centros.

Se han llevado a cabo diferentes experimentos para el periodo de junio a diciembre de 2011 para la pasada de las 0 h y alcances de hasta 36 h cada 6 h. Los modelos globales seleccionados de TIGGE son ECMWF, NCEP, CMA, CMC and UKMO y las variables evaluadas: mslp (presión en superficie), t2m (temperatura a 2 metros), sfcWind (viento a 10 m), (500,1000)gh (alturas geopotenciales) y viento en 300 hPa y 700 hPa. El dominio del experimento cubre la Región de la península ibérica (Figura 18.1) con una resolución espacial de 0.1ºx0.1º. El análisis del ECMWF ha sido utilizado como referencia en todos los casos para los cálculos del error (Root Mean Square Error, RMSE, sec. 15.3 en la página 219).

Centro	#Miembros	Pert CCII	Pert modelo	Res hor / Res ver	#Ejecuciones
ECMWF (EU)	1+50	SV+EDA	Física estocástica	TL639 (0.28ºx0.28º)/62	2(00/12)
NCEP (USA)	1+20	ETR	Física estocástica	T190 (0.90ºx0.90º)/28	4(00/06/12/18)
CMA (China)	1+14	BV	NO	T2130 (0.84ºx0.84º)/31	2(00/12)
CMC (Canada)	1+20	EnKF	Física estocástica + Dif. paramet.	600x300 (0.6ºx0.6º)/40	2(00/12)
UKMO (UK)	1+23	ETKF	Física estocástica	(0.55ºx0.83º)/70	2(00/12)

Tabla 18.1: Características del los modelos TIGGE (2016) para los 5 SPC utilizados. #Miembros: Número de miembros perturbados (1 + indica un miembro adicional de control*, no perturbado). Pert CCII: Método de perturbaciones de condiciones iniciales (ver texto). Pert modelo: Método de simulación del error del modelo (ver texto). Res hor: Resolución horizontal. Res ver: Resolución vertical, medida en número de niveles verticales del modelo.*

Campo espacial. Denotamos un campo espacial por $\phi_m^{(n)}(x,t)$, donde ϕ es la variable, n es el número de predicciones (en este caso una por día desde el 1 de junio al 31 de diciembre), m es el número de miembros o predicciones en el experimento definido y t es el alcance (0, 6, 12, 18, 24, 30 ó 36 h). Estamos interesados en valorar el comportamiento de la dispersión del conjunto de predicciones con respecto a la media de todas la predicciones como medida de la incertidumbre del sistema de predicción por conjuntos, y su relación con el error medio de las predicciones comparadas con el análisis del ECMWF. Podemos tomar esta relación dispersión-error como una medida indirecta de la predecibilidad de la atmósfera. Con este propósito, cada campo $\phi_m^{(n)}(x,t)$ ha sido discretizado espacialmente $\phi_{i,m}^{(n)}(t) = \phi\left(x_{i,m}^{(n)}, t\right)$, siendo $i = 1,2,...,L$, donde L es el número de puntos de grid, definido en el dominio de la península ibérica de límites: 35N / 44N / 11W / 5E con una resolución espacial de $0{,}1^o \times 0{,}1^o$.

Dispersión. Usamos la desviación estándar como medida de dispersión (*spread*):

$$stddev(t) = \left(\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left(\frac{1}{m-1}\sum_{m=1}^{M}\left(\phi_{i,m}^{(n)}(t) - \overline{\phi_i^{(n)}(t)}\right)^2\right)\right)^{\frac{1}{2}}$$

donde N es el número total de predicciones (en nuestro caso, días de predicción en el periodo), M es el número total de miembros del SPC diseñado y $\overline{\phi_i^{(n)}(t)}$ es la media del ensemble o conjunto de todas las predicciones proporcionadas por los distintos miembros para un mismo alcance:

$$\overline{\phi_i^{(n)}(t)} = \frac{1}{M}\sum_{m=1}^{M}\phi_{i,m}^{(n)}(t)$$

Error. Como medida de error usamos la raíz cuadrada del error cuadrático medio (Root Mean Square Error, RMSE, sec. 15.3 en la página 219) del siguiente modo:

$$RMSE(t,i) = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left(\overline{\phi_i^{(n)}(t)} - \phi_{i,an}^{(n)}(t)\right)^2}$$

donde $\phi_{i,an}^{(n)}(t)$es el análisis de la variable ϕ obtenido por el ECMWF correspondiente a la predicción n^{th} , al punto de grid i y a al alcance t.

Figura 18.1: Dominio, resolución espacial, variables y niveles utilizados.

El objetivo principal del estudio es comparar diferentes combinaciones de conjuntos de predicciones generadas por diferentes centros siguiendo enfoques tanto monomodales como multimodales utilizando técnicas LAF y SLAF y valorar para cada caso, el comportamiento de la relación dispersión-error como medida de la consistencia estadística de cada diseño o experimento.

18.3 Comparación de los diferentes sistemas de predicción por conjuntos en TIGGE

Como primer paso y con el fin de tener una primera impresión acerca del comportamiento de las curvas dispersión-error para cada uno de los sistemas de predicción en cada centro de forma individual, se han construidos conjuntos monomodelos. Para ello se han seleccionado aleatoriamente 10 miembros perturbados para cada de uno de los 5 modelos globales TIGGE elegidos. Se han utilizado el mismo número de miembros (10) para tener conjuntos con la misma dimensión. Los modelos seleccionados fueron: ECMWF, NCEP, CMA, CMC y UKMO mostrándose las curvas dispersión-error para la presión al nivel del mar y las componentes u y v de la velocidad del viento a 10m en la Figura 18.2. En resumen, se observa un mejor comportamiento del sistema del ECMWF en comparación con el resto de centros mundiales seleccionados, mostrando todos ellos características subdispersivas. El sistema del ECMWF es menos subdispersivo que el resto, mostrando una más clara relación lineal entre la dispersión y el error, lo cual indica una mayor consistencia estadística con las observaciones (análisis).

Sin embargo, se puede obtener un mejor comportamiento formando un conjunto multimodelo construido con los 5 miembros de control de cada uno de los modelos, excluyendo cualquier miembro perturbado. Este sistema, aun teniendo la mitad de miembros, mejora cualquier diseño basado en un solo modelo, incluso al propio ECMWF, mostrando un clara mejora en cuanto a la fiabilidad del sistema frente a cualquier diseño monomodelo con valores mayores de dispersión para los distintos alcances sin aumentar el error (RMSE). Por otro lado, este sistema de 5 miembros de control muestra un destacable comportamiento ligeramente sobredispersivo para, por ejemplo, la altura geopotencial en 1000 hPa y 500 hPa (ver línea negra en la Figura 18.3).

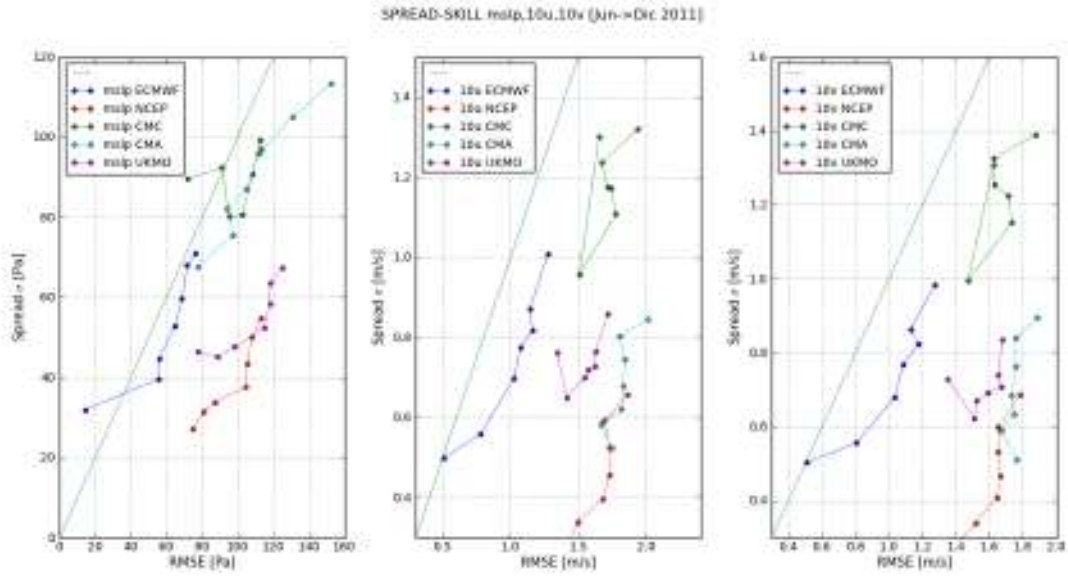


Figura 18.2: Curvas dispersión-error para la presión a nivel del mar (mslp), componente zonal del viento (10u) y latitudinal (10v). Los conjuntos están formados por 10 miembros perturbados elegidos aleatoriamente para cada uno de los 5 sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) globales TIGGE.

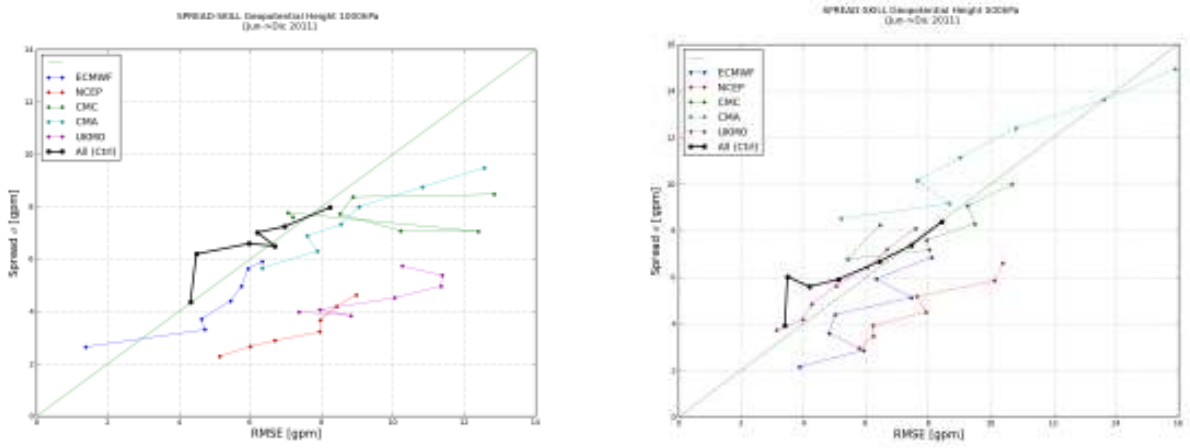


Figura 18.3: Relaciones dispersión-error para la altura geopotencial en 1000 hPa y 500 hPa. En colores se representan los conjuntos formados usando 10 miembros aleatorios para cada uno de los 5 SPCS globales TIGGE. La linea negra muestra el dispersión-error para un conjunto multimodelo formado usando únicamente los 5 miembros de control de cada modelo (excluyendo los miembros perturbados)

Experimento	Descripción del diseño	# Miembros
Tigge_5	5 miembros de ctrl (T+00), uno por cada modelo	5 ctrl
Tigge_15	5 miembros de ctrl (T+00) & 2 miembros pert. (T+00) para cada modelo	5 ctrl + 2x5 pert. = 15
TiggeSlaf_10	5 miembros de ctrl (T+00) & 5 predicciones de ctrl. (T+12) LAF	5 ctrl + 5fc(T+12)=10
TiggeSlaf_15	5 miembros de ctrl (T+00) & 10 predicciones de ctrl. (T+12,T+24) LAF	5 ctrl + 5fc(T+12) + 5fc(T+24)=15
TiggeFc_5	5 predicciones de ctrl. (T+06) LAF	5 fc (T+06)
TiggeFc_10	10 predicciones de ctrl. (T+06, T+18) LAF	5 fc (T+06) + 5 fc (T+18)=10

Tabla 18.2: Diseño de los experimentos LAF-

18.4 Experimentos multimodelo LAF y SLAF

Los buenos resultados obtenidos cuando se consideran enfoques multimodelo animan a recomendar explorar otras combinaciones para el diseño de conjuntos de predicciones usando miembros de los 5 modelos TIGGE. Se han diseñado nuevos conjuntos para comparar las relaciones dispersión-error (sec. 15.8.2 en la página 229) usando solo miembros no perturbados, o de control, miembros de control añadiendo algunos miembros perturbados así como métodos Lagged Average Forecasting (LAF) basados en el uso de predicciones pasadas [285]. También se han realizado experimentos combinados SLAF [168] junto con miembros de control. Ver Tabla 18.2 para la descripción de los experimentos.

El experimento TIGGE_5 consiste en un conjunto de 5 miembros formados por los miembros de control de cada modelo (análisis de baja resolución con alcance 0 h) para los 5 modelos globales y pasadas de las 00 y 12 UTC. Hubiera sido deseable utilizar campos de análisis de alta resolución cada 6 h para este experimento pero en el archivo *Meteorological Archival and Retrieval System (MARS)* del ECMWF solo están disponibles los miembros de control cada 12 h. El segundo experimento, llamado TIGGE_15 está formado añadiendo al conjunto anterior 2 miembros perturbados (alcance 0 h) por cada modelo global formando un conjunto de 15 miembros. El experimento llamado TIGGESLAF_10 es el resultado de añadir 5 predicciones de los controles de la pasada de las 12 h anteriores al conjunto del experimento TIGGE5 obteniendo un conjunto LAF de 10 miembros. Es importante destacar en este punto que este experimento no es un conjunto SLAF propiamente dicho, ya que no se aplican factores de escala dependientes de la antigüedad de las predicciones para dar cuenta la degradación de la calidad de las predicciones con el alcance de las mismas. El experimento TIGGESLAF_15 simplemente añade miembros de predicciones h+24 al anterior, pero tampoco es un experimento SLAF propiamente dicho ya que tampoco aplica factores de escala decrecientes a los miembros de predicciones para evitar que el conjunto este contaminado por errores del predicciones antiguas. Finalmente, los experimentos TIGGE_FC_5 y TIGGE_FC_10 están formados con 5 predicciones de control h+6 en el primer caso y añadiendo a las anteriores 5 predicciones de control h+18 en el segundo. En la segunda parte de este estudio se emplea la técnica SLAF construyendo conjuntos añadiendo miembros simétricamente alrededor de los miembros de control y escalados apropiadamente dependiendo del alcance de las predicciones para tener en cuenta la degradación de las predicciones.

Las relaciones dispersión-error para el geopotencial en 500 hPa para cada uno de los experimentos descritos son mostrados en la Figura 18.4 en la página siguiente. Cada punto, de diferente color para cada experimento, es el resultado del cálculo de la desviación estándar con respecto a la media como medida de la dispersión, y el error cuadrático medio (Root Mean Square Error) de la media de los ensembles con respecto al análisis del centro europeo es usado como referencia para las pasadas de las 00 y 12 h. Se estima que el número de valores utilizados para la computación de cada uno de los puntos en la gráfica es aproximadamente de 16 000 000 valores (14 651 puntos de grid x 182 días x 5 modelos + análisis del ECMWF (14 651 x 182)). La linea negra representa la evolución del dispersión-error para un alcance máximo de 36 h y un paso de tiempo de 6 h para el caso de los 5 miembros de control de la pasada de las 0 h para cada uno de los modelos en un enfoque multimodelo. El primer y segundo punto de a linea negra obviamente coincide con los puntos T=0 h y T=6 h de los experimentos TIGGE_5 y TIGGEFC_5 respecti-

vamente. Las diferencias observadas en el RMSE son debidas a errores sistemáticos o *bias* de los miembros de control (T+00) de los modelos globales con respecto a los valores de los análisis del ECMWF. Por ejemplo, en el caso de la temperatura a 2m la mayoría de los modelos globales excepto NCEP y UKMO muestran sistemáticamente a las 12 UTC temperaturas inferiores que el análisis del ECMWF, en amarillo, mientras que por el contrario, la distribución en el caso de la pasada de las 00 UTC es aproximadamente simétrica alrededor el análisis del ECMWF (ver izquierda de Figura 18.5). Sin embargo, las diferencias en la dispersión no son importantes entre las 00 UTC y las 12 UTC (ver derecha de Figura 18.5). Estas diferencias también han sido observadas en el caso de otras variables.

Para el caso de la altura geopotencial en 500 hPa, el experimento que muestra los valores más bajos de dispersión y error es TIGGE_5, formado por 5 miembros de control de los modelos globales para alcance 0 h. Se observa un importante aumento de la dispersión sin efectos claros en el aumento del error en el caso del experimento TIGGE_15, el cual añade 2 miembros perturbados para cada modelo global. Los experimentos LAF muestran errores algo mayores y dispersiones intermedias. Los resultados son mucho más esperanzadores, en cuanto a la mejora de la consistencia estadística, cuando en la segunda parte de este trabajo los experimentos LAF se convierten a SLAFS con el resultado de una disminución sustancial del error. Los experimentos que incluyen solo miembros predictivos (TIGGEFC_5 y TIGGEFC_10) son los que tienen asociados los valores mayores de la dispersión y TIGGEFC_10 muestra mayores valores de RMSE probablemente por el efecto de la degradación debida a añadir predicciones mas antiguas, T+18.

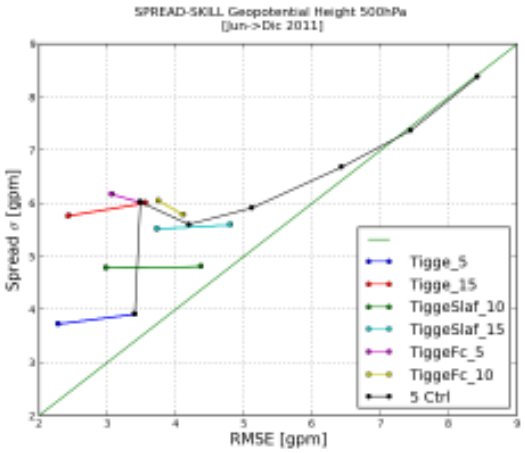


Figura 18.4: Relaciones dispersión-error para experimentos LAF.

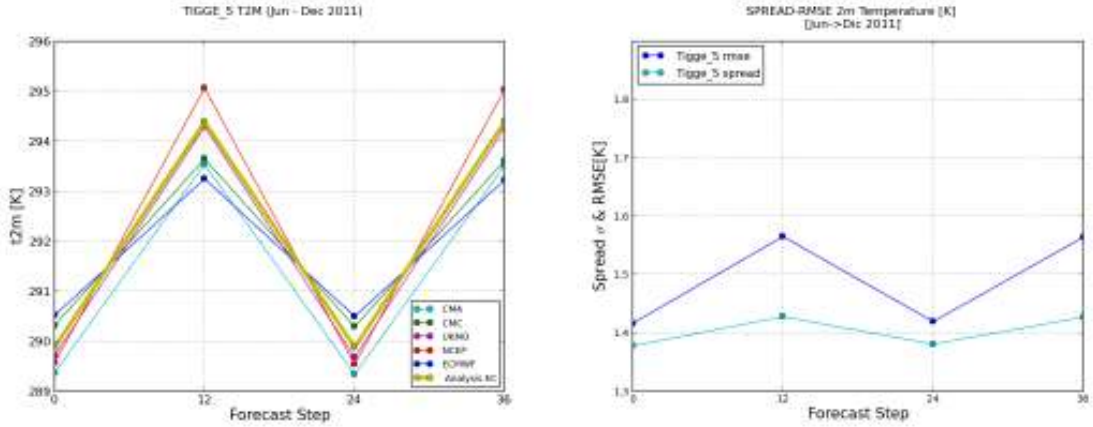


Figura 18.5: Izquierda: T2m de los modelos globales vs. análisis del ECMWF, derecha: TIGGE_5 t2m dispersión-error

LAF	SLAF	K_{12}, K_{24}	Descripción del experimento	# Miembros
TiggeSlaf_10 (solo T+12)	TiggeSlaf_10R	$K_{12} = 0{,}75$	$5ctrl\,[00]\,\&5 \times \{ctrl\,[00] \pm K_{12}\,(ctrl\,[00] - fc\,[12])\}$	15
	TiggeSlaf_10R2	$K_{12} = 1$		
TiggeSlaf_15 (T+12 y T+24)	TiggeSlaf_15R	$K_{12,24} = 0{,}75{,}0{,}25$	$5ctrl\,[00]\,\&5 \times \{ctrl\,[00] \pm K_{12}\,(ctrl\,[00] - fc\,[12])\}\,\&$ $5 \times \{ctrl\,[00] \pm K_{24}\,(ctrl\,[00] - fc\,[24])\}$	25
	TiggeSlaf15R2	$K_{12,24} = 1{,}0{,}5$		

Tabla 18.3: Diseño de experimentos multimodelo mediante la técnica SLAF

Como se describió anteriormente, los experimentos TIGGESLAF_10 y TIGGESLAF_15 son el resultado de añadir a TIGGE_5 nuevos miembros con predicciones de control ([T+12] y [T+12,T+24] respectivamente) formando siguiendo la técnica LAF (Lagged Average Forecasting). Para tener en cuenta la degradación en la precisión de las predicciones según el alcance de la predicción se deberían aplicar unos factores de escala que disminuyan el peso de dichas predicciones con la antigüedad de las predicciones en el conjunto de los miembros del sistema. Estos factores serían dependientes del alcance, disminuyendo para predicciones más antiguas. Esta técnica, que es por lo tanto, una variante mejorada de la técnica LAF denominada SLAF (Scaled Lagged Average Forecasting). Con el fin de explorar los posibles beneficios de la aplicación de esta técnica en la mejora de la consistencia estadística se han diseñado 4 nuevos experimentos SLAF denominados TIGGESLAF_10R, TIGGESLAF_15R, TIGGESLAF10R2 y TIGGESLAF15R2. El cuadro 18.3 muestra la descripción de dichos experimentos en los que la idea principal es la aplicación de factores de escala K en el rango 0-1 a los miembros que proceden de predicciones.

Además, se amplía el número de miembros procedentes de predicciones de forma simétrica con respecto al análisis (control T+0) sumándole y restándole perturbaciones de predicciones anteriores, aplicándoles factores de escala dependientes del alcance para evitar que el conjunto este excesivamente contaminado por predicciones antiguas. Con este fin, se han probado 2 series de factores de escala (ver Tabla 18.3). Los factores $K_{12} = 0{,}75$ y $K_{24} = 0{,}25$ utilizados en los experimentos 10R y 15R, son los usuales y más frecuentemente utilizados en este tipo de sistemas de predicción por conjuntos mientras que los valores más altos $K_{12} = 1$ y $K_{24} = 0{,}5$ son los utilizados en el experimento SAMEX 98 [297]. Como consecuencia de añadir miembros simétricos con respecto al análisis, se incrementa significativamente el número de miembros del ensemble en este tipo de experimentos, de manera que se obtienen 15 miembros en el caso de TIGGESLAF10R y 25 miembros en el experimento TIGGESLAF15R.

Hay algunos efectos destacables y muy positivos en las relaciones dispersión-error como consecuencia del cambio de la técnica LAF a SLAF en el diseño de los experimentos. Para todas las variables estudiadas (Z500, mslp, t2m, velocidad del viento [sfc,700]) la dispersión (desviación estándar) aumenta mientras que el error (RMSE) disminuye de forma sensible para el caso de los experimentos SLAF usando predicciones T+12 junto con miembros de análisis o control (experimentos TIGGESLAF10R y TIGGESLAF10R2). Obviamente, este incremento de la dispersión es mucho más acusado cuando los factores de escala elegidos son mayores (experimento TIGGESLAF10R2), pero sin embargo los valores del error no se ven afectados en absoluto, probablemente debido a que los miembros están simétricamente distribuidos alrededor de los miembros de control. Estos cambios positivos en el comportamiento de la dispersión y el error son más evidentes en el caso del viento en superficie, en 700 hPa y en la temperatura a 2m. Un comportamiento sobredispersivo en los diagramas dispersión-error y los valores más altos de la dispersión se observan en estos experimentos (Figuras 18.6, 18.7 y 18.8). En el caso de la altura geopotencial en 500 hPa y presión a nivel del mar (Figuras 18.9 y 18.10) también se observan valores inferiores de dispersión y error aunque los cambios no son tan evidentes para estas variables y la dispersión todavía es inferior a la obtenida en el experimento TIGGE_15 (que contenía miembros perturbados) con un error similar. Los experimentos TIGGEFC_5 y TIGGEFC_10 con técnicas LAF, con miembros de predicción, proporcionan altos niveles de dispersión pero incrementando los errores al mismo tiempo. Con respecto a los experimentos SLAF que incluyen predicciones T+24, se produce una disminución del error en comparación con los experimentos LAF pero la dispersión disminuye a pesar del aumento en el número de miembros, posiblemente debido a los valores de escala más bajos aplicados a las predicciones más antiguas a 24 h.

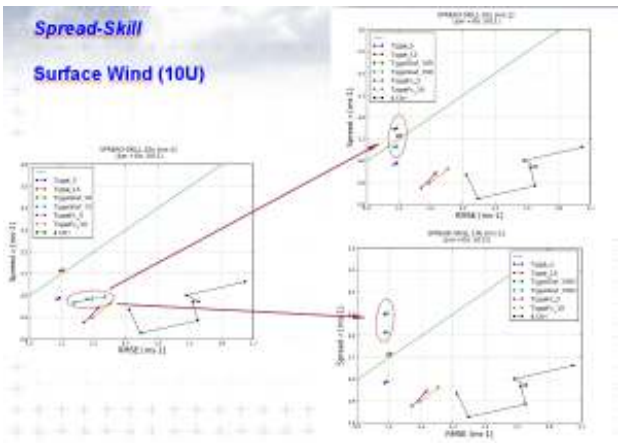


Figura 18.6: Relaciones dispersión-error para la componente u del viento a 10 metros. Los experimentos LAF a la izquierda y SLAF a la derecha usando diferentes factores de escala.

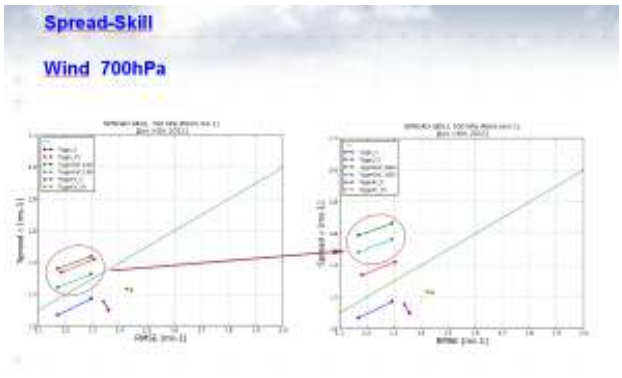


Figura 18.7: Relaciones dispersión-error para el viento en 700 hPa. Los experimentos LAF a la izquierda y SLAF a la derecha usando diferentes factores de escala.

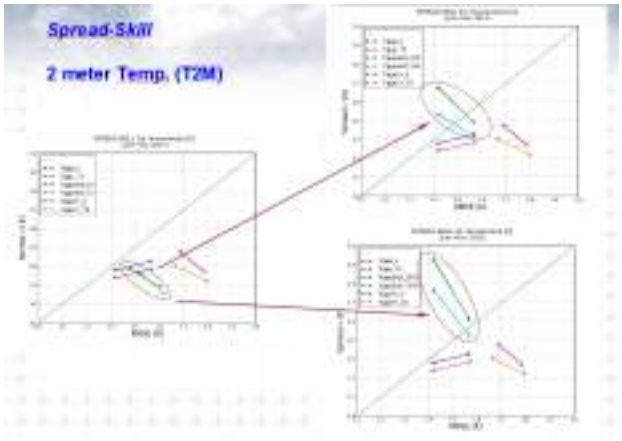


Figura 18.8: Relaciones dispersión-error para la temperatura a 2 metros. Los experimentos LAF a la izquierda y SLAF a la derecha usando diferentes factores de escala.

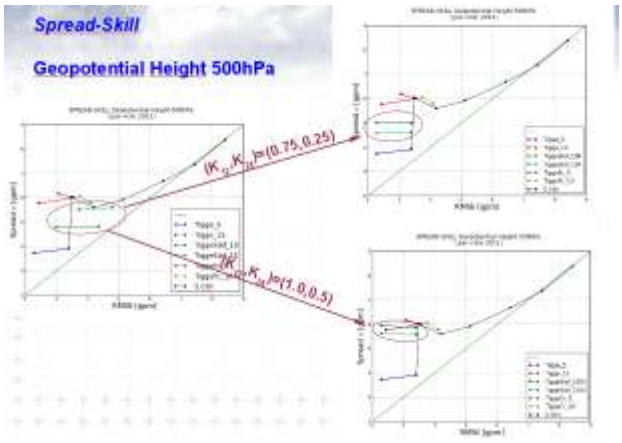


Figura 18.9: Relaciones dispersión-error para la altura geopotencial en 500 hPa. Los experimentos LAF a la izquierda y SLAF a la derecha usando diferentes factores de escala.

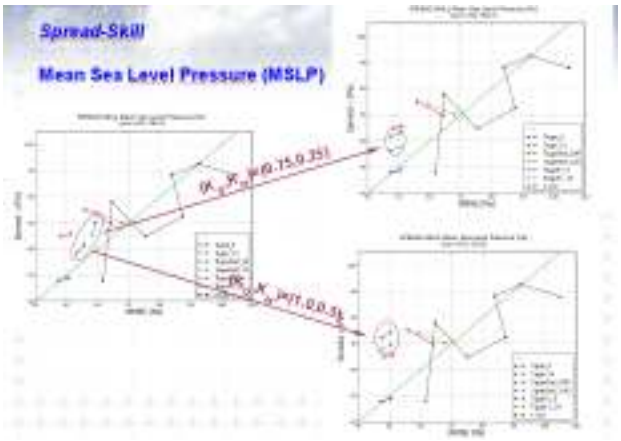


Figura 18.10: Relaciones dispersión-error para la presión a nivel del mar. Los experimentos LAF a la izquierda y SLAF a la derecha usando diferentes factores de escala.

18.5 Conclusiones

El ECEPS (sec. 19.3 en la página 299) se comporta mejor en términos de consistencia estadística que el resto de sistemas globales de predicción por conjuntos: CMA, CMC, UKMO y NCEP archivados en TIGGE (cap. 26 en la página 393). En todos los casos se observa un comportamiento subdispersivo en cuanto a la relación dispersión-error, siendo siempre la dispersión menor que el error. Sin embargo, un enfoque multimodelo formando un conjunto de miembros usando solo los miembros de control de cada uno de los 5 modelos globales seleccionados, se comporta mejor que el SPC del ECMWF (y que todos los demás), aún siendo ligeramente sobredispersivo. En la segunda parte del trabajo se profundiza en el enfoque multimodelo con nuevos experimentos diseñados combinando miembros de control para T+0, T+12 y T+24 con miembros perturbados (T+0). Se utiliza también la técnica SLAF (Scaled Lagged Average Forecasting), que proporcionó valores altos de dispersión (medida con la desviación estándar) junto con bajos errores (medidos con RMSE). El único experimento que utiliza miembros perturbados junto con miembros de control (TIGGE_15) proporciona resultados demasiado sobredispersivos. Obviamente, los factores de escala usados para disminuir la influencia del error según el alcance de las predicciones a T+12 y T+24, afectan de manera importante a la dispersión (pero no al error, probablemente debido a la aplicación de forma simétrica de perturbaciones alrededor de los miembros de control), lo cual indica que se debe prestar especial cuidado en la elección de los valores de los factores de escala con el fin no degradar los conjuntos.

Parte IV
Sistemas

Parte IV Sistemas

A lo largo y ancho del mundo, diferentes centros de modelización numérica de la atmósfera y el océano han desarrollado distintos sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC). Al principio, sólo los centros principales del mundo y, poco a poco, han seguido otros. Sabiendo que es imposible describir todos ellos con el detalle que merecen, hemos seleccionado los que conocemos mejor, por trabajar directa o indirectamente en su desarrollo o por utilizarlos como referencia o como herramienta. Comenzamos en la escala global con un capítulo dedivcado al SPC global llamado ECENS, del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF). Pasando a la escala regional europea, describimos el GLAMEPS de HIRLAM en otro capítulo. Siguen dos capítulos para mostrar los sistemas hechos en España: AEMET-SREPS y el reciente AEMET-γSREPS. Los sistemas del Reino Unido y de México se describen después. Acto seguido, exponemos el proyecto *MyWave* de predicción del oleaje por conjuntos. Cerramos esta parte con un capítulo que intenta describir, de forma muy general, una buena parte de los SPC del mundo, tomando como marco de referencia los proyectos The (Thorpex) International Grand Global Ensemble (TIGGE) y TIGGE-LAM.

Página anterior: Entorno del aeropuerto de Jerez de la Frontera el 18 de febrero de 2014, desde ventanal con orientación este de la Oficina Meteorológica Aeronáutica (OMA). Se pueden divisar las instalaciones de CLH (encargadas de suministrar fuel de repostaje para las aeronaves que operan en el aeropuerto). Detrás de ellas, a cierta distancia, un *cb* con *virgas*. Fotografía tomada por PEPE TORRES, con un Samsumg Galaxy SII y posterior aplicación de un filtro de instagram.

El Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo 19

DELIA GUTIÉRREZ RUBIO
Área de Información Meteorológica y Climatológica, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

ANNA GHELLI
International Liaison Officer, ECMWF

> Our 2025 ambition raises the international bar. Given the greater likelihood of life-threatening climate change impacts on the Earth's weather, we will harness rapidly advancing data availability and technology to stretch the accuracy and range of predictions further and faster. [...] ECMWF is a shining example of the value of European and global cooperation in the scientific field, and one which has tangible benefits day in, day out for dozens of national economies and millions of people's daily lives.
>
> *Plan estratégico 2016-2025* – FLORENCE RABIER, Directora General del ECMWF

El Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo es puntero a nivel mundial en la predicción numérica, y su estrategia de futuro apuesta decididamente por la predicción probabilista. Nos proponemos contar en qué consiste este organismo, quiénes lo integran, cómo se trabaja allí (y dónde es allí) y qué se hace. Qué son el IFS, el HRES, el ENS, y por qué son tan reconocidos en el mundo de la predicción meteorológica. Cómo funciona el sistema de predicción por conjuntos del Centro Europeo y por qué la estrategia del centro se vuelca en un ambicioso desarrollo de dicho sistema. Cuál es la participación española en la institución. La *«brecha de género»* que aqueja al mundo científico en general y meteorológico en particular, ¿se refleja también en un organismo tan prestigioso como éste? Y, como el propio presidente del organismo, lo resumimos todo en dos palabras: *«Más colaboración»*.

Palabras clave: Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo, CEPPM, European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF, sistema integrado de predicción IFS, modelo determinista ECHRES del ECMWF, sistema de predicción por conjuntos ECENS del ECMWF.

Imagen parte superior: A la entrada del Centro Europeo, una curiosa tradición ha hecho acumular patitos de goma, que casi se han institucionalizado como mascota del centro. Si vas a Reading, puedes contribuir y dejar tu patito. Fotografía: DELIA GUTIÉRREZ.

*Figura 19.1: Todos los viernes, la plantilla del centro se reúne en la «*Weather Room*» para discutir, en un ambiente informal y distendido, los eventos e incidencias más significativos de la semana pasada y las previsiones. A la derecha,* ERVIN ZSOTER *(Hungría), dando el «*briefing*» en la Weather Room. Fotos:* DELIA GUTIÉRREZ.

19.1 El Centro Europeo o ECMWF

El European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) es una organización intergubernamental formada, a fecha de enero de 2016, por 34 estados miembros o colaboradores (32 europeos, Marruecos e Israel), y con sede en Reading (Reino Unido). Fue fundado en 1975 con el objetivo de sumar recursos para producir mejores datos y pronósticos a medio plazo. Se trata de un centro tanto de investigación como de servicios operativos de predicción numérica del tiempo en un amplio abanico de escalas. Sus productos y recursos de supercomputación están a disposición de los servicios meteorológicos de los estados miembros, y también facilita servicios comerciales para todo el mundo. Desde 2014 es la entidad europea que brinda dos de los servicios del programa *Copernicus* (`http://copernicus.eu/`), de siete años de duración. Anteriormente llamado *Global Monitoring for Environment and Security*, Copernicus es un proyecto dirigido conjuntamente por la Agencia Espacial Europea (ESA) y por la Unión Europea a través de la Agencia Europea de Medio Ambiente, con el objeto de brindar una completa, continua y autónoma capacidad de observación terrestre de alta calidad cuyos resultados sean accesibles libremente por la comunidad científica.

Facilitar formación a los científicos de los países miembros y colaboradores es también una actividad esencial de la organización. La formación se orienta a la predicción numérica y al uso de los citados servicios de supercomputación del centro, así como de los productos elaborados.

En el centro trabajan unas 350 personas de más de 30 países, en un ambiente de colaboración, cosmopolita y acogedor. En un curso de formación típico participan de 20 a 25 alumnos procedentes de al menos 10 países, a los que se suman una decena, aproximadamente, de profesores -investigadores del Centro Europeo-, también de orígenes diversos. La lengua utilizada es un *euro-english* con casi todos los acentos posibles.

La mentalidad abierta y flexible en este centro, cuyos resultados son punteros a nivel mundial, se pone de manifiesto de muchas formas. Por ejemplo, los empleados tienen a su disposición una mesa de ping-pong, un gimnasio y otras facilidades para practicar deporte durante su jornada laboral. El ECMWF es una de esas instituciones donde la rigidez y el control han sido sustituidos por una flexibilidad que los resultados demuestran como muy productiva. Las Figuras 19.1 y 19.2 muestran, respectivamente, el *Weather Room* y los paneles meteorológicos en el vestíbulo.

Figura 19.2: Paneles a la entrada del Centro, incluyendo una bienvenida al curso de formación para formadores (enero de 2016). Foto: DELIA GUTIÉRREZ.

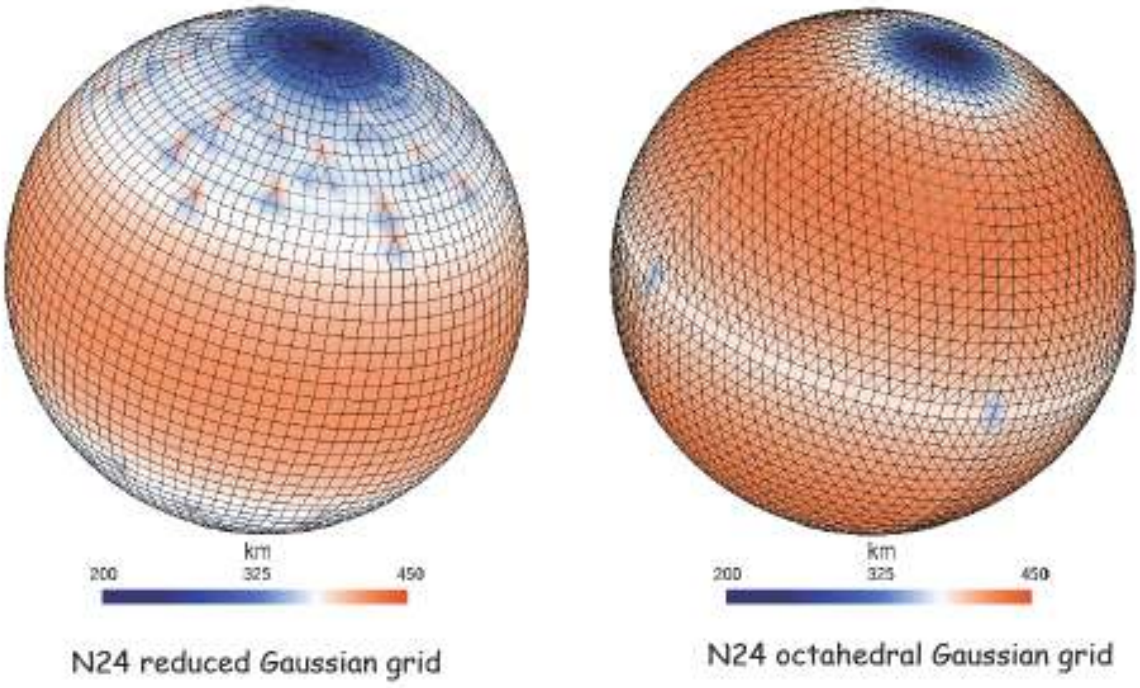


Figura 19.3: A la izquierda, malla del modelo determinista hasta 2016, y a la derecha la malla octaedral del nuevo modelo determinista. ECMWF.

19.2 El Sistema Integrado de Predicción o IFS

Los sistemas predictivos del ECMWF se hallan integrados en el llamado Sistema Integrado de Predicción, IFS [308] que consta de una serie de componentes para la modelización atmosférica, como el modelo determinista de alta resolución, HRES-IFS o ECHRES y el sistema de predicción por conjuntos, ENS-IFS o ECENS.

Dos veces al día el Centro Europeo integra un modelo numérico determinista de escala global, denominado HRES por *high resolution* (también ECHRES o HRES-IFS) es un modelo *espectral* (cap. 10.4 en la página 143). En 2016 aumentó su resolución de 16 km a *9 km*, una resolución sin precedentes para modelos globales (ver Anexo A en la página 921 para las resoluciones y orografías). Tiene un alcance temporal de 10 días y 137 niveles en la vertical. La versión de 2016 incluye otras mejoras, como una malla octaedral cúbica (Figura 19.3), para que la resolución útil sea más alta y más uniforme en todo el globo.

El modelo ECHRES está reconocido como uno de los mejores del mundo. En la Figura 19.4 en la página siguiente se muestran dos gráficas comparativas de calidad entre los mejores modelos globales, contrastando las calidades de las predicciones de altura geopotencial en 500 hPa en el hemisferio norte en zonas extratropicales.

Naturaleza espectral del modelo HRES-IFS. La dinámica del modelo HRES-IFS trabaja con ondas atmosféricas en el llamado *espacio espectral*, mientras que sus parametrizaciones físicas trabajan en el *espacio físico*. Mediante *transformaciones de* FOURIER la dinámica y la física intercambian datos entre un espacio y otro. En el espacio espectral hablamos de *número de ondas resuelto* por la dinámica (resolución espectral) y en el espacio físico hablamos usualmente de distancias (resolución nominal u horizontal). La versión de 2016 del modelo HRES-IFS o ECHRES, manteniendo un número de ondas de 1279 en el espacio espectral, pasó de trabajar en una rejilla física *gaussiana reducida N640* a una rejilla física *gaussiana octaedral O1280*. Se denota que ha pasado de $T_L1279/N640$ a $T_{CO}1279/O1280$. En el espacio físico, aumentó su resolución horizontal de 16 a *9 km*, manteniendo sus niveles verticales en 137 y un paso de tiempo de 450 s.

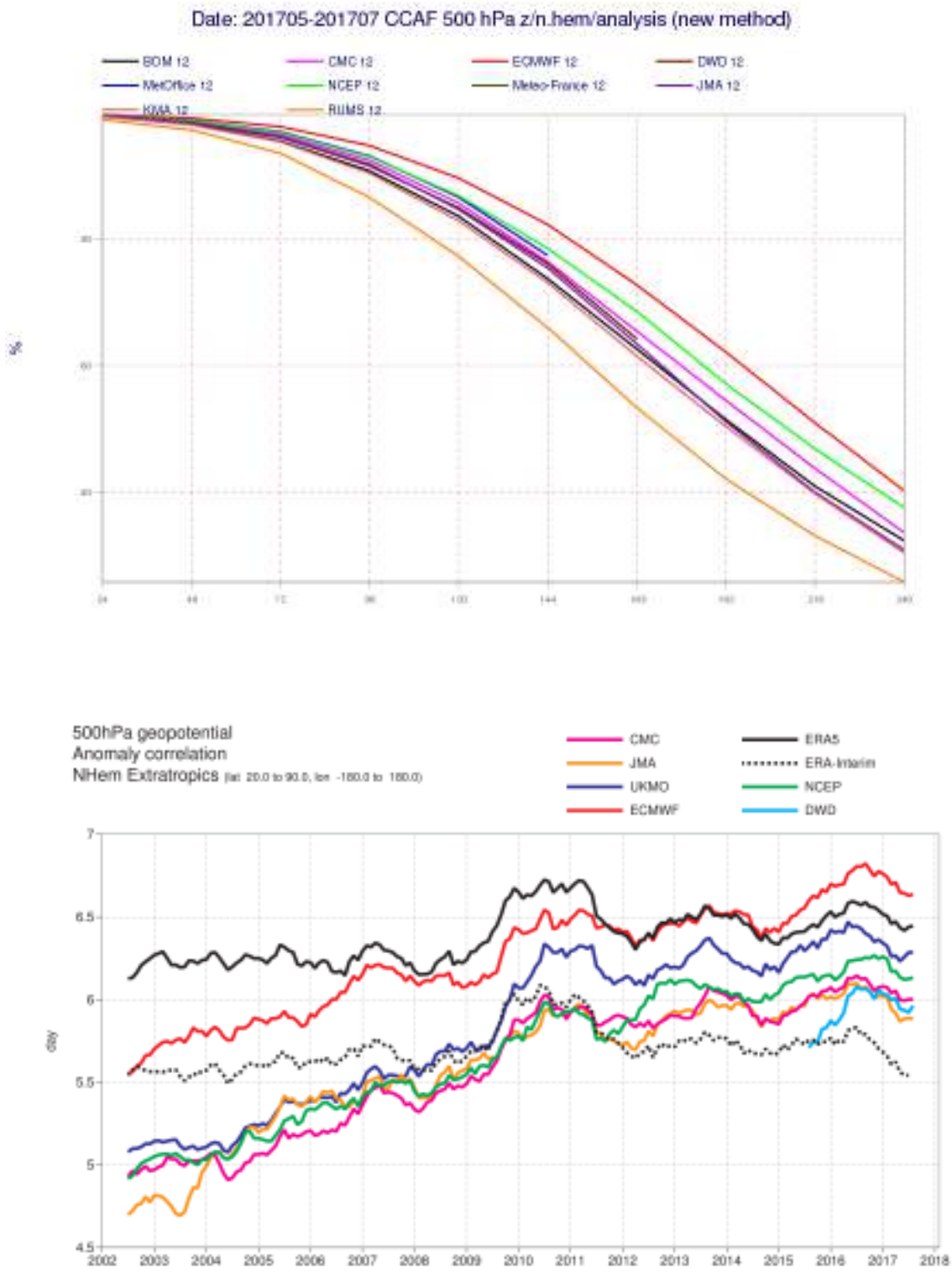


Figura 19.4: Comparativa de calidades de las predicciones de altura geopotencial en 500 hPa en el hemisferio norte para distintos modelos globales. Arriba: decaimiento de la calidad con el alcance predictivo (sec. 15.2.5 en la página 219) en MJJ de 2017. Abajo: serie temporal de límite de predecibilidad (sec. 15.2.5 en la página 219) desde 2002 hasta ahora (2018). Aunque el modelo del Centro Europeo, en rojo, tiende a permanecer en general en las mejores posiciones para latitudes medias y para variables meteorológicas de carácter dinámico como ésta y así se plasma en la figura inferior, en la figura superior el modelo americano del NCEP está algo más cerca del europeo del ECMWF. Si se dibujaran barras de error, las diferencias tendrían una significación más precisa. ECMWF.

Profundizando en la Figura 19.4 en la página anterior, la gráfica superior muestra un promedio en mayo, junio y julio de 2017 del decaimiento de calidad según el alcance predictivo de 24, 48, 72 horas, etc. (sec. 15.2.5 en la página 219), en términos del llamado *coeficiente de correlación de anomalías* (sec. 15.2.3 en la página 217, cuanto más alto, más consistente es la anomalía del modelo con la anomalía de las observaciones). En la gráfica inferior podemos ver una serie temporal de límite de predecibilidad (sec. 15.3 en la página 222, una medida de hasta cuántos días son razonables las predicciones, cuantos más días, mejor), a lo largo de los años 2002 a 2018. Normalmente el ECHRES, en rojo, tiende a permanecer en las mejores posiciones para latitudes medias y para variables meteorológicas de carácter dinámico como es la altura geopotencial. En la figura inferior, ECHRES está en cabeza a lo largo de todo el periodo, con límites de predecibilidad desde 5.5 hasta algo más de 6.5 días. En la figura superior, el modelo europeo del ECMWF también presenta la mejor calidad, pero el americano del NCEP le sigue con una diferencia menos significativa, sobre todo en los primeros y últimos alcances predictivos. Hay que señalar que, para estos resultados, se verifica cada modelo utilizando su propio análisis (e. g. para verificar ECHRES se usa el análisis construido con ECHRES, y para verificar GFS del NCEP se usa el análisis del GFS; si se usara el mismo análisis para todos, saldría beneficiado el modelo correspondiente a ese análisis). Pero, sobre todo, hay que señalar que, para diferentes parámetros y alcances predictivos, modelos de tanta calidad pueden presentar resultados con diferencias en calidad de distintas significaciones.

La *componente de modelización de la circulación atmosférica* incluye, además del modelo HRES, otros elementos como el *sistema de predicción por conjuntos* a medio plazo (hasta 15 días, ECENS, sección 19.3) y extendido (hasta un mes), el sistema de *asimilación* de datos 4DVAR y el *ensemble* de asimilación de datos EDA, la *predicción estacional* y por último las *repredicciones*, que son la base de la *climatología del modelo* (sec. 27.7.1 en la página 425), a partir de la cual y, con el sistema de predicción por conjuntos (sec. 19.3 y cap. 13 en la página 173), podemos obtener indicadores del carácter extremo de los valores previstos, indicadores como el *Extreme Forecast Index*, EFI (sec. 27.7.2), o el *Shift of Tail*, SOT (sec. 27.7.3). Como veremos al hablar de los planes de futuro, la apuesta del ECMWF para la década 2016-2025 por el *sistema de predicción por conjuntos* –que celebraba su 25 aniversario en septiembre de 2017- es inequívoca, apuntando a *describir la variedad de escenarios posibles y la probabilidad de ocurrencia de cada uno*, con el objetivo de aumentar los estándares de calidad y fiabilidad de las predicciones operativas.

Además de esta componente atmosférica, en el Centro Europeo se realiza también *modelización de la circulación oceánica* (NEMO), *modelización del oleaje* (WAVE), así como *reanálisis* atmosférico y de oleaje, que es de enorme interés para el análisis del clima. El Sistema Tierra es un sistema complejo, con diversos componentes que interaccionan mutuamente entre sí, de ahí la importancia de modelizar estos componentes y simular las interacciones entre ellos. El modelo de oleaje está acoplado con el atmosférico para obtener resultados más realistas.

Un sistema de dos supercomputadores sostiene toda la ingente capacidad de cálculo que el IFS requiere. Cada supercomputador consta de más de 8000 computadores conectados. En 2016 se encontraban en las posiciones 47 y 48 del ranking mundial de computación. El Centro de Supercomputación también incluye un *sistema de archivo*, *Meteorological Archival and Retrieval System* (MARS), el mayor archivo meteorológico del mundo, que en junio de 2016 almacenaba más de 100 petabytes y aumentaba unos 120 terabytes cada día. Cuando se visita el centro, es impactante ver a los robots desplazarse con velocidad y precisión para localizar las cintas, respondiendo a las solicitudes de los usuarios. Como mencionaremos más adelante, la estrategia de futuro del Centro Europeo tiene muy presente la *supercomputación* (sec. 11.3 en la página 156).

19.3 El Sistema de Predicción por Conjuntos del ECMWF (ECENS o ENS-IFS)

La formación que el Centro Europeo imparte a sus usuarios incide muy especialmente, desde hace ya años, en el uso e interpretación de los productos del *sistema de predicción por conjuntos*, Ensemble Prediction System, ENS, también denominado ECENS o ENS-IFS [434]. La razón por la que este sistema es ya imprescindible es que sabemos que, por mucho que mejoren los modelos numéricos del tiempo, *las predicciones meteorológicas siempre van a llevar inherente un factor de incertidumbre*. Esto es así, en primer lugar, porque las ecuaciones que se utilizan para simular la atmósfera corresponden a un sistema

físico de los denominados *caóticos*: entre otras propiedades, cualquier cambio, por pequeño que sea, en las condiciones iniciales del sistema se amplifica en el tiempo, llevando a resultados completamente diferentes [79, 82]. Por tanto, como no es posible determinar el estado inicial de la atmósfera con una precisión absoluta (hasta el aleteo de una mariposa lo perturba...), contamos con una fuente de incertidumbre inexorable. A esta se suma una segunda fuente de error, como es la propia limitación de los modelos numéricos que, por muy buenos que sean, solo pueden hacer una simulación aproximada del complejo sistema de procesos atmosféricos. En resumen, son dos los factores que influyen en la calidad de una predicción: la incertidumbre en las condiciones iniciales de la atmósfera y las aproximaciones utilizadas por los modelos para representar los procesos físicos que ocurren en la misma (Figura 19.5). Estos dos factores dan lugar a errores, que se amplifican al avanzar en el alcance temporal de la predicción. Por tanto, puesto que las predicciones llevan una incertidumbre inherente, la predicción moderna consiste no sólo en dar un pronóstico (una única predicción determinista), sino en cuantificar esta incertidumbre. El *sistema de predicción por conjuntos* es la herramienta para estimar el margen de error de nuestra predicción.

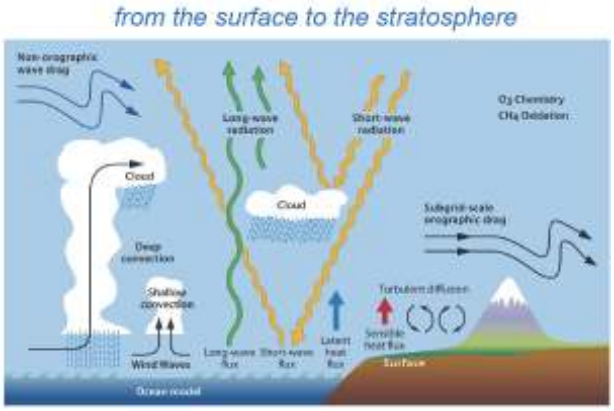


Figura 19.5: Conjunto de procesos físicos que un modelo numérico del tiempo debe parametrizar. ECMWF.

El ENS se hizo plenamente operativo en 1992, y desde entonces ha experimentado mejoras sustanciales en la formulación del modelo, la asimilación de datos y la cuantificación de las incertidumbres. En 2010 se mejoró la simulación de las incertidumbres en las condiciones iniciales con la inclusión de perturbaciones definidas por el método llamado *Ensemble of Data Assimilation*s, EDA [80, 305] y se revisaron a fondo los esquemas usados para simular las incertidumbres de los modelos. El sistema actual consiste en un conjunto de 51 *miembros* que calculan predicciones a partir de condiciones iniciales perturbadas. Estos 51 modelos tienen una resolución menor que el HRES, pues, de lo contrario, las necesidades computacionales serían insostenibles. Los 51 modelos se integran 2 veces al día, con un alcance de hasta 15 días, y una resolución horizontal que es ya de *18 km* (A principios de 2016 era de 32 km hasta el décimo día de alcance, y de 64 km para los últimos 5 días) y con 91 niveles verticales. Existe además una versión *extendida*, el *ENS Extended*, con alcances desde el día 16 al 46 y una resolución horizontal de 36 km. Como veremos, la hoja de ruta hasta 2025 del Centro pasa por continuar mejorando, de manera radical, el ECENS.

Naturaleza espectral del ENS-IFS o ECENS. La versión de 2016 del sistema de predicción por conjuntos, ENS-IFS o ECENS, mantuvo el número de ondas en 639 en el espacio espectral y pasó de trabajar en una rejilla física *gaussiana reducida N320* a una rejilla física *gaussiana octaedral O640*, lo que se denota como que ha pasado de $T_L639/N320$ a $T_{CO}639/O640$. En el espacio físico su resolución horizontal ha pasado de 32 km a 18 km. Sus niveles verticales se mantuvieron en 91 y el paso de tiempo en 720 s.

El ECENS representa la incertidumbre en las condiciones iniciales mediante un conjunto de 51 modelos (el de control, que es la versión de menor resolución del HRES, y 50 modelos perturbados), cada uno de ellos con condiciones iniciales similares, pero no idénticas, que permiten representar el estado inicial de la atmósfera lo mejor posible. Las primeras configuraciones del ENS asumían que la incertidumbre en el pronóstico estaba dominada por el error o la incertidumbre en las condiciones iniciales [266]. Algunos estudios habían demostrado que, cuando dos modelos difieren en sus pronósticos, eran las diferencias en el análisis inicial, más que las diferencias en la formulación de los modelos, lo que resultaba crítico para explicar los distintos resultados. Estudios posteriores demostraron que los errores aleatorios de los modelos debidos a las parametrizaciones físicas y los efectos de los procesos de escala inferior a la del *grid* (la *malla* de puntos del modelo) también afectaban a la calidad del pronóstico. En noviembre de 2010 se introdujeron en el ENS dos esquemas que representan estas incertidumbres del modelo: el esquema *Stochastically Perturbed Parameterization Tendencies*, SPPT [81, 471] y el esquema *Stochastic Kinetic Energy Backscatter*, SKEB [45, 560]. Las parametrizaciones estocásticas usadas

en el ECMWF tienen un importante impacto positivo en la calidad de la predicción [563].

Al principio, la técnica usada para realizar las perturbaciones iniciales al modelo era la denominada *Vectores Singulares*, de acuerdo con los trabajos de LORENZ [382] y FARRELL [188], quienes demostraron que este tipo de perturbaciones dominan la dinámica del sistema en intervalos de tiempo finitos. Más tarde, el sistema EDA [305], se ha unido a los vectores singulares, trabajando conjuntamente en la actualidad con ambas técnicas para generar las perturbaciones iniciales [80, 367].

El sistema EDA perturba con *ruido estocástico* los valores iniciales procedentes de las observaciones. La varianza de las perturbaciones viene dada por la varianza estimada del error de las observaciones que se usa en la asimilación de datos. Adicionalmente, las incertidumbres del modelo se representan en el EDA usando el esquema SPPT. Los miembros del EDA son producto de la perturbación de todas las observaciones y del campo de temperatura de la superficie del mar, usando el esquema SPPT que perturba la tendencia de todos los procesos físicos parametrizados, de modo que simula un error aleatorio del modelo. Si todas las fuentes de error relevantes estuvieran bien representadas en el EDA, este sistema debería facilitar una muestra fiable de la distribución de las incertidumbres iniciales. No obstante, los experimentos de predicción llevados a cabo usando solo las perturbaciones iniciales EDA no han podido representar correctamente todas las fuentes de incertidumbre. Por tanto, se propuso [80] una aproximación híbrida al problema, combinando las perturbaciones EDA y las de los *Vectores Singulares*. Las perturbaciones EDA representan los errores que se han desarrollado en el pasado, mientras que las basadas en los Vectores Singulares representan las estructuras que pueden dominar el error en el futuro, aproximadamente del día 2 en adelante.

Como salida del ECENS, en lugar de tener una predicción, tenemos 51, llamadas *miembros*, que nos muestran un abanico de escenarios atmosféricos plausibles. Cuando la dispersión de los pronósticos es pequeña, y es razonablemente consistente con la determinista de mayor resolución, entonces sabemos que la *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163) es grande. En cambio, una gran dispersión de los resultados nos indicará que la incertidumbre es muy alta, y una inconsistencia con el modelo determinista de mayor resolución nos indica que la resolución juega un papel crítico y por tanto debemos mirar el ENS con precaución (ver Figura 19.6). La proporción de miembros del *ensemble* que prevé unas condiciones determinadas, indica la probabilidad de que ocurra. Estos aspectos se describen en profundidad y detalle en el capítulo 27 y también en la Guía de usuarios de los productos del ECMWF [492].

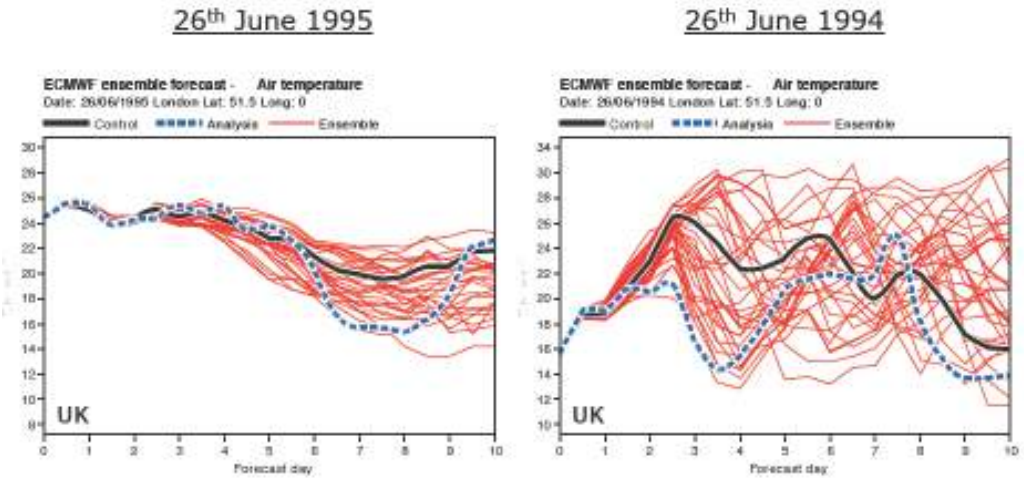


Figura 19.6: Predecibilidad dependiente del flujo: predicciones de temperatura para Londres en dos episodios de distinta predecibilidad. Se muestran los 51 miembros en rojo y negro y los valores observados en azul. Cuando las predicciones de los distintos miembros se parecen más (izquierda), hay menos dispersión y la atmósfera es más predecible. Por el contrario, cuando la dispersión es mayor (derecha), hay más incertidumbre en el pronóstico. ECMWF.

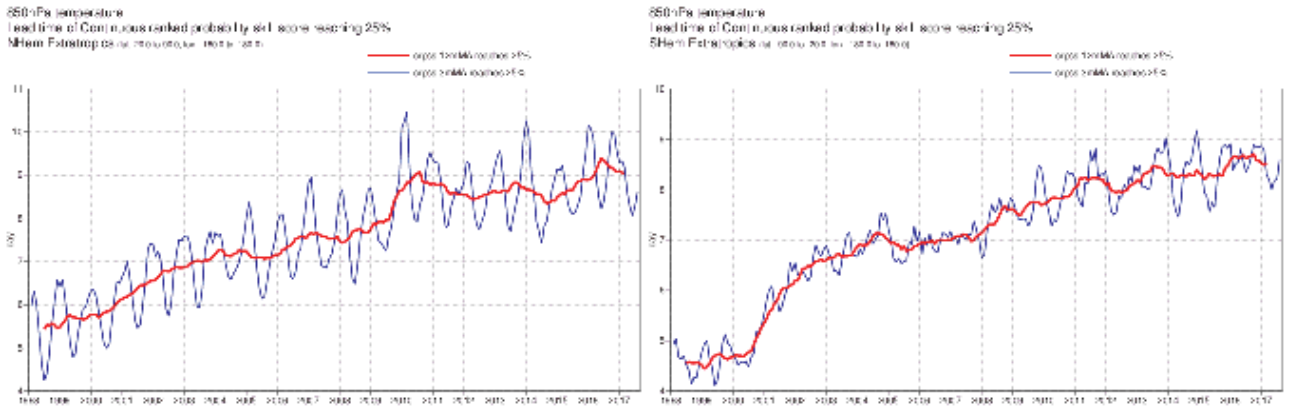


Figura 19.7: Evolución con el tiempo de la calidad del modelo en zonas extratropicales, a la izquierda en el hemisferio norte y la derecha en el sur. Ver texto. ECMWF.

Los resultados de los 51 miembros del ENS se pueden mostrar uno a uno (51 *sellos*), pero normalmente se trabaja con una variedad de productos derivados: escenarios agrupados (*clusters* o *grupos*, y *supergrupos*), mapas de probabilidad (por ejemplo, los mapas de probabilidad de precipitación de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)), meteogramas, media del ensemble y dispersión, índice EFI (*Extreme Forecast Index*), etc.

Para evaluar la calidad de los sistemas de predicción por conjuntos, un indicador habitualmente utilizado es el CRPSS (*Continuous Ranked Probability Skill Score*, sec 15.9.9 en la página 238). Este índice evalúa la función de distribución acumulada del pronóstico frente a un sistema de referencia no calificado, es decir, aquel que no presenta pericia, habilidad o destreza (en inglés, *skill*, sec. 15.2.4 en la página 218) como es el reanálisis basado en la climatología del modelo, ERA-Interim [277]. La Figura 19.7 muestra, para cada mes, el alcance de la predicción (eje vertical) para el cual la media móvil de 3 meses (línea azul) o la media móvil de 12 meses (línea roja) -centradas en este mes- del CRPSS, aplicado a la predicción de temperatura a 850hPa del ECENS, cae por debajo del 25 %. Este umbral se considera apropiado por el subgrupo de verificación del Comité Asesor Técnico del ECMWF y viene a señalar el límite de predecibilidad u horizonte de predicción razonable o, dicho con terminología común, *«hasta cuántos días son fiables las predicciones»*. Por ejemplo, durante 2010, en periodos de 3 meses-línea azul- se alcanzó el horizonte de 10 días en el Hemisferio Norte (HN) y el de 8 días en el Hemisferio Sur (HS) pero, en el año 2010 en conjunto-línea roja- se alcanzó el de 9 días en el HN y casi el de 8 días en el HS. La tendencia muestra una continua mejora, con registros particularmente altos en el año 2010, que fue un año dominado por una NAO (North Atlantic Oscillation, ver sec. 29.2.2 en la página 491) fuerte, que contribuyó a aumentar la predecibilidad de la atmósfera en los extratrópicos. Es interesante señalar que en 2016 el CRPSS alcanzó niveles similares a los de 2010, a pesar de que no se dio una NAO intensa.

La Figura 19.8 en la página siguiente evidencia claramente la mejoría que supone el ENS (y son datos con la versión de 2014, de peor resolución que la actual) para la predicción a medio plazo. En este contexto, parece evidente que las predicciones modernas deben abandonar el lenguaje determinista para pasar a informar de cuáles son los escenarios posibles y cuáles las probabilidades, pues de este modo aumenta el valor relativo del uso del sistema predictivo y se facilita al usuario la posibilidad de tomar mejores decisiones. Como no siempre resulta intuitiva la mejora para el usuario que supone una predicción probabilista, durante los cursos formativos hay oportunidad de comprobar la utilidad de este tipo de información mediante juegos en los que los alumnos toman decisiones e «invierten» el capital que el Centro les facilita (¡en moneda ficticia!) en función de la información sobre la probabilidad de que un cierto riesgo meteorológico ocurra.

La estimación de la incertidumbre asociada a los análisis y a los pronósticos es todavía un desafío para la evolución de la predicción por conjuntos. La introducción de modelos del sistema climático o sistema Tierra aumentará la complejidad de los sistemas de predicción y será necesario investigar en la formulación de los errores del modelo, de modo que representen mejor la incertidumbre asociada a los procesos físicos y su evolución en las escalas temporal y espacial. Además, para mejorar la precisión de los pronósticos de fenómenos de alto impacto, serán necesarios sistemas

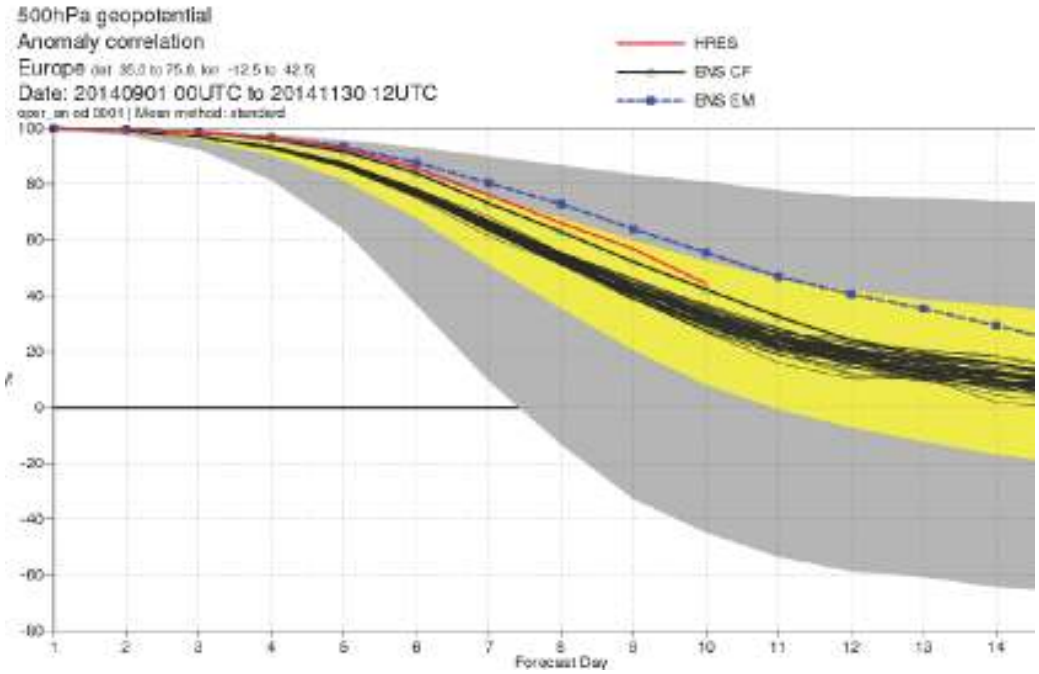


Figura 19.8: Verificación de resultados de la predicción de geopotencial en 500 hPa para Europa por los 51 miembros del ENS (líneas negras), por la media de los 51 miembros (línea azul) y por el modelo de alta resolución (línea roja). La media del ensemble es claramente mejor que el HRES a partir del cuarto o quinto día. ECMWF.

de predicción por conjuntos de alta resolución horizontal y vertical. El Centro Europeo pretende integrar un ensemble de alta resolución, con una resolución horizontal de unos 5 km hasta un alcance de dos semanas, para 2025. Aumentar la resolución también implica mejorar la capacidad de asimilar observaciones diversas de manera más eficaz. Esto supone un gran desafío que implicará investigar y revisar toda la cadena de predicción para ganar en eficiencia computacional.

19.4 Proyectos: Plan estratégico 2016-2025 del ECMWF, la hoja de ruta hasta 2025

El ECMWF ha hecho públicos sus objetivos estratégicos hasta 2025 -por supuesto, en la línea de proveer los pronósticos necesarios para contribuir a salvar vidas, proteger infraestructuras y promover el desarrollo económico- y los resume en:

- *Investigación* para desarrollar un *modelo global integrado del sistema climático* (o sistema Tierra) con vistas a mejorar la fiabilidad de los pronósticos para plazos de *hasta un año*. Esto implica enfrentarse a los problemas más difíciles de la predicción numérica, como el bajo nivel de acierto actual para los pronósticos a un mes de plazo en Europa.
- Basar los análisis y predicciones operativos en el *sistema de predicción por conjuntos* (Figura 19.9), que describe la variedad de escenarios posibles y la probabilidad de ocurrencia de cada uno, y aumenta los estándares de calidad y fiabilidad de las predicciones operativas. Si actualmente las predicciones a medio plazo son acertadas, en promedio, hasta una semana de plazo, para 2025 el objetivo es conseguir que las predicciones por conjuntos sean acertadas, para fenómenos de alto impacto, hasta con *dos semanas* de antelación. También se prevé desarrollar un enfoque *sin costuras* (*seamless*) -también denominado *sin discontinuidades*- orientado a predecir estructuras de gran escala y cambios de régimen hasta con *cuatro semanas* de antelación, y anomalías de escala global hasta con *un año* de antelación.

El Centro Europeo basa su estrategia para los próximos diez años en los grandes avances ya realizados en asimilación de datos, desarrollo de modelos, estimación de la incertidumbre y acoplamiento de los componentes del sistema climático (o sistema Tierra), junto con el abordaje de grandes desafíos computacionales tales como el *big data* (sec. 11.6 en la página 159) y la eficiencia computacional, con el resultado esperado

de un gran salto en la predicción numérica.

La estrategia del ECMWF en cuanto a supercomputación se resume en dos aspectos:

- *Escalabilidad de los códigos*, para hacer un uso eficiente de la capacidad de computación.
- *Instalaciones de alto rendimiento*, que permitan la innovación, de manera energéticamente eficiente y medioambientalmente sostenible (Figura 19.10).

Figura 19.9: ENS. Ilustración del folleto informativo Fact sheet: Ensemble weather forecasting *disponible en el web del Centro Europeo. La apuesta por la predicción probabilista es uno de los pilares de la estrategia del ECMWF. Imagen: web del ECMWF.*

En palabras de presidente del consejo del Centro Europeo, GERHARD ADRIAN, las bases de la estrategia se pueden resumir en dos palabras: ***más colaboración***. La colaboración es el secreto del éxito seguramente en cualquier cosa, pero sin duda lo es en predicción meteorológica, y el Centro Europeo es un magnífico ejemplo de *colaboración* entre los 34 países miembros y asociados, *colaboración* entre la plantilla del centro -de unos 30 países distintos-, *colaboración* con expertos internacionales de todo el mundo, *colaboración* con variopintas instituciones y organismos...

- La colaboración con universidades y organismos de investigación se concreta en el programa *OpenIFS*, una reciente versión del modelo del ECMWF disponible para investigación y formación.
- La colaboración con EUMETSAT (Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos) la ESA (Agencia Espacial Europea) y otras agencias espaciales sigue siendo estratégica, tanto para sacar el mayor partido de las crecientes observaciones por satélite como para asegurar el mayor provecho de las inversiones realizadas por los países en los programas satelitales.
- La colaboración con la OMM (Organización Meteorológica Mundial) redunda en el acceso de los países menos desarrollados a datos críticos para la protección de las poblaciones.
- La colaboración con la Unión Europea se traduce en becas de investigación en áreas como la escalabilidad (sec. 11.5 en la página 159) de los modelos o la predicción estacional, y también en la operación de los servicios del programa *Copernicus* (el programa de la Comisión Europea para la observación de la Tierra) relacionados con el cambio climático y con la vigilancia de la atmósfera.

Además, la estrategia 2016-2025 apuesta por la permanencia del ECMWF en las instituciones y las redes europeas y mundiales, y por la apertura a nuevas oportunidades.

Figura 19.10: En junio de 2016, el consejo del Centro aprobó la propuesta de Italia de acoger en Bolonia el nuevo Centro de Datos del ECMWF. La sede principal del Centro permanecerá en Reading. El nuevo centro está previsto para 2019. Imagen: galería Flickr del ECMWF.

19.5 Participación española

España es miembro del Centro Europeo desde su fundación en 1975. En 2016 había 15 españoles empleados en el Centro (del orden del 4 % del personal), de diversa formación y experiencia previa, en meteorología o en otros campos. En el sitio web del Centro se puede encontrar detallada información sobre el trabajo en el ECMWF, las ofertas concretas, las condiciones de trabajo, los valores de la organización («aptitud, profesionalidad, honestidad, integridad, transparencia, trato justo y equitativo, espíritu de equipo y respeto mutuo [...] Se espera del personal del ECMWF que contribuya a una cultura de trabajo donde la honestidad y la integridad prevalecen»). En el apartado «What our staff say» del web podemos conocer algunas impresiones de XAVIER ABELLÁN, analista

en el Departamento de Predicción, con experiencia previa en el BSC (Barcelona Supercomputing Center): «encuentro especialmente gratificante ayudar a los usuarios a resolver sus problemas y aprovechar al máximo los recursos del Centro».

La contribución de España al presupuesto del Centro para 2017 es del 7,53 %, lo que se traduce en 3 273 000 libras esterlinas. El Centro Europeo se financia principalmente en base a las aportaciones de sus miembros, de acuerdo con una escala basada en el PIB de cada país, pero una parte significativa de su presupuesto proviene de la venta de datos y productos y, sobre todo, de proyectos con financiación externa. En 2016, el presupuesto total del Centro Europeo fue de casi 87 M de libras esterlinas, de las que algo más de 43 M fueron aportados por los países miembros y cooperantes. (Datos del informe financiero de 2016 disponible en la web del ECMWF).

19.6 Participación femenina

En 2016, para celebrar el Día Internacional de la Mujer, 8 de marzo, el ECMWF fue anfitrión de la Royal Meteorological Society para celebrar la contribución femenina en meteorología y climatología, donde tuvo lugar un debate sobre la brecha de género en la ciencia. Las mujeres solo suponen un tercio del total de empleados en los servicios meteorológicos nacionales, y tan sólo el 19 % de los empleados de nivel superior. En el Centro Europeo, las mujeres han pasado de ser el 14 % en 1979 al 26 % en 2016 (datos del informe anual de 2016 en el web del ECMWF). Como cabría esperar, no es un porcentaje muy distinto de la pobre media de los servicios meteorológicos, sin embargo, es destacable que la nueva (desde enero de 2016) Directora General del Centro es una mujer, la francesa FLORENCE RABIER. En la Figura 19.12 podemos ver a buena parte de esta representación.

19.7 Epílogo

Figura 19.11: Centro de Reading. El Centro Europeo se encuentra lejos de este punto, en una zona residencial de las afueras. Foto: DELIA GUTIÉRREZ.

La apacible ciudad de Reading (Figura 19.11) alberga desde 1975 uno de esos lugares donde el prodigio de la inteligencia y el conocimiento se suman al de la colaboración y el entendimiento para dar los mejores resultados, en beneficio de todos. Los científicos del tiempo han conseguido una atmósfera de trabajo multicultural, abierta y creativa (y suficientemente financiada), que algún viento debería extender por todo el continente.

Figura 19.12: Empleadas del Centro Europeo. Foto: web del ECMWF.

El consorcio HIRLAM y el SPC GLAMEPS

20

GEMA MORALES MARTÍN
Área de Modelización, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), AEMET

Individualmente, somos una gota. Juntos, somos un océano.

Ryunosuke Satoro – ESCRITOR JAPONÉS,

El desarrollo y mantenimiento de los modelos numéricos de predicción del tiempo es tremendamente complejo, razón por la que han ido surgiendo grandes colaboraciones internacionales para tal fin. Un ejemplo de esta colaboración es el Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (ECMWF, cap. 19 en la página 295), enfocado en modelos globales, ligados al medio plazo. Otro tipo de colaboración se consigue formando consorcios, modalidad en la que los distintos servicios meteorológicos aportan recursos económicos y de personal, se suele trabajar de forma distribuida en los distintos países y se enfoca más bien en modelos regionales o de área limitada, ligados al corto y muy corto plazo. AEMET forma parte del consorcio HIRLAM, consorcio pionero nacido en 1985, que tiene una colaboración muy estrecha con el consorcio ALADIN. Fruto de esta colaboración resulta el *Sistema compartido ALADIN-HIRLAM* dentro del cual HARMONIE-AROME es una configuración (llamada a veces *modelo* por sencillez). GLAMEPS, SPC de escala sinóptica, fue el primer SPC fruto de la misma colaboración HIRLAM-ALADIN, con una importante participación española. Presentamos en este capítulo el panorama de HIRLAM, comentando brevemente sobre otros consorcios europeos, así como el SPC sinóptico GLAMEPS, primer SPC paneuropeo.

Palabras clave: High-Resolution Limited-Area Model (HIRLAM), modelo HIRLAM, modelo HARMONIE, consorcio HIRLAM, consorcio ALADIN, consorcio COSMO, consorcio LACE, SPC GLAMEPS, Harmon-EPS.

Imagen parte superior: Parte superior de nubes cumuliformes en crecimiento, con bellas tonalidades azules. Fotografía de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

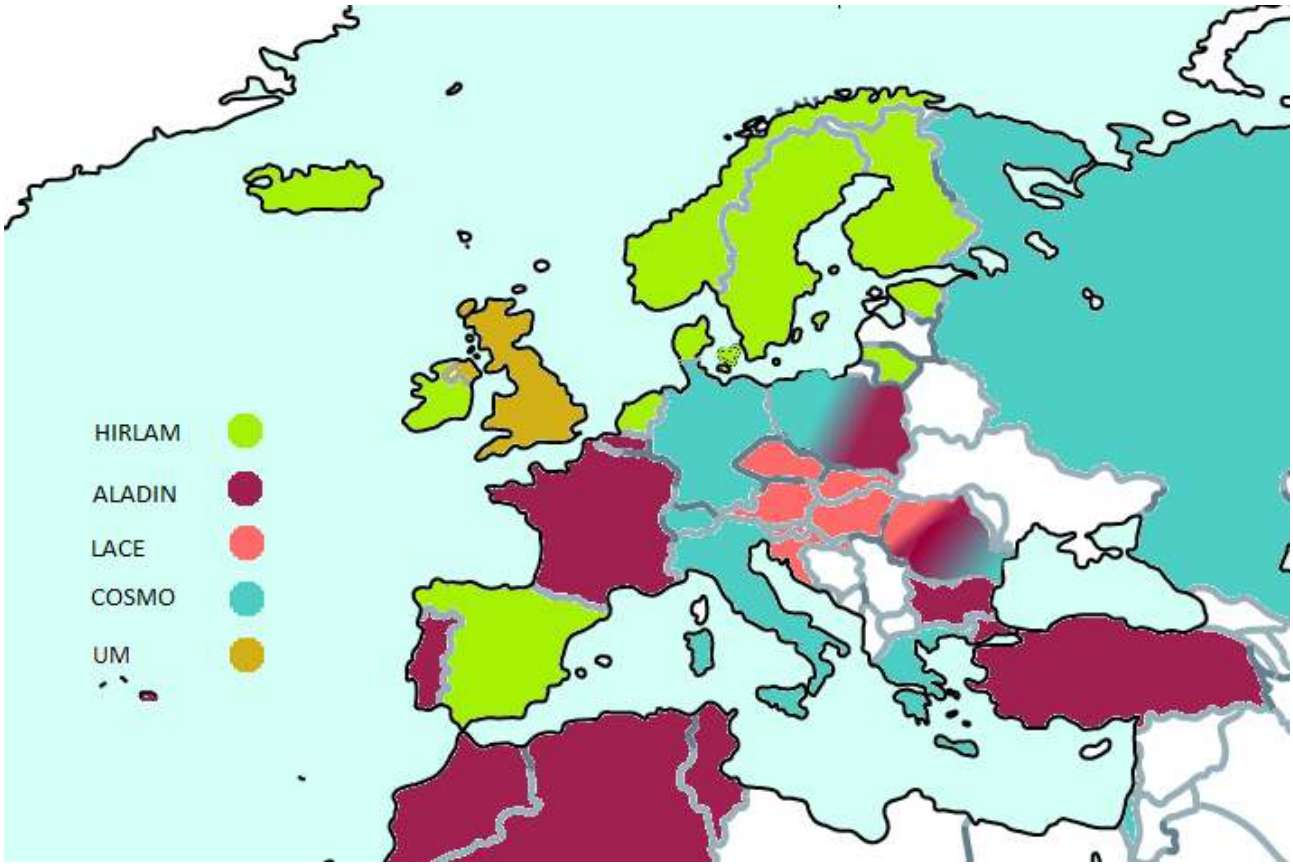


Figura 20.1: Mapa de los consorcios meteorológicos. HIRLAM.

20.1 El consorcio HIRLAM y otras agrupaciones europeas

Los primeros modelos utilizados en meteorología fueron los de escala global. Es decir, modelos que representaban la atmósfera a escala planetaria y con una resolución espacio-temporal de los procesos bastante pobre. Un aumento de esta resolución y, por tanto, una mejor descripción de los fenómenos más pequeños, siempre supone un coste computacional mayor. Por ello, la mejora de los modelos globales siempre ha ido emparejada con el avance en la capacidad de cálculo de los ordenadores. Otra manera de incrementar la resolución de un modelo sin necesidad de aumentar el rendimiento de un ordenador sería disminuir el área de integración. Así surgió la idea de utilizar modelos de área limitada, los cuales necesitan de un enfoque diferente y más complejo que un modelo global.

Desde un primer momento, todos los Servicios Meteorológicos Nacionales en Europa tuvieron constancia del esfuerzo que iba a suponer el desarrollo no solo del modelo atmosférico en sí mismo, si no de un sistema de predicción completo para su uso operativo en meteorología. Conscientes de este hecho, los institutos europeos crearon distintas alianzas internacionales entre ellos con el fin de colaborar en el desarrollo de un sistema común de predicción orientado al corto y muy corto plazo.

El consorcio HIRLAM (High-Resolution Limited-Area Model, http://www.hirlam.org/) fue el primero que surgió, en el año 1985, para dotar a sus países miembros de un sistema de predicción numérica de área limitada. Inicialmente estaba constituido por tres países: Finlandia, Noruega y Suecia. En enero de 1990, el servicio meteorológico finlandés fue el primer instituto que puso en marcha de forma operativa el modelo HIRLAM. Aunque habitualmente nos referimos al modelo HIRLAM, no hablamos exclusivamente de las ecuaciones físico-matemáticas que describen a la atmósfera en su conjunto. Sería más correcto hablar del sistema HIRLAM, que además del código con las ecuaciones, está constituido por un complejo sistema de directivas que controlan la ejecución del modelo, herramientas adicionales que preparan las fuentes iniciales que lo alimentan, e. g. observaciones, condiciones iniciales (CCII), etc. y que generan productos posprocesados a partir de las variables de diagnóstico del modelo.

Las actividades del grupo HIRLAM se extendieron

en el tiempo, organizando las tareas a desarrollar en forma de proyectos que durarían un par de años cada uno. Desde el año 2006, los miembros del consorcio decidieron continuar su colaboración pero con programas de cinco años de duración donde se establecen claramente cuáles son los objetivos a alcanzar al finalizar cada uno de ellos: HIRLAM-A (2006-2010), HIRLAM-B (2010-2015), HIRLAM-C (2016-2020). A lo largo de las últimas tres décadas de existencia del consorcio se fueron uniendo otros países europeos, siendo diez los que actualmente usan de forma operativa el mismo sistema para la predicción a corto plazo: Dinamarca, España, Estonia, Finlandia, Holanda, Islandia, Irlanda, Lituania, Noruega y Suecia.

Existen alianzas similares que aglutinan otros países europeos y a las que a lo largo de su historia poco a poco se les fueron uniendo los distintos servicios meteorológicos. Se ilustran los diferentes consorcios en la Figura 20.1. Hoy en día están constituidos por:

- COSMO (Consortium for Small-scale Modelling, http://www.cosmo-model.org), compuesto actualmente por Alemania, Grecia, Israel, Italia, Polonia, Rumanía, Rusia y Suiza.
- RC LACE (Regional Centre for Limited Area modelling in Central Europe, http://www.rclace.eu), formado por Austria, Croacia, Eslovaquia, Eslovenia, Hungría, República Checa y Rumanía.

Finalmente, el Reino Unido utiliza su propio modelo denominado Unified Model (http://www.metoffice.gov.uk), que corre en distintas configuraciones de forma operativa en su servicio meteorológico.

En 1990, Météo-France, que ya disponía del modelo de escala global ARPEGE, propone a los miembros del consorcio RC LACE colaborar estrechamente para transformar el modelo ARPEGE en uno de área limitada. Un año más tarde, se formaliza esta colaboración conjunta siendo la génesis de lo que se conoce como el consorcio ALADIN (Aire Limitee Adaptation Dynamique Developpement International). A este nuevo grupo se le fueron uniendo más países, y no solo de Europa, estando formado actualmente por dieciséis miembros: Francia, República Checa, Hungría, Rumanía, Austria, Polonia, Bulgaria, Eslovaquia, Eslovenia, Marruecos, Croacia, Bélgica, Portugal, Túnez, Argelia y Turquía.

Pese a las fronteras, el intercambio de conocimientos entre los científicos y desarrolladores de los diferentes consorcios ha sido una constante a lo largo de la historia de la modelización. En los últimos años, los grupos HIRLAM y ALADIN han ido incrementando progresivamente la cooperación entre ellos, formalizando en diciembre de 2005 dicha colaboración. El objetivo del trabajo conjunto sigue siendo el mismo que cada uno de ellos perseguía por separado. Por un lado, mejorar la modelización numérica de los procesos atmosféricos usando sistemas regionales de mayor resolución espacio-temporal, con especial énfasis en la detección y pronóstico de fenómenos severos. Y, por otro lado, desarrollar sistemas eficientes de predicción meteorológica que se puedan usar de manera óptima en los distintos servicios meteorológicos. Fruto de esta acción conjunta surgió el sistema de predicción HARMONIE (HIRLAM-ALADIN Research on Meso-scale Operational NWP in Euromed), que constituye a día de la presente publicación uno de los sistemas operativos más sofisticados a nivel mundial. HARMONIE permite distintas configuraciones de uso y dentro de la comunidad HIRLAM la opción preferente es la conocida como HARMONIE-AROME. Esta es la versión del modelo no hidrostática, que resuelve explícitamente la convección (ya no está parametrizada) y que permite resoluciones del orden de 1 km en su operatividad. Este modelo actualmente se utiliza de forma determinista, como modelo de predicción de área limitada, además de su uso en su versión de predicción por conjuntos. También existe la opción de correr el modelo de forma climática y, actualmente, existe una línea de desarrollo que incluye la integración de los procesos meteorológicos con la química atmosférica (aerosoles, contaminantes, etc.)

Existe el compromiso de que para el año 2020, ambos consorcios se fusionen en uno solo y doten de un único sistema común de predicción para ser usado en los 26 países.

Tipo	Superensemble multimodelo con desfase temporal
Modelos/Física	Hirlam STRACO, Hirlam Kain/Fritsch, Alaro SURFEX, Alaro ISBA
Tamaño	54 miembros
Subensembles	4 x (1+12) miembros
Pasadas	4 diarias: 00, 06, 12, 18 UTC
Alcances	Hasta T+54 h
Resolución horizontal	7.5 km (5 km en v3)
Dominio	Pan-europeo
CCII y contorno	ECENS (*downscaling*)

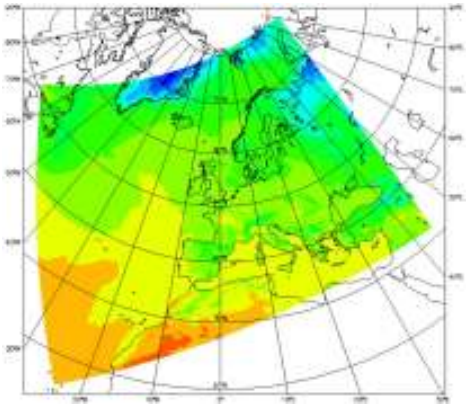


Tabla 20.1: Tabla resumen de características del SPC GLAMEPSv2.

20.2 GLAMEPS

El Gran Sistema de Predicción por Conjuntos de Modelos de Área Limitada, Grand Limited Area Model Ensemble Prediction System, GLAMEPS [307], es un proyecto conjunto de los consorcios HIRLAM y ALADIN. Se trata de un Sistema de Predicción por Conjuntos, SPC (cap. 13 en la página 173) paneuropeo por su dominio, siendo el primer SPC de área limitada en cubrir el continente europeo por completo. El proyecto comenzó en 2006 y participan o han participado numerosos países entre los que pueden destacarse Noruega, Dinamarca, España, Suecia, Bélgica, Holanda, Hungría e Irlanda. La versión operativa en 2017 es GLAMEPSv2, aunque está funcionando en paralelo la versión GLAMEPSv3, que se ha desarrollado por el Grupo de Predecibilidad del proyecto HIRLAM. En ese proyecto se viene desarrollando desde hace años una plataforma para poner en funcionamiento SPC de mesoescala en dominios nacionales, plataforma que se denomina Harmon-EPS. La Tabla 20.1 ofrece un resumen básico de las características de GLAMEPS.

20.2.1 Configuración

Instalación. GLAMEPS funciona en las plataformas de supercomputación del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio, European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF (sec. 19.4 en la página 303), en una modalidad de aplicación llamada *Time-Critical Facility* que se caracteriza, entre otras ventajas, por estar mantenida por personal del centro de proceso de datos del ECMWF. GLAMEPS utiliza el SPC del ECMWF, ECENS (sec. 19.3 en la página 299), tradicionalmente llamado EPS en Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y denominado ENS-IFS en el ECMWF, como condiciones iniciales y de contorno.

Naturaleza. En su etapa de madurez, GLAMEPS es un superensemble multimodelo de 4+48 miembros, con 4 miembros de control más 48 miembros perturbados, incluyendo desfase temporal o *lagging* (sec. 13.5.2 en la página 182), técnica especial descrita también más adelante, en la mitad de los miembros perturbados. GLAMEPSv2 se lanza en 4 ciclos o pasadas por día, 00, 06, 12 y 18 UTC, donde cada pasada consiste en un superensemble de 4+24 miembros. Para ser precisos, cada pasada consta exactamente de 4 ensembles de 1+6 miembros cada uno. La configuración de miembros está preparada para que 2 pasadas consecutivas constituyan un superensemble de 4+48 miembros.

Modelos. GLAMEPSv2 se compone de los modelos descritos en la Tabla 20.2. La etiqueta *000* se refiere a miembro de control. La numeración de los miembros coincide con la numeración interna de los 1+50 miembros del ECENS y los LAM de GLAMEPS utilizan los miembros respectivos del ECENS como condiciones iniciales y de contorno. Por tanto, GLAMEPS es un *downscaling* (sec. 10.1 en la página 138) del ECENS. Todos los miembros tienen su propio ciclo de asimilación en superficie y los miembros de control realizan 3DVAR (sec. 16.2.3 en la página 253) para análisis en altura. Los HIRLAM llevan física estocástica y perturbaciones de las observaciones de superficie. Los miembros de control hacen 3DVAR (ver sec. 16.6 en la página 253).

Acrónimo	Modelo	Contribución miembros
HirEPS_S	Hirlam STRACO	000, 001 - 006, 007 - 012
HirEPS_K	Hirlam K/F	000, 013 - 018, 019 - 024
AloEPS_S	Alaro SURFEX	000, 025 - 030, 031 - 036
AloEPS_I	Alaro ISBA	000, 037 - 042, 043 – 048

Tabla 20.2: Modelos integrantes de GLAMEPSv2.

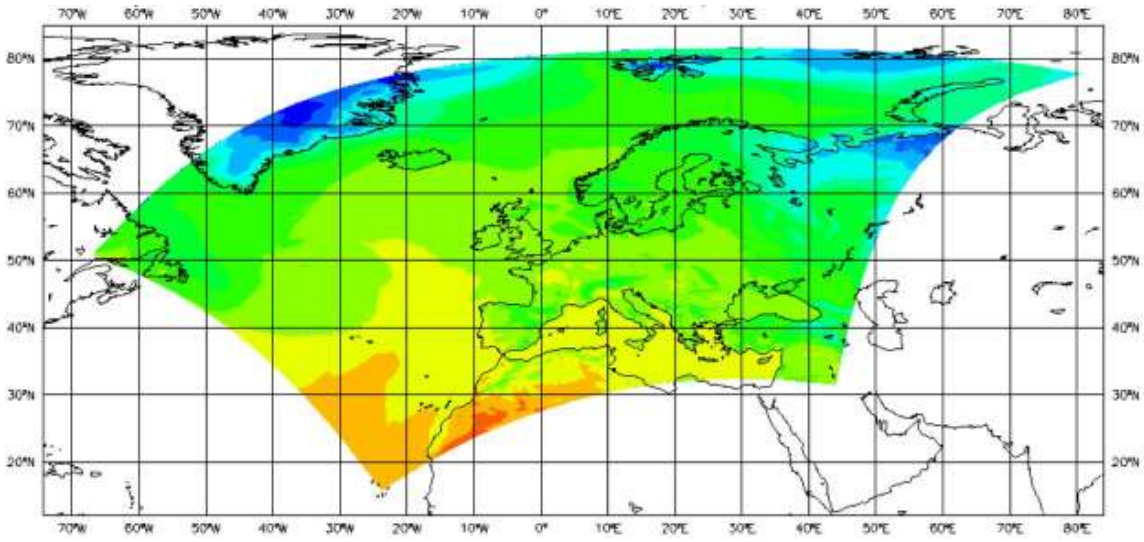


Figura 20.2: Dominio Pan-europeo de GLAMEPSv2 en proyección cilíndrica.

Dominio. El dominio de GLAMEPSv2 es *paneuropeo*, abarcando en diagonal holgadamente desde las islas Canarias (gracias a nuestra participación en el proyecto, de otro modo se habría desconsiderado) hasta las islas Svalbard y desde Terranova hasta Oriente Medio. Queda ilustrado en dos proyecciones distintas en la Tabla 20.1 en la página anterior (figura interior) y en la Figura 20.2.

Malla. En el caso de los modelos HIRLAM se trata de una malla rotada latitud-longitud (*latlon* rotada) para minimizar el impacto de la variabilidad del tamaño de celda con la latitud. El polo sur se sitúa en (-46, 30). En el caso de los ALARO se trata de una rejilla *lambert* conforme con 7.5 km de resolución natural. El número de puntos en la malla es 388 x 242 = 93 896

Resolución. Horizontal: 0,075º × 0,075º en la rejilla natural de HIRLAM y 7.5 km en la rejilla natural de ALARO. Vertical: 60 niveles híbridos.

Pasada	**Miembros perturbados**			
	HirEPS_S	HirEPS_K	AloEPS_S	AloEPS_I
00	001 - 006	013 - 018	025 - 030	037 - 042
06	007 - 012	019 - 024	031 - 036	043 - 048

Tabla 20.3: Distribución de miembros perturbados para las distintas pasadas de un día en GLAMEPSv2.

Construcción de las pasadas (*Cycling*). GLAMEPSv2 no ejecuta todos los miembros en cada pasada, como se hacía en GLAMEPSv1. En GLAMEPSv2 los miembros perturbados están separados en dos grupos, que se lanzan alternativamente en las pasadas 00, 12 ó 06, 18 UTC. La Tabla 20.3 muestra la distribución de miembros perturbados para las distintas pasadas de un día. Los miembros (no perturbados) de control para cada uno de los 4 modelos, miembros identificados con la etiqueta 000, se lanzan en cada pasada.

Esta configuración conduce a un superensemble completo cuando se combinan los miembros perturbados de dos pasadas consecutivas, y se añaden los miembros de control de la pasada más reciente, según ilustra la Figura 20.3. De este modo, GLAMEPS es capaz de proporcionar predicciones (productos) probabilistas cada 6 horas, a la vez que optimiza el uso de los recursos computacionales.

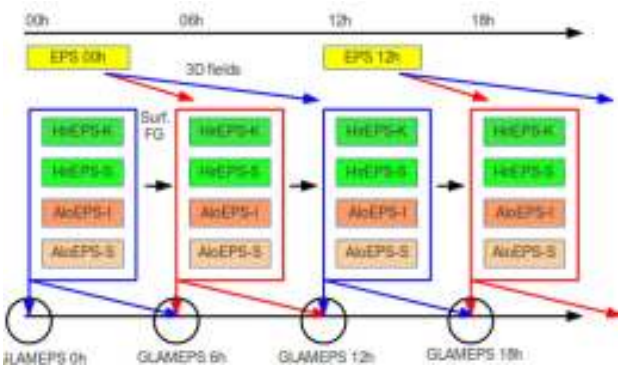


Figura 20.3: Construcción de las diferentes pasadas. Imagen cedida por INGER-LISE FROGNER*, 2014.*

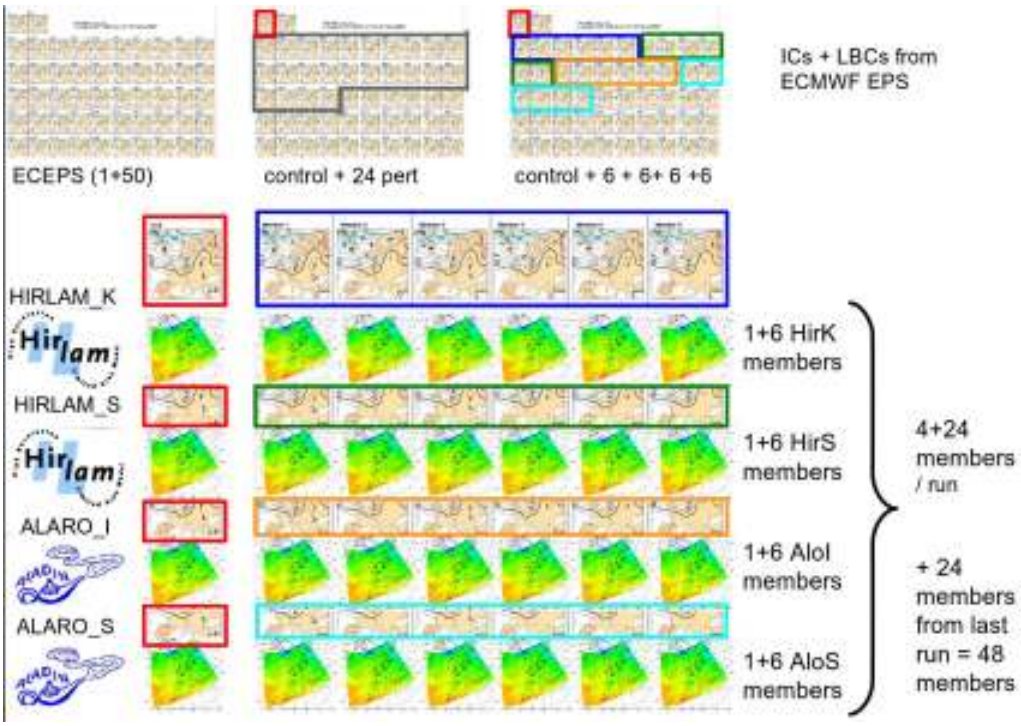


Figura 20.4: Esquema completo de GLAMEPSv2, con la construcción de las diferentes pasadas a partir de distintos miembros de ECENS (ver texto).

GLAMEPS hace downscaling (sec. 10.1 en la página 138) de ECENS: toma condiciones iniciales y de contorno de los miembros de ECENS, de modo que en diferentes pasadas toma subconjuntos distintos de esos miembros. Este esquema se ilustra en la Figura 20.4. En la parte superior podemos ver los típicos sellos (sec. 27.2.1 en la página 408) del ECENS, a su derecha la selección para una pasada de GLAMEPS y, a su derecha, la subdivisión dentro de esa selección, con colores correspondientes a la tabla coloreada inferior. En dicha tabla, cada fila de las 4 muestra un subensemble basado en un modelo (dos HIRLAM, dos ALARO). Cada subensemble consta de un miembro de control, downscaling del miembro de control de ECENS, en rojo, más 6 miembros perturbados, downscaling de 6 miembros perturbados de ECENS, en distintos colores, uno para cada subensemble. Después, tal como se describía anteriormente, se añaden los 6 miembros perturbados de cada subensemble de la pasada anterior (time-lagging), para formar los cuatro Subensembles de 1+12 miembros cada uno. En total GLAMEPS consta de 4x(1+12)=54 miembros, equiparable a ECENS que tiene 51.

Flexibilidad. Dado que los datos de los miembros están disponibles separadamente, cada usuario puede elegir la combinación o conjunto que más le convenga y aplicar su propio posproceso.

20.2.2 Verificación

En los diversos ejercicios de verificación realizados, GLAMEPS vino obteniendo mejor rendimiento que AEMET-SREPS y que ECENS. Así mismo, las versiones calibradas convenientemente obtuvieron mejores resultados que las versiones crudas. Su naturaleza mixta con multimodelo y perturbaciones, el hecho de ser un downscaling de ECENS y, por supuesto, su resolución superior de 7.5 km explican la mejor calidad en las salidas.

En la Figura 20.5 en la página siguiente se muestra un ejemplo de ejercicio de verificación. En la gráfica izquierda se muestra la relación dispersión-error (sec. 15.8.2 en la página 229), GLAMEPS en azul y ECENS en verde, mostrando GLAMEPS una relación mejor, más cercana a la diagonal. En la gráfica derecha se muestra el BSS (sec. 15.7 en la página 230) de las probabilidades de viento por encima de 10 m/s, esta vez GLAMEPS en verde, AEMET-SREPS en rojo y ECENS en azul; para todos los alcances de predicción AEMET-SREPS mejora el rendimiento de ECENS y GLAMEPS mejora a su vez el de AEMET-SREPS, consistentemente, como decíamos previamente, con sus resoluciones horizontales de 50 km, 25 km y 11 km en la época del ejercicio.

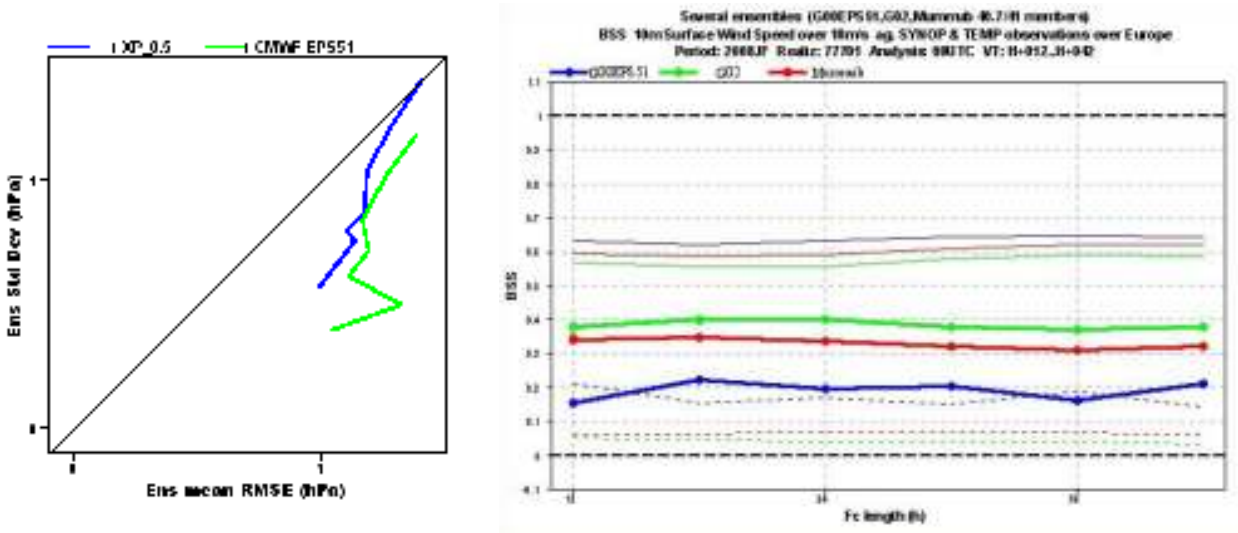


Figura 20.5: Verificación de GLAMEPS (ver texto).

20.2.3 Calibración

Viento. El posproceso estadístico pasó de realizarse con BMA (sec. 14.1.2.0.1 en la página 203 y 21.6 en la página 325) a realizarse utilizando la regresión logística extendida, extended logistic regresion, ELR (sec. 14.1.2.0.7 en la página 206). Se utilizan como predictores el promedio del SPC, la latitud, la longitud y la altitud de la estación. Para ejercicios de periodos de entrenamiento del orden de un mes y verificación similar, con estaciones europeas para el alcance predictivo de T+18 h las mejoras son sustanciales, tanto en fiabilidad como en resolución (sec. 15.8 en la página 230). Pueden mejorarse los resultados para umbrales altos entrenando en áreas pequeñas, resultado mostrado en la Figura 20.6. Entrenando en el rectángulo que comprende parte de Alemania, los resultados mejoran. La gráfica muestra el BSS (sec. 15.8 en la página 230) con respecto al umbral en m/s. Con área de entrenamiento de toda Europa, 100 000 casos, en rojo, puede verse la degradación progresiva y, a partir de 10 m/s el rendimiento muy bajo. Reduciendo el área a una de 25 000 casos, en negro discontinuo, la mejora es notable. Añadiendo, además, técnicas spline, en negro continuo, se mejora notablemente el rendimiento también para umbrales bajos.

Temperatura. Para la calibración específica en temperatura a 2 m se aprovechó el ejercicio de predicción de los juegos olímpicos de Sochi, Figura 20.7 en la página siguiente. Se calibraba con datos de 30 estaciones y se actualizaba la predicción con mucha frecuencia, lo que mejoraba ostensiblemente el rendimiento, en rojo, con respecto al original, en negro.

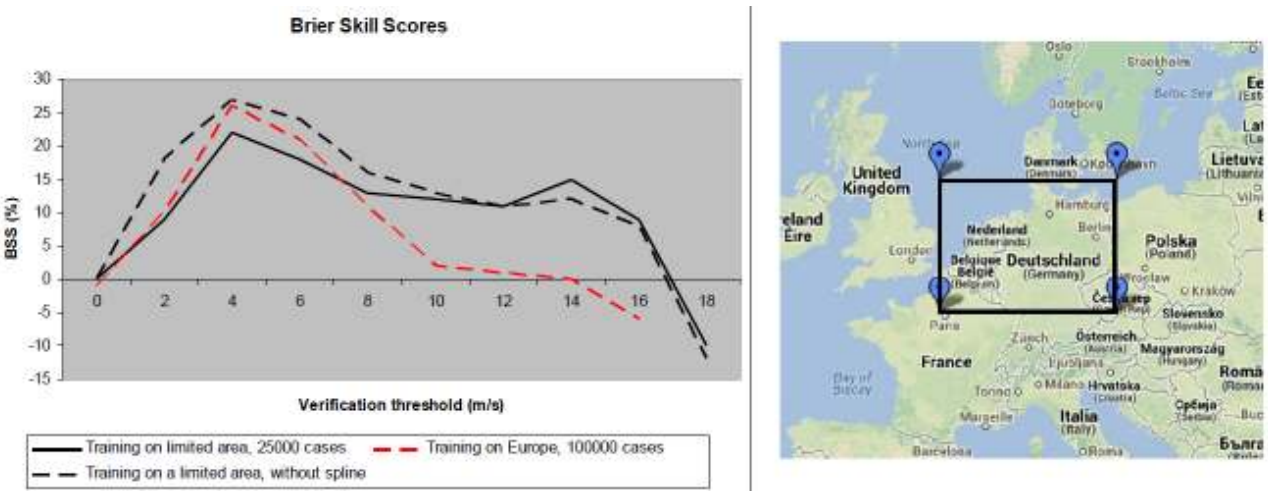


Figura 20.6: Calibración del viento a 10 m. Realizando el entrenamiento en áreas relativamente pequeñas, los resultados para umbrales altos pueden mejorar (ver texto). FROGNER, *2014.*

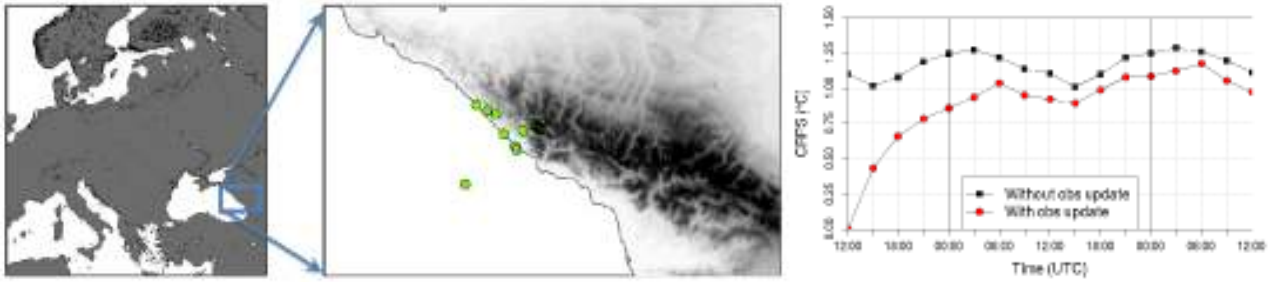


Figura 20.7: Calibración de la temperatura a 2 m. FROGNER*, 2014.*

20.2.4 Ejemplos de predicciones

Olas de calor. En la emisión de avisos de temperaturas máximas en la temporada estival, la resolución horizontal de los SPC juega un papel decisivo. La temperatura a 2 m es un parámetro muy orográfico, es decir, está muy influido por la orografía del modelo. En la Figura 20.8 podemos observar probabilidades de exceder umbrales de temperatura a 2 m, tanto de ECENS, a 16 km, como de GLAMEPS, a 7.5 km. La capacidad de GLAMEPS de resolver contornos geográficos con algo más del doble de resolución se hace patente en las señales de probabilidad de excedencia de umbrales.

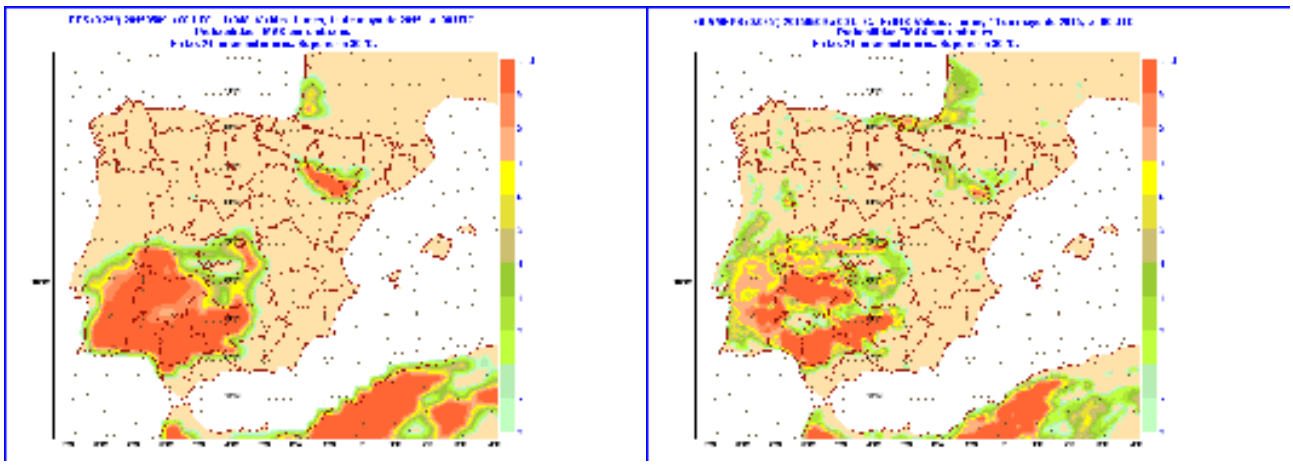


Figura 20.8: Probabilidad de temperaturas por encima de 30 ºC como herramienta de decisión para emisión de avisos. A la izquierda ECENS con resolución horizontal de 16 km. A la derecha GLAMEPS con 7.5 km. La capacidad de GLAMEPS para afinar por pequeñas regiones es notable (ver texto).

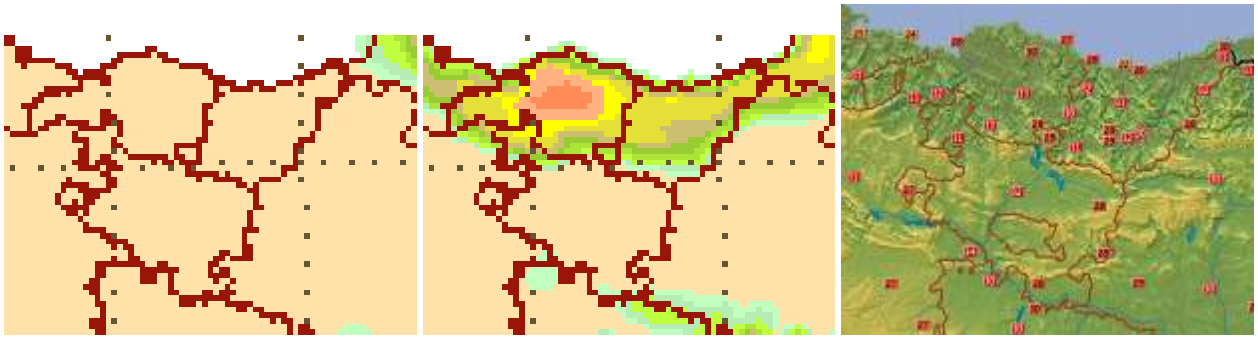


Figura 20.9: Ampliación del País Vasco correspondiente a los mapas de la Figura 20.8, a la izquierda ECENS, en el centro GLAMEPS. Se acompaña, a la derecha, el registro de observaciones que corrobora el rendimiento de GLAMEPS (ver texto).

20.2.5 Plataforma Harmon-EPS

GLAMEPS es, en la actualidad (2018), el último SPC de área limitada capaz de cubrir Europa entera con resoluciones razonablemente altas. Por debajo de los 5 km, al traspasar claramente la frontera de la mesoescala gamma, se requiere que los modelos sean no hidrostáticos (sec. 6.3.2 en la página 84) y el coste computacional se desborda y se requiere cambiar el planteamiento completamente.

La plataforma Harmon-EPS en ensembles es una concepción similar a la plataforma HARMONIE para modelos deterministas. Estas plataformas proporcionan los recursos necesarios para que, con las particularizaciones convenientes, cada país pueda lanzar un modelo o un SPC de altísima resolución en la mesoescala en un dominio reducido acorde con sus necesidades. Así mismo, los esfuerzos comunes para desarrollar estas plataformas revierten positivamente en los participantes. AEMET ha venido participando activamente tanto en GLAMEPS como en Harmon-EPS, en convergencia con los intereses y planes delineados para el AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339). Se detallan a continuación los aspectos técnicos en que se ha focalizado la plataforma Harmon-EPS.

- Transición a la mesoescala gamma. SPC que permitan resolver la convección explícitamente (convection-permitting).
- Áreas subeuropeas, tendencia hacia áreas pequeñas. Resolución de 2.5 km.
- Dos pasadas diarias, 00 y 12 UTC. Alcance predictivo hasta T+36 h.
- Asimilación de datos completa y ciclos de 3 h para el miembro de control. Asimilación de superficie para todos los miembros.
- En elcaso particular de AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339), continuar con el paradigma multimodelo: 10 miembros AROME + 10 miembros ALARO = 20 miembros
- Perturbaciones en las CCII: EDA como referencia y, alternativamente, LETKF (sec. 16.2.2 en la página 252), 4DVAR y downscaling del ECENS.
- Perturbaciones en el modelo: SPPT (sec. 17.4.4 en la página 275) y multifísica.
- Parametrizaciones estocásticas para la convección profunda organizada usando el algoritmo de autómata celular [39, 243].
- Perturbaciones en las condiciones de contorno: comparativas entre ECENS T639 vs ECENS T1279.

20.2.6 Anexo: GLAMEPS en cifras

Volumen de operación diaria. Hay ficheros correspondientes a 4 subensembles, en total 54 miembros, 2 pasadas (00 y 12 UTC), con 18 alcances predictivos (de 3 h a 54 h cada 3 h), lo que hace 54 x 2 x 18 = 1944. Cada fichero contiene datos de, al menos 18 parámetros, un total de 1944 x 18 = 34 992 bloques de parámetro dentro de 1944 ficheros. Considerando que un fichero tiene un peso medio de 21 Mb, tendremos 1944 x 21 Mb = 40_824_Mb ~ 40 Gb diarios.

Volumen para verificación mínima. Para verificación se selecciona un subconjunto mínimo de parámetros por razones de austeridad de espacio en disco, de modo que se almacenan únicamente 8 parámetros de los 18 operativos. Tendremos entonces 1944 x 8 = 15 552 bloques de parámetro dentro de 1944 ficheros. Considerando que un fichero tiene un peso medio de 9 Mb, tendremos 17 Gb diarios, 520 Gb al mes y 6 Tb al año.

Información gráfica. La cobertura gráfica de un ejercicio completo de verificación es un auténtico problema dimensional. Solamente para la parte determinista se debe pintar sesgo y error cuadrático medio de todos los miembros y promedio del SPC. En la verificación propiamente probabilista está la parte de flujo a gran escala por un lado, típicamente para z500, t500, t850 y mslp, dispersión-error e histogramas de rango y, por otro lado, las variables de tiempo sensible temperatura, viento y precipitación, con desdoblamiento por umbrales (e. g. pcp >= 0.3, 1 ,5 ,10 . . .), diagramas de fiabilidad, agudeza, ROC, RV, BS y BSS y sus descomposiciones. El resultado aproximado es un mínimo de 4 500 gráficas, eligiendo lo más sencillo. En la práctica nadie puede enseñar, en un artículo, libro o conferencia 4 500 gráficas con información de rendimiento y otras medidas. Se suelen seleccionar algunas que sean representativas de algún aspecto a resaltar.

Figura 20.10: Logo de GLAMEPS, idea original de KAI SATLER *(DMI).*

modelo	**HIRLAM**			**HARMONIE-AROME**	
dominio	ONR	HNR	CNN	Iberia	Canarias
malla	0.17[º]	0.55[º]	0.055[º]	2.5[km]	2.5[km]
puntos de malla	582 × 424	606 × 430	606 × 430	1152 × 864	576 × 480
niveles verticales	40			65	
pasadas	00/06/12/18			00/03/06/09/12/15/18/21	
alcances	+72h	+36h	+36h	+48h	+12h
asimilación	3D-VAR			3D-VAR	
condiciones iniciales y de contorno	ECMWF/IFS			ECMWF/IFS	
actualización cccc	3h			1h	
supercomputador	Cray X1E (2004-2016)			Bullx	
	Bullx Ivy Bridge			Ivy Bridge	

Tabla 20.4: Características principales de los modelos HIRLAM y HARMONIE-AROME en AEMET en 2017.

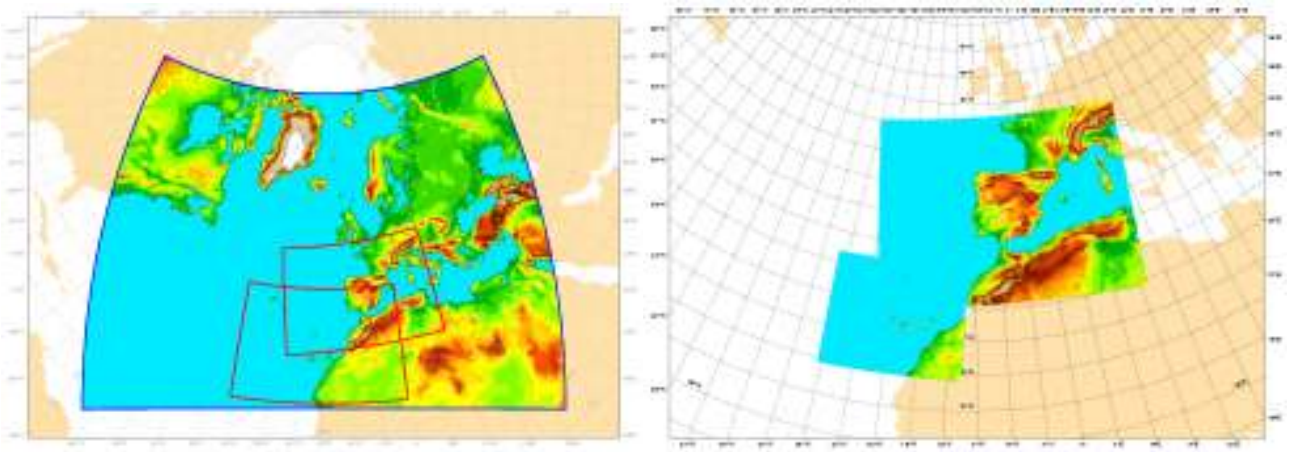


Figura 20.11: Dominios de integración de los modelos integrados en AEMET: HIRLAM la izquierda, HARMONIE-AROME a la derecha. (ampliación en Figura 20.12 en la página siguiente). AEMET.

20.3 Anexo: El modelo HIRLAM en España

La Tabla 20.4 muestra las principales características de los distintos dominIos de integración de HIRLAM. En las Figuras20.11 y 20.12 en la página siguiente, parte superior, podemos ver los diferentes dominios de integración del modelo HIRLAM en AEMET.

20.4 Anexo: El modelo HARMONIE- AROME en España

La Tabla 20.4 muestra las principales características de los diferentes dominos de integración de HARMONIE-AROME. En la Figura 20.12 en la página siguiente, parte inferior, podemos ver los distintos dominios de integración del modelo HARMONIE-AROME en AEMET.

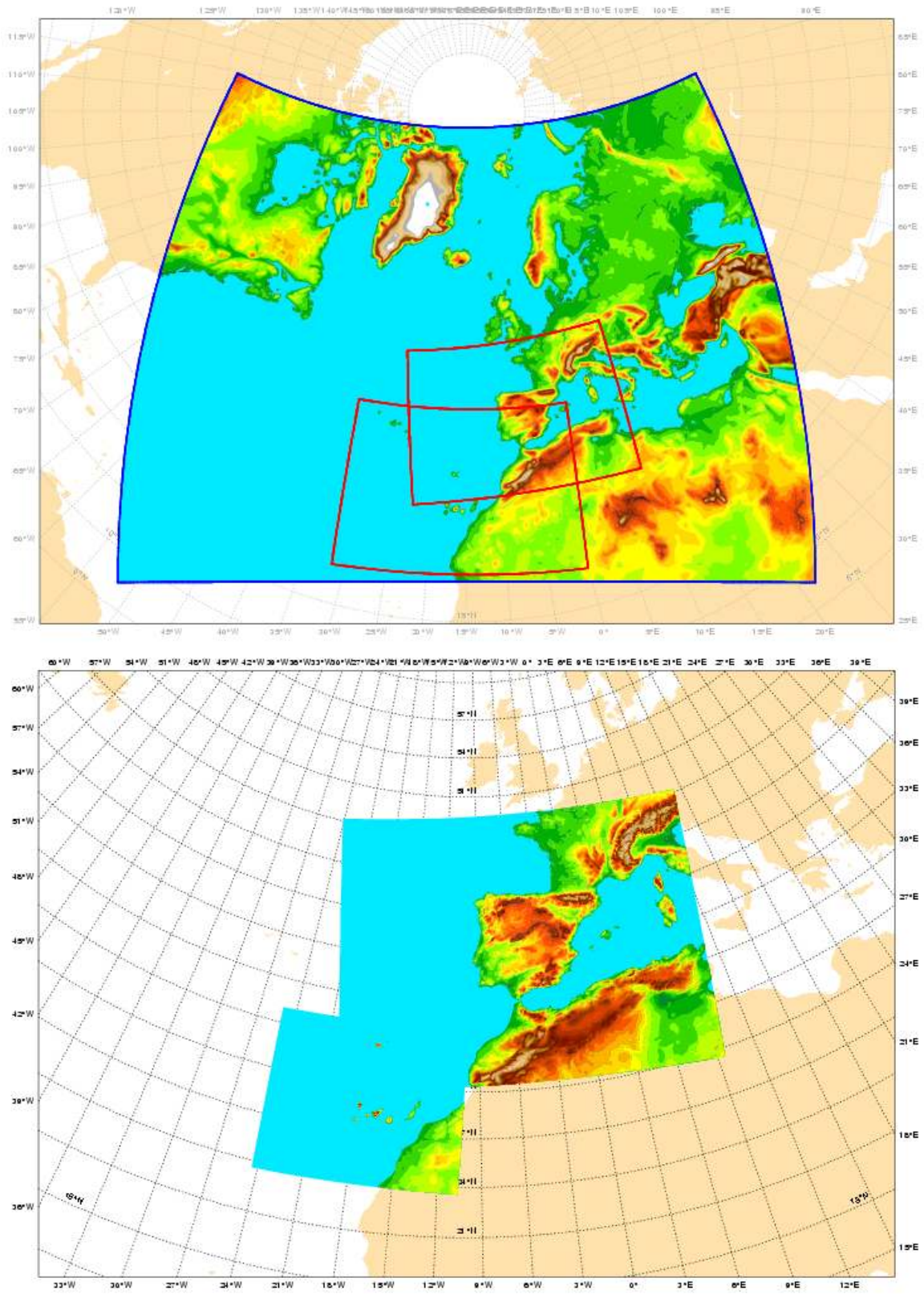


Figura 20.12: Dominios de integración de los distintos modelos en AEMET. Arriba: modelo HIRLAM, dominio ONR en contorno azul, cubriendo buena parte del océano Atlántico Norte, Europa y norte de África, dominio HNR en contorno rojo centrado en la península ibérica y dominio CNN en contorno rojo centrado en las islas Canarias. Abajo: modelo HARMONIE-AROME, un dominio centrado en la península ibérica y el otro centrado en las islas Canarias. AEMET.

Sistema de Predicción por Conjuntos hecho en España: AEMET-SREPS

21

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
ALFONS CALLADO I PALLARÉS Y PAU ESCRIBÀ AYERBE
Delegación Territorial en Cataluña, AEMET
JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA ZAPATA
Area de Innovación, AEMET
JESÚS MONTERO GARRIDO
Departamento de Producción, AEMET
JUAN MANUEL SANCHO ÁVILA
CNP, AEMET
DANIEL SANTOS-MUÑOZ
Project Leader for System, HIRLAM, AEMET
JUAN PABLO SIMARRO GRANDE
Delegación Territorial en Valencia, AEMET

> ROMÁN.- Inventen, pues, ellos y nosotros nos aprovecharemos de sus invenciones. Pues confío y espero en que estarás convencido, como yo lo estoy, de que la luz eléctrica alumbra aquí tan bien como allí donde se inventó.
> SABINO.- Acaso mejor.
>
> *El pórtico del templo* – MIGUEL DE UNAMUNO

La predecibilidad atmosférica es dependiente del flujo: según el tipo de situación, el comportamiento atmosférico es más o menos predecible. Los modelos atmosféricos utilizados en predicción numérica del tiempo, con escalas espaciales y temporales cada vez más finas, encuentran a menudo limitaciones para predecir los fenómenos adversos y los fenómenos extremos. En España el comportamiento meteorológico está influido por la interacción entre el flujo sinóptico y las características del área mediterránea, con orografía compleja de pequeña escala y el calor latente del mar. Esta interacción produce a menudo sistemas convectivos de mesoescala, altamente caóticos y muy difíciles de predecir, que con cierta frecuencia producen precipitaciones de varios cientos de litros por metro cuadrado en menos de 24 horas. En este contexto, el enfoque probabilista se hace imprescindible. En la primera década del siglo XX, AEMET fue pionera en Europa en la implementación de un sistema de predicción por conjuntos para el corto plazo basado en la técnica llamada *multimodelo*. Presentamos en este capítulo este sistema, denominado *AEMET-SREPS*.

Palabras clave: sistema de predicción por conjuntos AEMET-SREPS, proyecto AEMET-SREPS, multimodelo-multicontorno, proyecto COASTEPS, proyecto PREDIMED, proyecto MEDICANES, proyecto ENSEMBLE.

Imagen parte superior: Cumulonimbus mamma. Villaseca de Uceda (Guadalajara), hacia el sureste, 25 de junio de 2006, a las 21:28. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

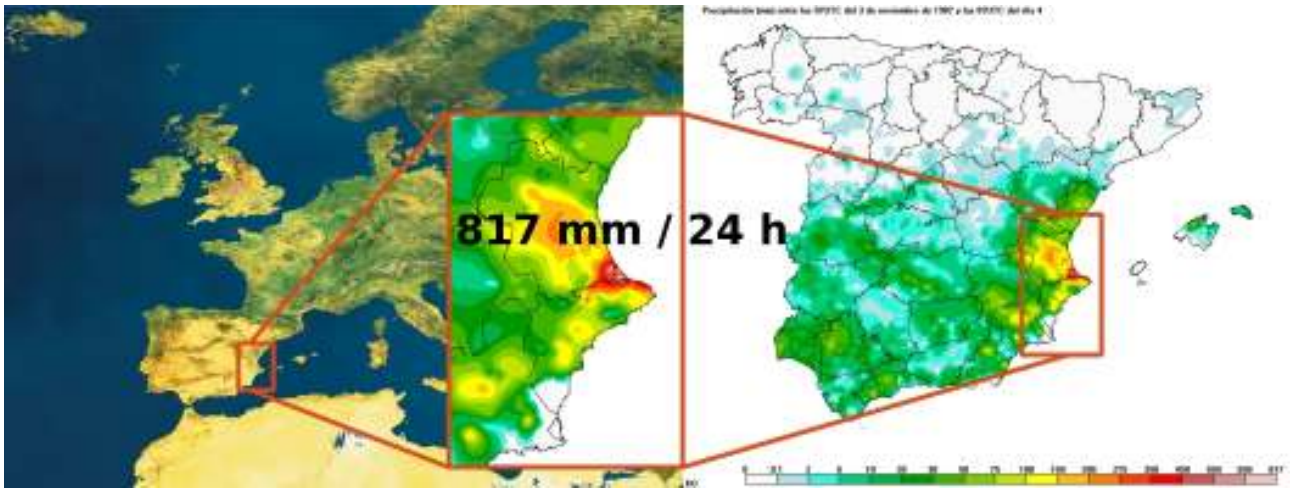


Figura 21.1: Los fenómenos convectivos, altamente caóticos desde el punto de vista dinámico, producen a menudo precipitaciones intensas en el área mediterránea española. En este caso se ilustra el episodio de precipitación de 817 mm registrada en 24 horas en Oliva el 04-11-1987. Imagen: composición, incluyendo imagen de satélite ESA 2003 y mapas pluviométricos de CÉSAR RODRÍGUEZ BALLESTEROS*, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) 2017.*

21.1 El proyecto AEMET-SREPS

Durante los años 2002-2014 se desarrolló en AEMET (INM anteriormente) un sistema de predicción por conjuntos (SPC, cap. 13 en la página 173) para el corto plazo que vino a denominarse AEMET-SREPS. Para la elaboración de predicciones a medio y largo plazo, desde 3-5 días hasta la escala quincenal, AEMET utiliza las salidas directas o posprocesadas del modelo global determinista y del sistema global de predicción por conjuntos (Ensemble Prediction System, ECENS, sec. 19.3 en la página 299), del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (ECMWF, cap. 19 en la página 295), denominados en este volumen ECHRES (con resoluciones en aquellos tiempos de 50, 25 y 16 m) y ECENS (100, 50 y 32 km), respectivamente. Para la predicción en el corto plazo, en el intervalo 0-48 horas, AEMET ha venido utilizando, según la época, el modelo determinista HIRLAM HNR (5 km) y, más recientemente y hasta la actualidad (2018), el modelo determinista de mesoescala HARMONIE-AROME (2.5 km). Para la predicción probabilista en el corto plazo, AEMET es pionera en el desarrollo y ejecución experimental a escala diaria del SPC AEMET-SREPS, de resolución 25 km y con 20-25 miembros basado, como se describe más adelante, en la integración de 5 modelos numéricos de área limitada diferentes forzados con las predicciones de 5 modelos globales distintos.

El sistema AEMET-SREPS se basó característicamente en la técnica llamada multimodelo (sec. 13.5 en la página 182), siendo AEMET pionero en Europa y uno de los primeros centros en el mundo en desarrollar un SPC de este estilo. Como sistema focalizado en predicciones a corto plazo, hasta 72 horas de alcance predictivo, se pretendía muestrear las incertidumbres y errores de los modelos, las condiciones iniciales y de contorno, demostrando AEMET-SREPS ser capaz de generar una dispersión muy realista. Se esperaba entonces que AEMET-SREPS fuese una herramienta complementaria a los modelos deterministas de mesoescala, emergentes en aquella época, como ya se ha dicho, e. g. HIRLAM HNR (5 km) y HARMONIE-AROME (2.5 km), focalizado en la predicción en el corto plazo de fenómenos extremos y fenómenos adversos (secs. 27.7 en la página 425 y 42.2 en la página 645), e. g. temporales, precipitaciones intensas, tormentas de nieve, etc.

Según la época, el sistema usaba 4-5 modelos deterministas regionales o de área limitada (sec. 10.1 en la página 138): HIRLAM (del consorcio HIRLAM, cap. 20 en la página 307), HRM (del servicio meteorológico alemán DWD), UM (del servicio meteorológico británico UKMO), MM5 (de la Universidad de Pennsylvania y el Centro Nacional americano para Investigaciones Atmosféricas PSU/NCAR) y LM COSMO (del consorcio COSMO, cap. 20 en la página 307). Estos modelos, además, trabajaban con condiciones iniciales y de contorno provistas por 4-5 modelos deterministas globales (sec. 10.1 en la página 138): ECHRES o HRES-IFS (del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo ECMWF, sec. 19.2 en la página 297), UM (del servicio meteorológico británico UKMO), GME (del servicio meteorológico alemán DWD), GFS (del Centro Nacional americano para predicciones ambientales NCEP), CMC (del ser-

vicio meteorológico canadiense MSC) y GSM (de la agencia meteorológica japonesa JMA). De este modo, tanto los errores en las condiciones iniciales como los errores del modelo se simulaban en el sistema (sec. 13.8 en la página 180).

La verificación del sistema AEMET-SREPS para contrastar su reproducción del flujo atmosférico a gran escala (sinóptico), realizada usando el análisis del ECMWF, mostraba que se trata de un sistema consistente y ligeramente subdispersivo[215] (como la mayoría de los sistemas en esa época). Para los parámetros de tiempo sensible (precipitación, viento, temperatura, etc.) que son los más importantes en relación al alto impacto social, el sistema mostraba una alta calidad (calidad, destreza o pericia, sec. 15.2.3 en la página 217) en su respuesta frente a eventos binarios (normalmente superación de umbrales), mostrando buenos resultados en propiedades como la fiabilidad (sec. 15.9.4 en la página 232), la resolución probabilista (sec. 15.9.5 en la página 235) o la discriminación (sec. 15.9.6 en la página 237). Para verificar las predicciones de precipitación se utilizaron observaciones de las redes climatológicas nacionales europeas, malladas (*gridding*) convenientemente y se comparó con el SPC del ECMWF (ECENS, sec. 19.3 en la página 299). El periodo verificado que se muestra en este capítulo cubre los años 2007–2008 y corresponde a la pasada de 00 UTC con 20 miembros a 0.25º de resolución horizontal.

El proyecto AEMET-SREPS (A-S abreviadamente para el resto del capítulo) comenzó en 2001-2002 y tuvo carácter oficial desde 2005. En 2006 corría todos los días a las 00 UTC el primer conjunto de modelos con diferentes condiciones iniciales y de contorno. Durante 2007 alcanzó un punto de madurez, corriendo 20 miembros con buen rendimiento a una resolución horizontal de 0.25º y 40 niveles en la vertical. En 2008 se añadió una segunda pasada a las 12 UTC. En 2009 se incluyó el modelo global CMC, incrementando el número de miembros a 25. A partir de 2010 y hasta 2014 el sistema corría regularmente dos veces al día, 00 y 12 UTC hasta un alcance predictivo de 72 horas con 25 miembros. La última pasada realizada en el Cray-X1E tuvo lugar en noviembre de 2014 por la terminación operativa de aquel supercomputador en AEMET.

21.2 Metodología

Siguiendo los resultados del Experimento de Tempestades y Ensembles de Mesoescala (Storm and Mesoscale Ensemble Experiment, SAMEX) llevado a cabo en EE. UU. en 1998 [297] y con la inestimable orientación de la Doctora EUGENIA KALNAY, del NCEP, experta y pionera mundial en sistemas de predicción por conjuntos (SPC, cap. 13 en la página 173), AEMET eligió combinar las técnicas multimodelo, multianálisis y multicontorno para el desarrollo de un SPC para el corto plazo que se llamaría AEMET-SREPS, pensado para proporcionar predicciones probabilistas. Este tipo de predicciones ofrecerían información complementaria a los modelos deterministas operativos en AEMET y permitirían mejorar las predicciones de fenómenos adversos y fenómenos extremos como temporales, precipitaciones intensas, tormentas de nieve u olas de calor. La emisión de avisos de fenómenos adversos es una de las tareas más importantes de los servicios meteorológicos, por el impacto y daño potencial que estos eventos pueden provocar.

Característica	Configuración
Muestreo de error del modelo	Multimodelo (LAM)
Muestreo de error de condiciones iniciales	Multianálisis (GCM)
Muestreo de error de condiciones de contorno	Multicontorno (GCM)
Número de modelos regionales y globales y de miembros	5 LAM x 5 GCM = 25 miembros
LAM para multimodelo	HIRLAM, HRM, LM, MM5, UM
GCM para multianálisis y multicontorno	GEM, GME, HRES-IFS, GSM, GFS
Pasadas	2 al día: 00 y 12 UTC
Rango de alcances predictivos	Hasta 72 horas (3 días)
Resolución horizontal	0.25º ∼ 25 km
Resolución vertical	40 niveles

Tabla 21.1: Configuración de AEMET-SREPS en su época de madurez 2009-2014.

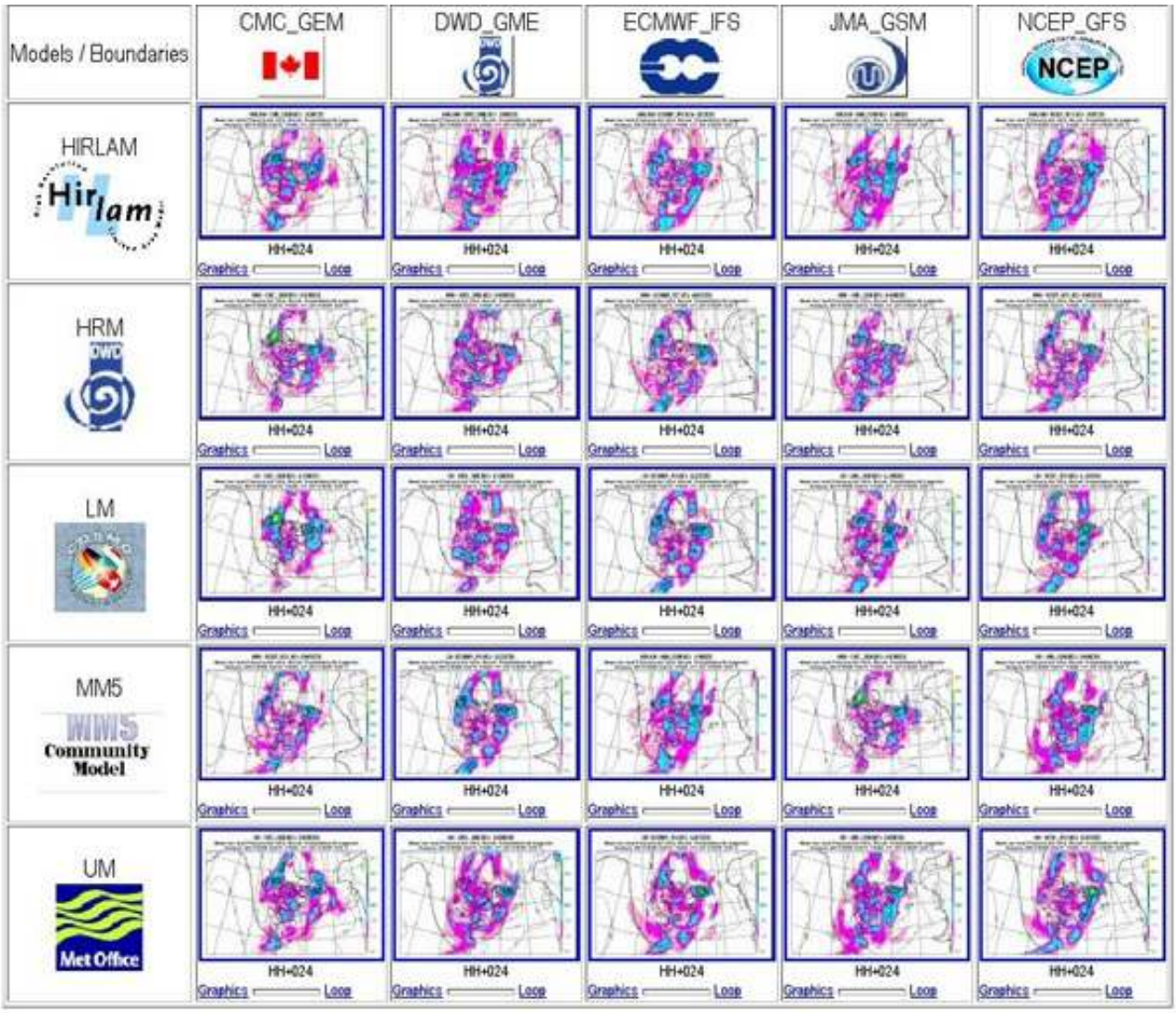


Figura 21.2: Predicciones individuales generadas por los 25 miembros de AEMET-SREPS, en este caso podemos ver predicciones de precipitación. En filas se despliegan los diferentes modelos regionales integrados en el supercomputador y en columnas los diferentes modelos globales usados como condiciones iniciales y de contorno.

21.2.1 Multimodelo

La técnica multimodelo elegida para A-S requirió instalar y hacer funcionar una serie de modelos regionales o de área limitada (sec. 10.1 en la página 138) en el supercomputador de la época en AEMET, un Cray-X1E (sec. 11.4 en la página 158). Los modelos utilizados fueron los siguientes:

- High-Resolution Limited Area Model, HIRLAM [415, 616], del consorcio del mismo nombre (cap. 20.1 en la página 308).
- High-Resolution Regional Model, HRM [392, 393], del servicio meteorológico alemán Deutsche Wetterdienst (DWD).
- Mesoscale Model version 5, MM5 [165, 236], de la Pennsylvania State University y el Centro Nacional americano para la Investigación Atmosférica NCAR.
- Unified Model, UM [146], del servicio meteorológico británico UKMO.
- LM COSMO Model, LM [160], del consorcio COSMO (sec. 20.1 en la página 308).

Cada uno de estos modelos tenía unas características diferentes, tales como diferentes núcleos dinámicos (sec. 10.4 en la página 143), diferentes parametrizaciones físicas (sec. 10.5 en la página 145), etc. Para poder inicializar y conducir a cada uno de ellos con diferentes modelos globales se requirió desarrollar una serie de herramientas adicionales de preproceso, tales como interpolación vertical para distintos tipos de niveles, interpolación horizontal en diferentes mallas, topografías diferentes, codificación para diferentes variedades de ficheros de datos (diferentes estilos de

Gridded Binary, GRIB) provistos por los diferentes centros emisores de modelos globales, variables especiales que no todos los modelos proveen (un típico caso es la humedad relativa a partir de la humedad específica, la presión y la temperatura), intentando siempre minimizar el ruido que las diferentes etapas de preproceso podían introducir en los datos originales. Una vez aplicadas todas las etapas necesarias de preproceso se disponía de condiciones iniciales y de contorno en formato, número y tipo homogéneos y adecuados para correr cada modelo regional. Un sistema de esta envergadura y heterogeneidad interna implica una enorme cantidad de trabajo y de recursos.

21.2.2 Multianálisis y multicontorno

Las condiciones iniciales y de contorno se tomaban de predicciones de 4-5 modelos deterministas globales distintos. La hora del análisis de estos modelos globales era 12 horas antes del tiempo de partida del A-S, de modo que si el análisis de los modelos globales era a las HH UTC, los modelos regionales miembros de A-S se inicializaban con predicciones de estos modelos globales válidas para HH+12 UTC. Esta estrategia podía devaluar el rendimiento determinista de cada miembro, dado que no se usaban las observaciones más recientes, sino observaciones con una antigüedad de 12 horas. Sin embargo, al no realizar asimilación de las observaciones cada modelo regional (arranque en frío), se ganaba un cierto tiempo y se podía disponer de las salidas del A-S con antelación. Es decir, se asumía esta ligera devaluación en rendimiento a cambio de disponer de las predicciones con cierta antelación y, de paso, liberaba al A-S de posibles problemas derivados del propio *spin-up* de las condiciones iniciales de los modelos globales.

Las condiciones iniciales y de contorno se obtenían de los siguientes modelos deterministas globales:

- ECHRES o HRES Integrated Forecast System [308, 567], del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo, European Centre of Medium Range Weather Forecasts, ECMWF (sec. 19.2 en la página 297).
- Global Unified Model, UM [146], del servicio meteorológico británico, UKMO
- Global Forecast System, GFS [555, 556], del centro nacional americano para Predicciones Ambientales, NCEP.
- Global Model, GME [394], del servicio meteorológico alemán, DWD.
- Global Canadian Model, CMC [138], del servicio meteorológico de Canadá, MSC.
- Global Spectral Model, GSM [592], de la agencia meteorológica japonesa, JMA, que sustituyó a UM desde 2011.

Todos estos modelos globales incluyen esquemas de asimilación variacional: IFS, UM y CMC usaban 4DVAR, GFS y GME usaban 3DVAR (sec. 16.6 en la página 253) y parametrizaciones físicas de reciente desarrollo (sec. 17.4.4 en la página 275). El uso de estos modelos como condiciones iniciales y de contorno garantizaba una parte importante de la calidad del A-S.

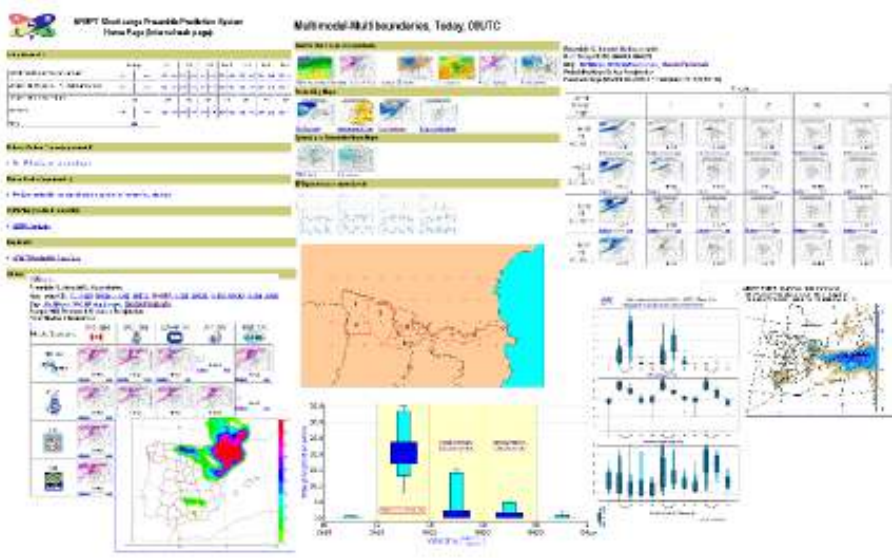


Figura 21.3: Monitorización del sistema AEMET-SREPS en un sitio web interno de AEMET.

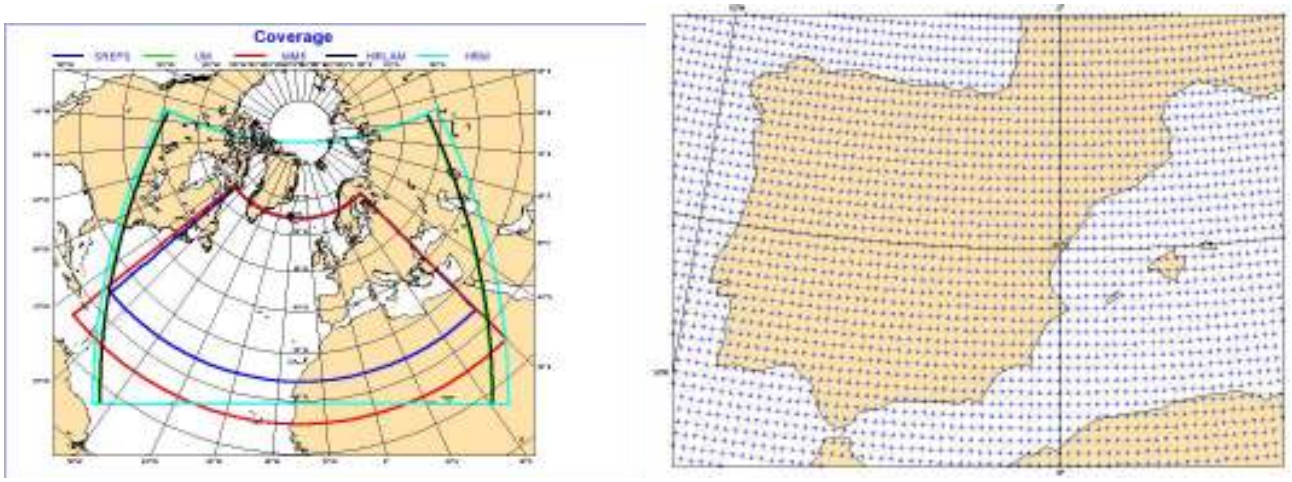


Figura 21.4: Izquierda: Dominios de integración de los diferentes modelos regionales del AEMET-SREPS: HRM y COSMO (cyan), MM5 (rojo), HIRLAM (negro) y UM (verde). Dominio de posproceso y verificación (azul) con malla regular lat-lon de 0.25º, que cubre parte del Atlántico Norte, África septentrional, Europa y el mar Mediterráneo. Derecha: malla común de 0.25º, 25 km aproximadamente, sobre la península ibérica y Baleares.

21.2.3 Posproceso

Los SPC proporcionan una ingente cantidad de información que, sobre todo en un entorno operativo, es preciso procesar y sintetizar para ofrecer al predictor o usuario final una información condensada y útil. Por otro lado, las salidas directas del SPC pueden mejorarse mediante métodos estadísticos (cap. 14 en la página 201), de modo que tenemos distintos tipos de posproceso. Los métodos de posproceso son, por tanto, imprescindibles.

El primer paso en el posproceso de A-S consiste en la interpolación espacial espacial horizontal de los diferentes dominios de integración a un área y malla comunes , Figura 21.4. El área es la intersección máxima de las áreas de los modelos. Dado que las mallas de los modelos eran diferentes, algunas regulares latitud-longitud, otras rotadas y otras *Lambert* conformes, la intersección de las áreas era sensiblemente menor que cada una de las mismas. Por tanto, se decidió ampliar las diferentes áreas de integración para maximizar este área común. Finalmente, este área común (Figura 21.4, izquierda) cubría parte del Atlántico Norte, parte de África septentrional, Europa y el mar Mediterráneo. La malla era regular latitud-longitud a 0.25º, aproximadamente 25 km en estas latitudes medias (Figura 21.4, derecha). Se computaban en estas área y malla predicciones o productos probabilistas de distintos parámetros meteorológicos, partiendo de la base de *equiprobabilidad* de los miembros (sec. 13.7.2 en la página 199). Estas predicciones precisaban de una verificación regular adecuada (cap. 15 en la página 213). El sistema se monitorizaba en un sitio web interno de AEMET en tiempo real. En la Figura 21.2 pueden verse como ejemplo unos sellos de precipitación acumulada y, en la sec. 27.2.1 en la página 408, unos sellos de altitud geopotencial y temperatura en 500 hPa.

21.3 Otras investigaciones

Durante toda la etapa de desarrollo y funcionamiento diario del A-S se probaron diversas configuraciones experimentales para probar su rendimiento, calidad, plausibilidad y conveniencia. Se probaron también otras metodologías totalmente diferentes para la generación de predicciones probabilistas o para la mejora de las salidas de las ya existentes. Mencionaremos aquí brevemente algunas de las investigaciones más relevantes.

21.3.1 Calibración estadística

Mediante el posproceso de calibración estadística pueden mejorarse las salidas de un modelo o de un sistema de predicción por conjuntos (cap. 14 en la página 201). En el grupo de predecibilidad se realizaron diversas investigaciones al respecto, probando fundamentalmente la técnica de Promediado Bayesiano del Modelo, Bayesian Model Averaging, BMA [512] para calibrar la PDF del SPC mediante las observaciones (sec. 13.23 en la página 198).

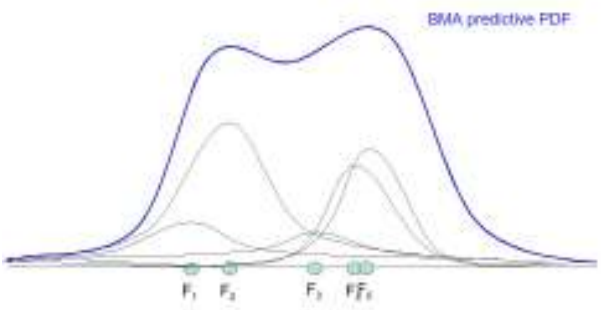


Figura 21.5: Fundamento de la técnica de calibrado bayesiano BMA. Dadas las predicciones de cinco miembros F_i, previamente se les quita el sesgo determinista, después se asigna una PDF continua a cada una de ellas. Después, con el método E-M que optimiza el CRPS[277] se construye una PDF conjunta en dos pasos: la PDF del AEMET-SREPS calibrado (ver texto).

El fundamento de la técnica de calibrado bayesiano BMA, una de cuyas partes se muestra en la Figura 21.5 izquierda, se realiza en dos pasos:

1. Dadas las predicciones de, por ejemplo, cinco miembros F_i, se hace una corrección de sesgo individualmente.
2. Se atribuye una PDF continua, por ejemplo gausiana, a cada una de las predicciones corregidas de sesgo y se construye una PDF conjunta por suma ponderada de las PDF individuales, aplicando el algoritmo *estimation-maximitation,* E-M[230, 417], que asigna pesos a las PDF individuales optimizando una medida probabilista denominada Continuous Ranked Probability Score [277, 662] (sec. 15.9.9 en la página 238).

Este método se aplicó y estudió en varias ocasiones [182, 549]. Los resultados han venido mostrando con claridad [182] que, aunque las medidas estadísticas mejoraban notablemente, se perdía capacidad predictiva en los fenómenos extremos. En la Figura 21.6 derecha, se muestra para el episodio de vientos fuertes del 23-01-2009 en Cataluña cómo el A-S calibrado no mejoraba en capacidad predictiva, aunque su rendimiento medido estadísticamente para varios meses fuese mejor. En el caso particular de vientos fuertes, con un sesgo negativo al ser simulados más débiles por el SPC, eran corregidos erróneamente de un sesgo positivo general, debido a que los vientos flojos mayoritarios en las observaciones usadas en la calibración eran superiores a los observados. Los fenómenos extremos siguen siendo uno de los caballos de batalla del mundo de la predicción.

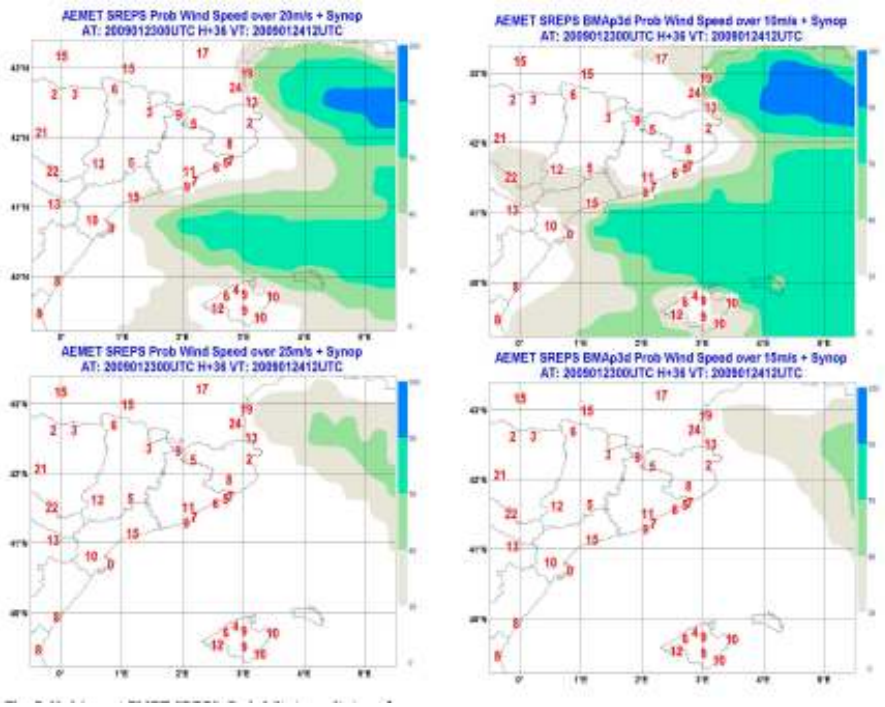


Figura 21.6: Mosaico de cuatro mapas de probabilidad de viento por encima de distintos umbrales para el episodio del 23-01-2009 en Cataluña. A la izquierda el A-S crudo y a la derecha el A-S calibrado con BMA pero mostrando umbrales algo más bajos. Aunque la calibración mejora, estadísticamente, el rendimiento del SPC para eventos extremos como éste se pierde capacidad predictiva. Los fenómenos extremos siguen siendo un problema (ver texto).

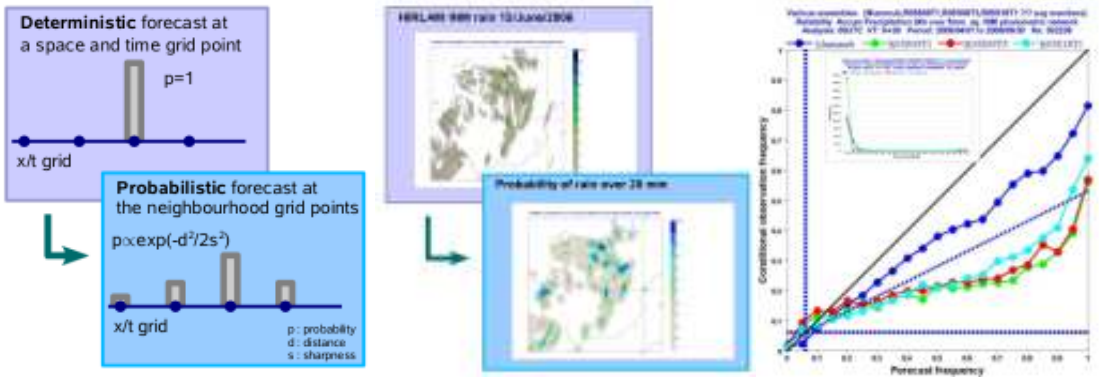


Figura 21.7: Método del SPC difusivo para generar predicciones probabilistas a partir de un modelo determinista [602] aplicado en AEMET [566] sobre el modelo HIRLAM. A la izquierda, el fundamento del método consiste en dispersar la información determinista en el espacio y en el tiempo. En el centro, precipitación acumulada en 24 h de HIRLAM 0.05º para el 15-06-2006 y la probabilidad de precipitación mayor que 20 mm en 24 h correspondiente a la misma fecha, con radio de vecindario de 35 km en este caso. Finalmente, a la derecha, un diagrama de atributos o fiabilidad donde se comparan tres métodos difusivos con distintos parámetros comparados con el A-S completo de aquella época. El A-S daba un rendimiento superior, tanto en fiabilidad, como en resolución y discriminación (ver texto).

21.3.2 SPC difusivo

Mediante las técnicas denominadas de *vecindario*, puede construirse un SPC de bajo coste usando las salidas de un modelo determinista [602]. Éstos tienen al menos algunos errores espaciales y temporales que pueden interpretarse como un desfase en la descripción de los eventos. El *método difusivo* dispersa las predicciones deterministas en el espacio y en el tiempo usando alguna distribución de probabilidad a priori y proporcionando predicciones probabilistas. El *tamaño de vecindario* es un parámetro clave: a medida que se hace pequeño el resultado tiende a las predicciones deterministas y si se hace demasiado grande se dispersa en exceso la información, perdiendo calidad. El método se aplicó a salidas de precipitación y de viento del modelo HIRLAM operativo en AEMET, en sus distintas resoluciones de 0.16º y 0.05º, en el periodo AMJ2006 [566]. Se verificó contra las observaciones de la red pluviométrica de AEMET (INM en esa época). Se utilizó la distribución normal para la difusión, generando una PDF discreta. En la Figura 21.7 se muestra, a la izquierda, el fundamento del método; en el centro arriba, precipitación acumulada en 24 h de HIRLAM 0.05º para el 15-06-2006 y, abajo, la probabilidad de precipitación mayor que 20 mm en 24 h correspondiente, con radio de vecindario de 35 km y, finalmente, a la derecha, un diagrama de atributos (sec. 15.4 en la página 232) donde se comparan tres métodos difusivos con distintos parámetros comparados con el A-S completo de aquella época. El A-S daba un rendimiento superior, tanto en fiabilidad, como en resolución y discriminación.

21.3.3 SPC híbrido

Cuando se combinan un SPC con un modelo determinista de mayor resolución para formar una predicción probabilista híbrida, se está intentando combinar la dispersión e información de incertidumbre del SPC con la información de mayor detalle y precisión dada por el modelo determinista debido a su mayor resolución. Esta configuración o diseño vino a llamarse ensemble híbrido [163]. Entrando un poco más en detalle, cada miembro del SPC se considera como suma de una base, a menudo el miembro sin perturbar y una perturbación. El modelo determinista de mayor resolución podía considerarse como una mejor base de modo que se construía cada miembro del SPC híbrido sumando y restando la perturbación al modelo determinista. Pueden surgir numerosos problemas, debido principalmente a las diferencias en resolución: se requieren interpolaciones horizontales y verticales que introducen ruido en el proceso y pueden por tanto reducir el rendimiento. El método del SPC híbrido se probó usando una combinación del HIRLAM operativo en AEMET en aquella época como modelo determinista y de algunos subconjuntos de AEMET-SREPS [95], Figura 21.8 en la página siguiente. En principio, el SPC híbrido no mostraba mejores medidas de verificación que A-S, salvo en casos puntuales, frecuencias muy bajas y siempre con una elección cuidadosa del subconjunto adecuado del A-S, siguiendo las indicaciones del estudio original [163].

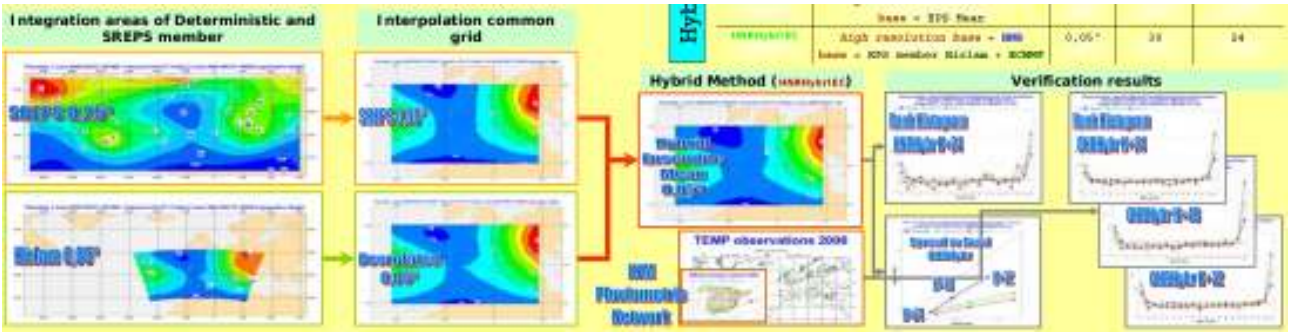


Figura 21.8: Método del SPC híbrido [163] para combinar un modelo determinista que aporte su mayor resolución y un SPC que aporte su dispersión y por tanto su información sobre incertidumbre, aplicado en AEMET sobre HIRLAM y AEMET-SREPS [95]. A la izquierda, combinación de los diferentes dominios en un dominio común. En el centro arriba, la base constructiva del SPC híbrido y, abajo, las observaciones usadas para verificar. A la derecha, gráficas de verificación que muestran cómo A-S rinde mejor en casi cualquier circunstancia que las diferentes configuraciones de SPC híbrido investigadas (ver texto).

21.3.4 Error en las observaciones

En verificación de la predicción se asumía tradicionalmente que el error observacional es despreciable comparado con el error en la predicción. Aunque esta asunción puede ser cierta para plazos de predicción medios y largos no tiene porqué serlo en general; más aún, con las mejoras de los modelos, el error relativo de las predicciones con respecto al de las observaciones va disminuyendo. En un marco de verificación más amplio y general las observaciones, al igual que las predicciones, pueden ser descritas junto con con su error o incertidumbre asociados. Normalmente, cuando no se considera el error observacional, el rendimiento de los SPC tiende a subestimarse. Por tanto, adquiere relevancia creciente el hecho de incorporar esa incertidumbre en la verificación. El método general de CANDILLE y TALAGRAND denominado *probabilidad observacional* [102] se estudió en profundidad para la precipitación en un estudio de SANTOS y GHELLI [548], del que se muestra un resumen en la Figura 21.9 en la página siguiente. Cuando se tiene en cuenta el error observacional se evita subestimar el rendimiento de los SPC, que resulta más alto de lo acostumbrado. La Figura 21.9 en la página siguiente izquierda muestra el concepto de probabilidad observacional. En cada caja de malla se toman las observaciones presentes y se construye una distribución de probabilidad que representa la precipitación estimada en esa caja, a partir de la que se infieren las probabilidades. La Figura 21.9 en la página siguiente derecha muestra una parte del ejercicio de verificación realizado para probar esta teoría. Pueden verse series temporales de BSS de precipitación acumulada en 24 h superior a 10 mm y sus componentes para AEMET-SREPS en la Península y Baleares para el periodo usual en este capítulo y alcance T+54. El BSS, orientado positivamente, en trazo grueso continuo para el método tradicional y en trazo grueso discontinuo para el método de probabilidad observacional que tiene en cuenta el error en las observaciones. Las componentes del BSS, orientadas negativamente, se muestran con símbolos intercalados, fiabilidades con triángulos y resoluciones con círculos. Puede comprobarse cómo el rendimiento medido teniendo en cuenta el error observacional es superior.

21.3.5 Time lagged ensemble con AEMET-SREPS

Una de las configuraciones que se probó en diversas ocasiones y durante largos periodos de tiempo es del tipo *time lagged ensemble* [386] (sec. 13.5 en la página 182), consistente en juntar salidas de miembros de pasadas consecutivas para formar un superensemble. Por ejemplo, si cada pasada de las dos (00 y 12 UTC) produce un ensemble de 20 miembros, pueden tomarse los 20 miembros de la última pasada y los 20 de la penúltima y formar un superensemble de 40 miembros. Este tipo de sistemas no implica coste computacional adicional en lo referente a los modelos en sí, aunque sí que lo requiere en el posproceso para la computación de productos probabilistas que, en cualquier caso, es un coste relativamente pequeño. Los ensemble time lagged son baratos en ese sentido y suelen dar resultados positivos. Se proyectó aumentar el número de pasadas a cuatro (00, 06, 12 y 18 UTC), existiendo en ese caso la posibilidad de construir un superensemble de 80 miembros combinando los 4 ensembles más recientes (HH, HH-6, HH-12, y HH-18), aunque no se llegó a poner en práctica esta posibilidad.

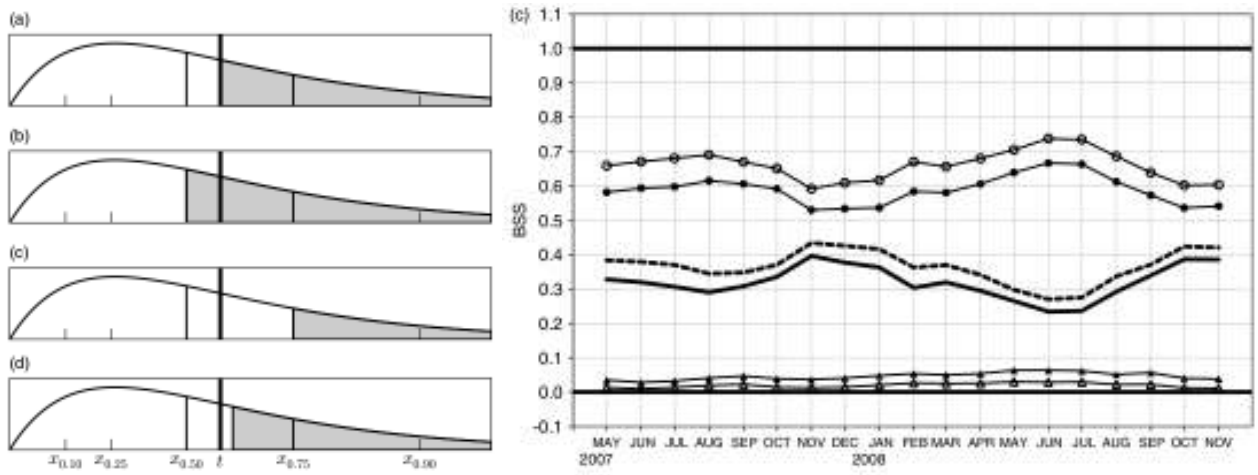


Figura 21.9: Método de probabilidad observacional de CANDILLE *y* TALAGRAND *[102] aplicado aquí a la precipitación por* SANTOS *y* GHELLI *[548]. Al tener en cuenta el error en las observaciones, el rendimiento medido del SPC es superior, en este caso AEMET-SREPS (ver texto). Figura de* SANTOS Y GHELLI*, 2012, QJRMS [548].*

21.4 Verificación: consistencia del flujo a gran escala

La verificación de un ensemble trata de evaluar en qué grado la predicción probabilista es *buena* dado que *exacta* no es por naturaleza, dado que es probabilista. Técnicamente, mediante diferentes medidas se evalúan diversas propiedades que presenta el SPC al compararlo con las observaciones o con el análisis correspondiente: la *calidad* mediante medidas como la *fiabilidad* o la *resolución* y el *valor* con medidas como el *valor económico relativo* de la predicción, es decir, el beneficio relativo que aportaría a un usuario la utilización de la predicción probabilista.

Para contrastar la consistencia general del sistema a gran escala, digamos escala sinóptica, se comparan campos dinámicos previstos con los correspondientes campos del análisis. La ventaja de usar un análisis es que este cubre todo el dominio de integración (no así las observaciones) con el mismo peso, lo que evita dar prioridades a las zonas de tierra donde la densidad de observaciones es bastante superior. La verificación frente a observaciones (surface synoptic observations (SYNOP), TEMP) da, como es natural, peores resultados pero cualitativamente similares. Los campos dinámicos son aquellos que reflejan la dinámica atmosférica a gran escala sin sufrir influencias de menor escala como, por ejemplo, la orográfica. Se tomaron campos de presión reducida al nivel del mar y altura geopotencial en 500 hPa y se compararon con el análisis operativo del ECMWF.

El periodo de verificación abarca desde abril de 2007 hasta diciembre de 2008, el mismo que se muestra en la sección 21.5.1 en la página 331 para las variables de tiempo sensible. Dada la problemática usual en fases de desarrollo, no puede disponerse del sistema todos los días al 100 %, de modo que del periodo señalado se seleccionaron 614 pasadas de 00 UTC. La malla de verificación consta de $380 \times 164 = 62\,320$ puntos. De este modo, el tamaño muestral para evaluar la significación de cada medida en cada alcance de predicción es $62\,320 \times 614 \sim 3{,}8 \times 10^7$. El horizonte predictivo alcanza hasta 72 h y se verifican alcances cada 6 horas desde T+06 hasta T+72, es decir 12 alcances. Se estudiaron diferentes aspectos del rendimiento de las predicciones que mostramos en las siguientes subsecciones: la calidad individual de los miembros, la consistencia estadística con el análisis y, por último, la dispersión del ensemble.

21.4.1 Rendimiento de los miembros individuales

En los SPC multimodelo, e. g. AEMET-SREPS, existen tareas extra en comparación con los SPC basados en un solo modelo, e. g. ECENS. La calidad o rendimiento individual de cada miembro como modelo determinista es condición necesaria, pero no suficiente, para garantizar la calidad del SPC en conjunto. Hay que tener en cuenta que en el posproceso del sistema se computan productos probabilistas basados en la equiprobabilidad de los miembros. Por tanto, el primer requisito es garantizar una calidad individual cuanto menos equiparable.

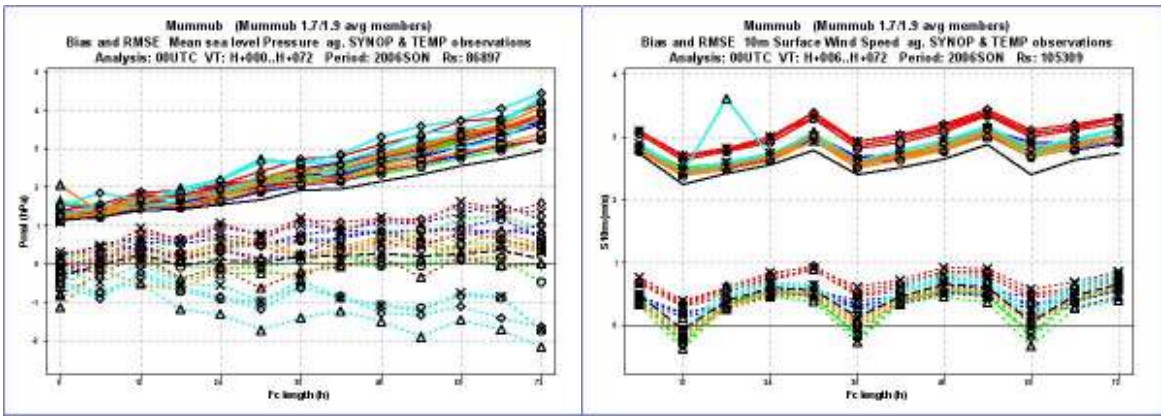


Figura 21.10: Evolución con el alcance de la predicción (eje horizontal) del error medio (trazo discontinuo) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (trazo continuo) de predicciones de presión reducida al nivel del mar (MSLP) computados para cada miembro del SPC (colores) y para el promedio del SPC (negro, trazo grueso). Izquierda: presión reducida al nivel del mar. Derecha: viento a 10 m.

También se espera que se cumpla una propiedad estadística conocida: el error cuadrático medio (MSE, sec. 15.2.3 en la página 217) del promedio del SPC ha de ser más pequeño que el MSE de cualquiera de los miembros [365, 448, 656, 678]. Para comprobar este aspecto, se computan el error medio (ME, sección 15.3 en la página 219) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE) de predicciones de variables dinámicas (Z500, T500, MSLP) para cada miembro y para el promedio del SPC. La Figura 21.10 muestra los resultados para MSLP. Tanto el ME como el RMSE del promedio del SPC están dibujados en trazo grueso para distinguirlos. Puede comprobarse el rendimiento similar de los miembros que garantiza una calidad equiparable, así como el menor RMSE del promedio. Como ya se ha insistido en otros capítulos, es una propiedad estadística solamente: el promedio del SPC no siempre es una situación meteorológica plausible, pero su rendimiento medido estadísticamente es superior al de los miembros individuales (sec. 13.6.3 en la página 186).

21.4.2 Consistencia estadística con las observaciones en el flujo a gran escala

En tanto que propiamente probabilista, un primer paso para verificar el sistema es el de comprobar la *consistencia* de las predicciones con las observaciones (o el análisis) en el flujo a gran escala.El llamado *histograma de rango* [15, 101, 254, 255, 256] puede usarse para comprobar si, en cada punto, el valor observado es estadísticamente indistinguible del conjunto de los valores previstos por el SPC. Equivalentemente, si tanto el valor observado como los previstos son igualmente probables como candidatos a la *verdad*. Si es así, el sistema se dice que es *estadísticamente consistente* con las observaciones o *fiable*. Un sistema fiable presenta un histograma de rango con forma aproximadamente plana. En la Figura 21.11 izquierda podemos ver el histograma de rango correspondiente al periodo mencionado abril 2007 - diciembre 2008 para Z500 en el alcance T+24 y muestra consistencia a grandes rasgos, con una cierta cantidad de valores atípicos en los extremos, indicando una ligera subdispersión típica de los SPC operacionales de esa época. El hecho de estar promediando 21 meses seguidos podría esconder alguna variabilidad estacional. Para ello, en la Figura 21.11 derecha estratificamos la muestra en las diferentes estaciones, apareciendo tendencias claras: subdispersión en invierno (forma de U), fiabilidad en primavera, sobredispersión en verano (forma de campana) y una ligera subdispersión en otoño. Para otras variables y alcances predictivos los histogramas muestran tendencias similares.

21.4.3 Dispersión

La consistencia de las predicciones con las observaciones (o el análisis) está relacionada con la dispersión del SPC. Se espera que un SPC realice un muestreo adecuado de las incertidumbres subyacentes en la predicción, representada en cada punto por la dispersión de las predicciones (con respecto al promedio o con respecto al miembro de control si lo hay), así como brindar información cuantitativa y explícita de la predecibilidad de la atmósfera, que a posteriori puede ser representada en ese mismo punto por el error (e. g. el RMSE) del promedio de las predicciones comparado con la observación. Un SPC consistente muestra una relación aproximadamente lineal entre ambas cantidades, la dispersión y el error del promedio [78, 83, 656].

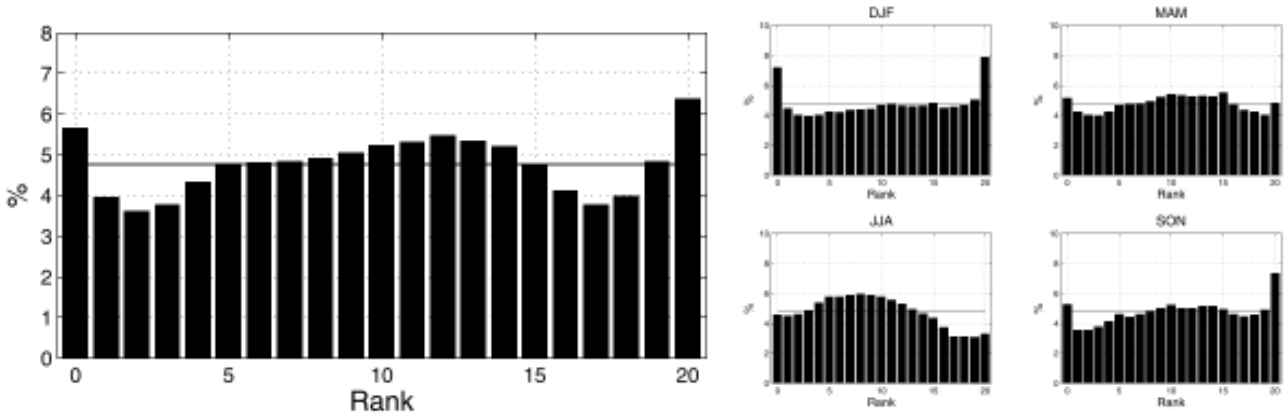


Figura 21.11: Histogramas de rango correspondientes al periodo abril 2007 - diciembre 2008 para Z500 en el alcance T+24, tomando como referencia el análisis del ECHRES. A la izquierda, el total. A la derecha, de arriba abajo y de izquierda a derecha, la estratificación estacional: invierno D2007-EF2008, primavera MAM2008, verano JJA2008 y otoño SON2008. [215] TellusA, CC BY 4.0.

Dado que A-S se compone de un producto cartesiano de modelos LAM y modelos GCM surge un aspecto que se ha estudiado por su particular interés: ¿qué parte de la dispersión de A-S proviene de los múltiples modelos LAM y qué parte de las múltiples condiciones iniciales y de contorno? Para responder a esta pregunta, basta con considerar la relación dispersión-error correspondiente a los diferentes subensembles que pueden formarse dentro de A-S: por un lado cinco subensembles multicontorno formados por un modelo LAM y cuatro globales y, por otro lado, cuatro subensembles multimodelo formados por cinco modelos LAM y un modelo global. Una vez formados estos subensembles, puede compararse la dispersión del A-S completo con la dispersión de los distintos subensembles. El resultado se muestra en la Figura 21.12 izquierda y centro, donde no se ha tenido en cuenta el posible impacto del tamaño de cada SPC [83, 194, 195], 20 para el A-S completo y 4 ó 5 para los subSPC. La Figura 21.12 muestra la relación dispersión-error para la variable MSLP en los alcances predictivos T+6 hasta T+72 cada 6 horas, tanto para el A-S completo (trazo grueso) como para los distintos subSPC (trazos finos), multicontorno a la izquierda y multimodelo en el centro. Como primer resultado, el sistema A-S completo muestra una relación dispersión-error claramente lineal, por lo que el sistema es consistente con el análisis. En segundo lugar, todos los subensembles muestran menos dispersión que el A-S completo, conclusión alcanzada en otros estudios como el proyecto SAMEX [297], el estudio de Arribas y col. [22] o el proyecto DEMETER [475] de predicción estacional.

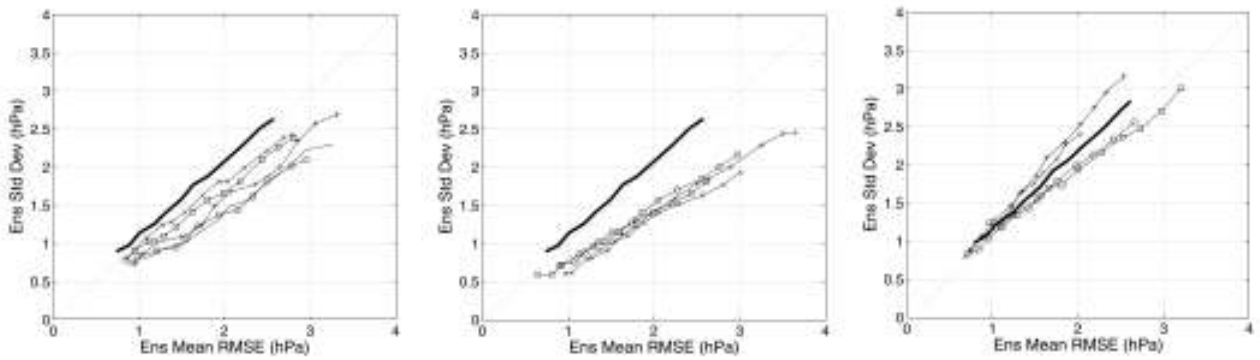


Figura 21.12: Diagramas dispersión-error para la variable MSLP en los alcances T+6 hasta T+72 cada 6 horas en el periodo mencionado en figuras anteriores. Para el sistema completo, multimodelo y multicontorno con 20 miembros, en trazo grueso en los tres diagramas. Izquierda: para los cinco subsistemas multicontorno en trazo fino. Centro: para los cuatro subsistemas muti-modelo en trazo fino. Derecha: para los cuatro estaciones del año en trazo fino. El sistema completo muestra mejor relación dispersión-error que cualquiera de sus subsistemas y el periodo completo mejor que cualquiera de las estaciones (ver texto). [215] TellusA, CC BY 4.0.

Como tercer resultado, los subSPC multimodelo son más subdispersivos que los subSPC multicontorno según avanzamos en el alcance de predicción, lo que nos lleva a concluir que la contribución de los modelos globales a la dispersión del sistema es algo superior a la contribución de los diferentes LAM, respondiendo a la pregunta que nos planteábamos anteriormente.

Para incluir tendencias estacionales que podrían quedar enmascaradas en el resultado de todo el periodo, mostramos también la estratificación estacional, esta vez sólo para el sistema A-S completo, tal como se hizo anteriormente para los histogramas de rango (sec. 21.11 en la página anterior). Los resultados son consistentes con los que para el alcance T+24 mostraban los histogramas de rango. En invierno el sistema se torna subdispersivo para alcances altos, en primavera muestra una clara sobredispersión ligeramente creciente con el alcance predictivo, en verano sobredispersión pero con menores valores tanto de dispersión como de error y, finalmente, en otoño el sistema muestra una relación dispersión-error muy lineal, claramente cerca de la diagonal, con valores menores a los de invierno-primavera y mayores que los de verano. Estos resultados son consistentes con la mayor predecibilidad esperable en verano y menor predecibilidad acompañada de mayor dispersión en primavera. Las tendencias estacionales se compensan parcialmente unas a otras para producir la curva más equilibrada del periodo completo.

21.5 Verificación: tiempo sensible

21.5.1 Tiempo sensible: respuesta frente a eventos binarios

Un SPC de corto plazo está enfocado principalmente en las variables de tiempo sensible (precipitación, viento, temperatura). La verificación correspondiente más adecuada mide la respuesta del sistema frente a eventos binarios, del tipo llueve/no-llueve, llueve por encima de 5 mm / no llueve por encima de 5 mm, etc., seleccionando un conjunto también adecuado de umbrales meteorológicos, umbrales característicos desde el punto de vista climatológico o predictivo.

21.5.2 Periodo, predicciones y observaciones

El periodo elegido cubre 21 meses consecutivos, desde abril 2007 hasta diciembre 2008. La verificación de probabilidades tiene una base estadística y el ejercicio de verificación de un SPC es más significativo cuanto mayor es la muestra de datos; el período verificado aquí tiene una significación dentro de lo acostumbrado, tanto menor cuanto más alto el umbral, que es cuando el evento binario tiene lugar en un número de ocasiones menor y en esos casos aparece ruido en las curvas (fenómeno llamado *undersampling* [662]).

Para comparar con otro sistema predictivo de referencia, se seleccionó el SPC del ECMWF, ECENS (sec. 19.3 en la página 299). Al tratarse ECENS de un SPC óptimo para el medio plazo y AEMET-SREPS de un sistema óptimo para el corto plazo la comparación no es idónea; sin embargo, se eligió desde un punto de vista práctico al no tener que comparar A-S con otros sistemas de servicios meteorológicos nacionales. Se escogieron alcances de predicción comunes, con el propósito de minimizar cualquier posible ventaja de algún SPC sobre otro y, por tanto, alcances un poco tempranos para ECENS y algo tardíos para A-S, por la naturaleza de cada sistema. Por simplicidad, mostraremos detalladamente los resultados para precipitación, dejando sólo un breve resumen de la temperatura y el viento.

Para tener una representación adecuada en densidad y cobertura se usaron datos de las redes pluviométricas europeas de alta resolución, en la Figura 21.13 se muestra el ejemplo de cobertura de estas estaciones en España. Los métodos basados en interpolación de los valores previstos en los puntos de malla a los puntos de observación (*pointwise*, sec. 15.5 en la página 225), pueden adolecer por un lado, del impacto de la heterogénea densidad espacial de las observaciones y, por otro lado, de la potencial falta de significación debido a la dependencia entre estaciones cercanas .

Figura 21.13: Red pluviométrica de estaciones en España. Las estaciones azules son pluviométricas puras y las rojas son termo-pluviométricas. AEMET 2017.

Para evitar ambos problemas se aplicó un método de gridding o upscaling [125] a las observaciones de precipitación. En este método se toman, para cada caja de malla (*grid box* en inglés), los valores observados dentro de la misma y se computa un representante, normalmente una ponderación adecuada con la distancia para evitar tomar el promedio puro. Sólo se consideran aquellas cajas con un número mínimo de 5 estaciones, para garantizar cierta consistencia. El ECMWF proporcionó estos datos ya mallados a 0.25ºx0.25º, malla de verificación del A-S.

Se comparan, así, predicciones de AEMET-SREPS (A-S) y de ECENS (E-E). Dado que las redes climatológicas proporcionan precipitación acumulada de 07 a 07 UTC, que la pasada disponible de A-S era la de la 00 UTC y que se disponía de salidas cada 6 h, se eligieron los alcances de T+30 y T+54 para computar la precipitación acumulada entre 06 y 06 UTC del día siguiente y poder comparar con E-E en alcances no demasiado tempranos (la otra opción era T+6 y T+30). No se tiene en cuenta la diferencia de 1 h entre la ventana de acumulación 06-06 prevista y la ventana 07-07 observada. El número medio de parejas predicción-observación comparadas es de 1 000 por día, mientras que para periodos de tres meses es de aproximadamente 76 000. Por su relevancia en predicción operativa se eligieron los umbrales de precipitación 1, 5, 10 y 20 mm.

21.5.3 Medidas de verificación y estrategia

En el contexto de la respuesta frente a eventos binarios, la calidad del sistema puede comprobarse midiendo diferentes propiedades [101, 103]: *fiabilidad,* correspondencia entre probabilidad del evento y frecuencia condicionada de observación del mismo, representada en diagramas de fiabilidad, tanto mejores cuanto más cercanos a la diagonal; *resolución*, capacidad del sistema para dar valores predictivos probabilistas con más resolución, también probabilista (valga la redundancia), que la propia climatología muestral y *discriminación*, capacidad del sistema para discernir entre la ocurrencia y no ocurrencia del evento, representada en curvas ROC (Relative Operating Characteristics [336]), tanto mejores cuanta más área presenten por encima de la diagonal. El *valor relativo* del sistema suele representarse en curvas de valor económico relativo, tanto mejores cuanta más área y cuanto más centrado esté el máximo (sección 15.10 en la página 240). Este conjunto de propiedades se describen detalladamente en el capítulo 15 en la página 213 y en los textos fundamentales de verificación de predicciones [322, 323, 325, 662]. Se usó el índice de habilidad de Brier o Brier Skill Score (BSS) [71] y su descomposición en fiabilidad y resolución [323] como medidas netas de fiabilidad, resolución y habilidad. Un sistema con BSS mayor que 0 es más hábil que la climatología muestral y uno con BSS=1 indica un sistema perfecto y determinista. Se usó el índice de habilidad del área ROC o Roc Skill Area (RSA), igual a 2A – 1, donde A es el área bajo la curva ROC, para medir la discriminación. Las áreas ROC se han computado por el método empírico del trapezoide. Una estimación paramétrica daría resultados con menos sesgo [323, 595, 663], mientras que el método empírico tiende a subestimar el área, especialmente para eventos correspondientes a umbrales altos, así como favorecer a SPC de tamaños superiores. La discriminación es una medida complementaria a la que proporciona el BSS. Mientras que el BSS es relativamente insensible a eventos extremos, el RSA no lo es [323]. En contrapartida, RSA puede ser insensible a algunos tipos de sesgos predictivos [336].

Para cada evento binario de exceder el umbral correspondiente, se computa la distribución conjunta de predicciones y observaciones, en los diferentes puntos de malla y distintos días del periodo, puntos x días = casos. En cada caso, a las observaciones se les da el valor 0 ó 1 según se haya sobrepasado el umbral y dado el conjunto de predicciones del SPC, se asigna una probabilidad de exceder el umbral siguiendo la hipótesis de equiprobabilidad de LAPLACE: número de miembros que superan el umbral dividido entre número de miembros totales. Para SPC de N miembros, se hace una partición del espacio de probabilidades en N+1 intervalos o clases, para obtener medidas más precisas [678], es decir 52 clases para E-E y 21 clases para A-E. No se ha tenido en cuenta la diferencia de tamaños entre ambos SPC [83, 194, 195], aunque puede suponerse que favorece en todo caso a E-E y tener este hecho en cuenta. A partir de la distribución conjunta, plasmada en diversas tablas de contingencia, se obtiene una serie de medidas. Se estratificó en periodos de tres meses, utilizando la climatología muestral como referencia en cada estrato [404], sobre el dominio completo, construyendo así una serie temporal mensual con media móvil [662] de tres meses. No se calcularon intervalos de confianza para las medidas, aunque es conveniente hacerlo [109, 226, 322, 405] y se ha hecho en otros estudios posteriores.

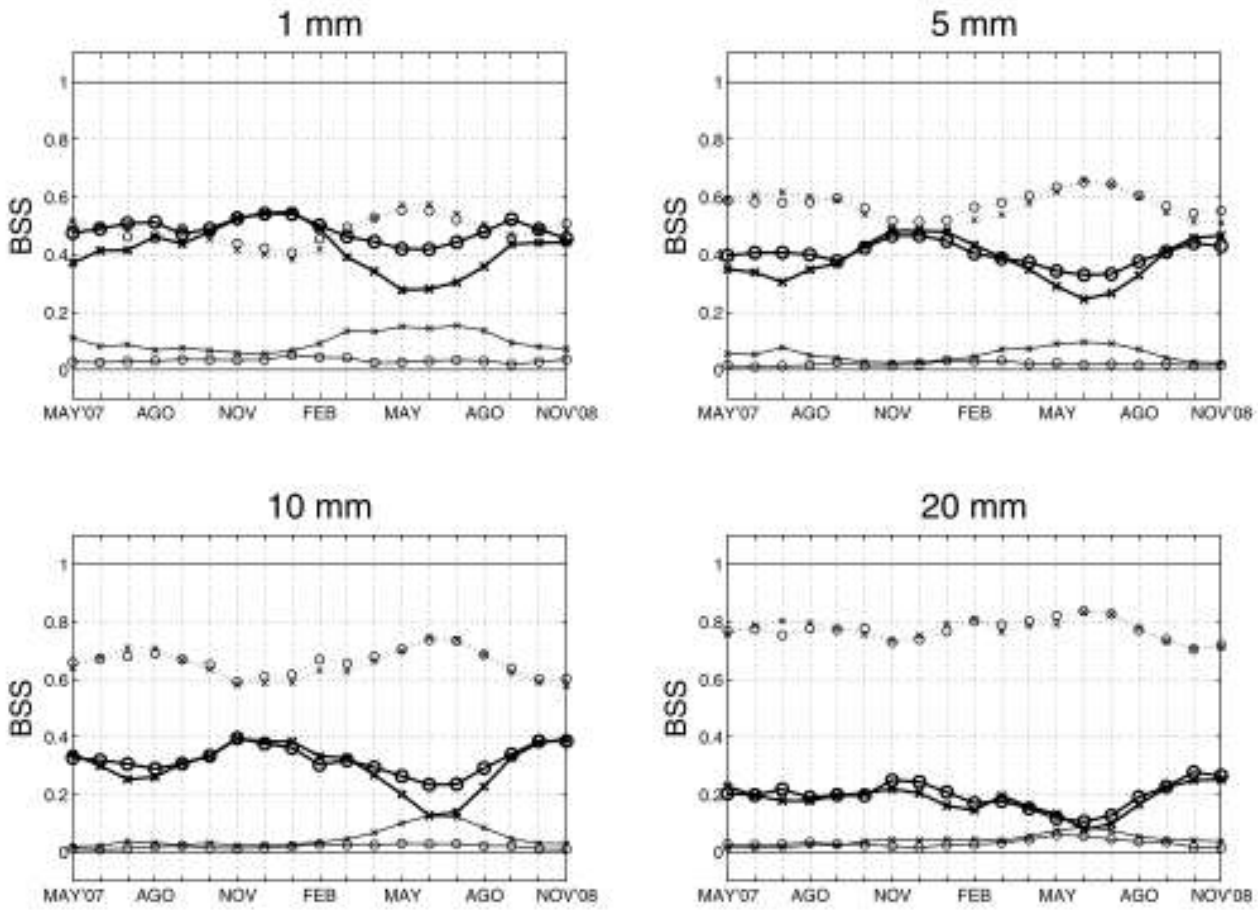


Figura 21.14: Series temporales de BSS (trazo grueso) y de sus componentes de fiabilidad (trazo fino) y resolución (trazo fino discontinuo), utilizando media móvil de tres meses, con centro desde mayo 2007 hasta noviembre 2008. Se muestran resultados de arriba abajo y de izquierda a derecha para los umbrales de 1, 5, 10 y 20 mm de precipitación acumulada en 24 h respectivamente. El alcance predictivo es de T+54 (acumulación de T+30 a T+54), AEMET-SREPS en círculos y ECENS en aspas. [215] TellusA, CC BY 4.0.

21.5.4 Resumen de resultados

La Figura 21.14 muestra series temporales de BSS (trazo grueso) y de sus componentes de fiabilidad (trazo fino) y resolución (trazo fino discontinuo), utilizando media móvil de tres meses, con centro desde mayo 2007 hasta noviembre 2008. Se muestran resultados de arriba abajo y de izquierda a derecha para los umbrales de 1, 5, 10 y 20 mm de precipitación acumulada en 24 h respectivamente. El alcance predictivo es de T+54 (acumulación de T+30 a T+54), AEMET-SREPS en círculos y ECENS en aspas. El BSS tiene orientación positiva, cuanto más alto mejor, cero indicando habilidad igual a la climatología muestral y uno indicando predicción perfecta. Las componentes de fiabilidad y resolución tienen orientación negativa, es decir, cuanto más abajo más fiabilidad y resolución. Como pautas generales comunes, los dos sistemas A-S y E-E presentan su mayor habilidad en invierno, la habilidad se degrada según aumenta el umbral y para 20 mm la variabilidad estacional no es significativa. La primera pauta es consistente con la predominancia de precipitación a gran escala, más bien estratiforme, en invierno. A-S en círculos supera en rendimiento a E-E en primavera y verano de forma clara para los umbrales 1, 5 y 10 mm, mientras que para 20 mm lo supera solo en invierno. Esta diferencia en habilidad se explica en términos de resolución: A-S a 0.25º puede resolver mejor los sistemas convectivos que E-E a 0.50º. Esta diferencia puede esperarse también en otoño, pero no se midió: efectivamente, la convección otoñal se sabía necesitaba todavía mejorar en A-S. Entrando en detalle en las componentes del BSS, A-S muestra más fiabilidad que E-E, especialmente en primavera y verano, diferencia decreciente con el umbral. Por el contrario, E-E muestra más resolución en el espacio de las probabilidades en primavera, otoño e invierno, excepto para 20 mm, lo cual puede deberse a su mayor tamaño con 51 miembros. La resolución no puede mejorares mediante un proceso de calibración del espacio de probabilidades; por el contrario,

la fiabilidad puede mejorarse mediante calibración a costa de la resolución, aunque los beneficios de tal calibración son difíciles de conseguir en un entorno operativo [25]. La mayor diferencia en fiabilidad que en resolución en primavera y verano da al sistema A-S mayor BSS que E-E en estas estaciones.

La Figura 21.15 muestra series temporales de RSA con las mismas características que la Figura 21.14 en la página anterior en lo relativo a umbrales, periodo, etc. La medida RSA tiene orientación positiva, con un valor de cero indicando discriminación igual que la de la climatología muestral y un valor de uno correspondiendo a discriminación perfecta. Para 1, 5 y 10 mm ambos sistemas, A-S en círculos y E-E con aspas, muestran valores altos de RSA, ligeramente superiores en invierno, cuando esperamos que predomine la precipitación estratiforme, sin diferencias relevantes entre ambos sistemas. Para 20 mm hay diferencia más clara, con A-S mostrando mayor RSA en otoño e invierno, posiblemente debido a la mayor sensibilidad de A-S a eventos más raros, pues en este caso no está tan claro el papel de la resolución horizontal y su relación con la capacidad de describir correctamente la actividad convectiva.

En resumen, A-S muestra en general mejor rendimiento que E-E en términos de habilidad medida con BSS y sus componentes, aunque E-E muestra a veces más resolución, A-S es más fiable y con mayor diferencia en general. Esta diferencia es aún mayor en aquellas estaciones en las que la precipitación de tipo convectivo es más frecuente, mientras que cuando se espera predominio de precipitación de gran escala o estratiforme, no se observa apenas diferencia de habilidad entre ambos sistemas. Estos resultados son consistentes con la diferencia en resolución horizontal de ambos SPC con A-S 0.25º sobre 0.50ª del E-E, a pesar de la ventaja en tamaño del E-E con 51 miembros sobre 20, ventaja que explica alguna diferencia puntual. No se encontraron grandes diferencias en discriminación medida con RSA, excepto para el umbral de 20 mm donde A-S muestra valores superiores, posiblemente debido a su mayor sensibilidad a eventos más raros. Si se tuviera en cuenta la diferencia por tamaño del SPC, podríamos esperar aún mayor diferencia de rendimiento a favor de A-S. Para explicar estos resultados, A-S mejora las predicciones de E-E debido probablemente a su mayor resolución horizontal (25-50 km) y quizá debido también a su naturaleza multimodelo, multianálisis y multicontorno.

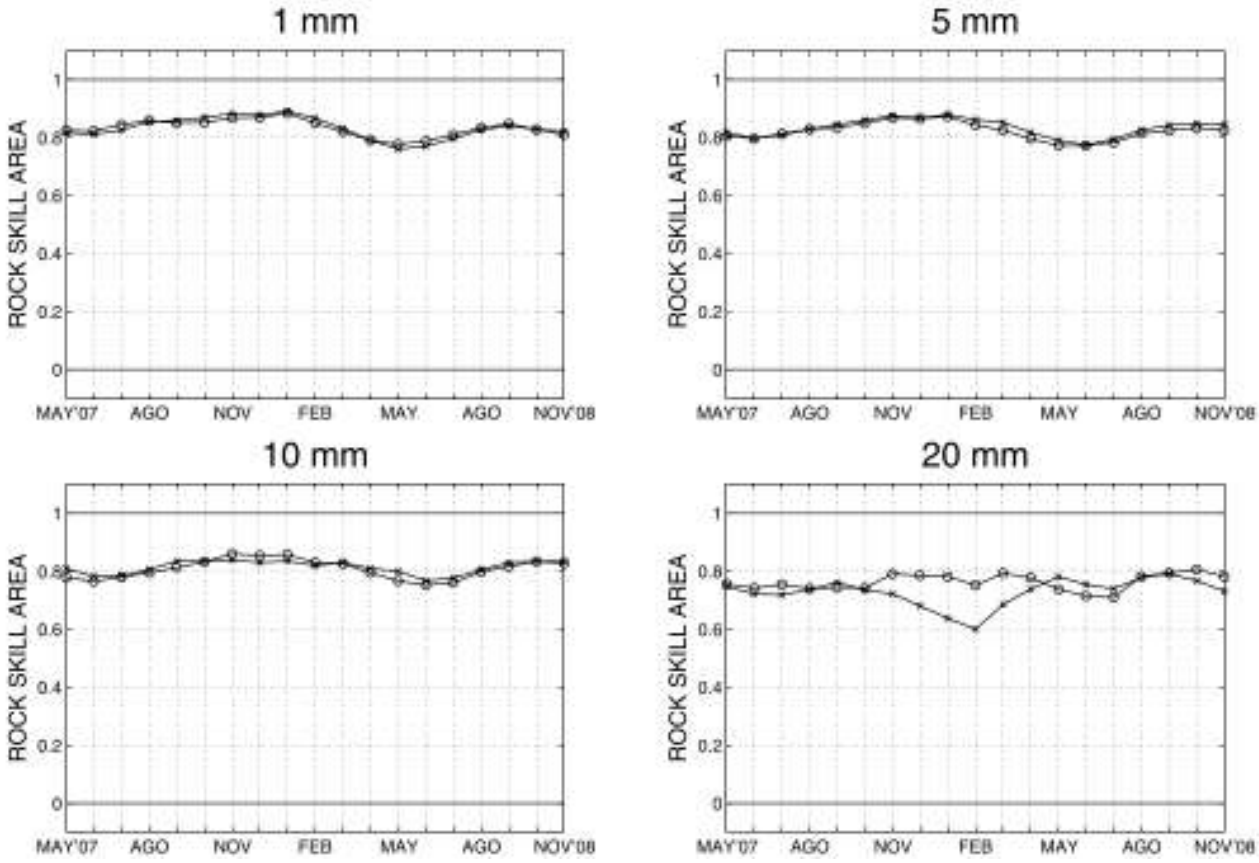


Figura 21.15: Como en la Figura 21.14 en la página anterior, pero esta vez el RSA. [215] TellusA, CC BY 4.0.

21.6 Usuarios

A partir del año 2007 se comenzaron a diseminar en tiempo real tanto las salidas directas de los miembros como los productos resultantes del A-S a diversos servicios meteorológicos, así como otras entidades europeas, que así lo demandaron para sus propios fines operativos o de investigación, a la par que colaboraban en explorar las proyecciones del sistema. Mencionamos aquí algunos ejemplos relevantes.

Figura 21.16: Usuarios destacados de AEMET-SREPS en Europa: consorcio COSMO.

Entre los consorcios europeos que más activamente solicitaron A-S para fines de investigación, podemos mencionar Consortium for Small-scale Modeling (COSMO). Durante un tiempo se le suministraban cuatro miembros de A-S a la resolución de 0.25º. Después estuvieron investigando y operando el SPC de mesoescala COSMO-SREPS, en el ARPA-SIM de Bolonia, para lo que se les suministraban 16 miembros de A-E para producir perturbaciones en algunos parámetros usando A-S como condiciones de contorno. Por último, para anidamiento del SPC de mesoescala COSMO-DE-SREPS usando AEMET-SREPS como contorno, se les suministraban 16 miembros de A-S. Dentro de AEMET, en el Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP) se abrió una línea de generación de productos probabilistas a partir de A-S. En la D. T. en Baleares se estuvieron usando las salidas de A-S con un algoritmo de detección de *medicanes* (capítulo 33 en la página 557).

Figura 21.17: Usuarios destacados de AEMET-SREPS en Europa: Servizio Meteorologico Regionale del ARPA-SIM de Lombardia.

Por otro lado, en el campo de la predicción operativa, A-S fue popular especialmente en aquellos centros operativos donde la convección profunda del área mediterránea es un elemento clave. Además de los GPV de Barcelona y Málaga y, en menor medida Valencia y Baleares, citamos por su relevancia y amabilidad especial al Servizio Meteorologico Regionale del ARPA-SIM de Lombardia, donde utilizaron durante años A-S con espectaculares resultados, siendo utilísimo para los casos de sistemas convectivos de mesoescala y precipitaciones torrenciales. Se recibían avisos de los lombardos los (pocos) días que recibían A-S con retraso o no lo recibían, debido a que no podían disponer de las predicciones correspondientes.

21.7 Proyectos

Algunos de los proyectos más relevantes en los que se ha involucrado el grupo de predecibilidad de AEMET se describen a continuación.

21.7.1 Proyectos internacionales de gran escala

2008-2012 TIGGE-LAM: THORPEX Interactive Grand Global Ensemble - Limited Area Models. https://software.ecmwf.int/wiki/display/TIGL

2006-2012 GLAMEPS: Grand Limited Area Model Ensemble Prediction System, Consorcio HIRLAM. http://hirlam.org/index.php/hirlam-programme-53/general-model-description/glameps

21.7.2 Energía eólica

2009-2010 SAFEWIND: Multi-scale data assimilation, advanced wind modelling & forecasting with emphasis to extreme weather situations for a safe large-scale wind power integration. Collaborative project funded by the European Commission under the 7th Framework Program, Theme 2007-2.3.2: Energy. http://www.safewind.eu/

2003-2005 HONEYMOON: A High resOlution Numerical wind EnergY Model for On- and Offshore using eNsemble predictions , DMI,INM, Cork Univ., Oldenburg Univ., EED, etc. http://cordis.europa.eu/project/rcn/67930_en.html

21.7.3 UIB (fenómenos adversos en el mediterráneo)

2018- COASTEPS: Fenómenos meteorológicos severos en zonas costeras mediterráneas: retos de predictibilidad y análisis climático (CGL2017-82868-R)., CICYT, UIB. http://meteo.uib.eu/coasteps (en construcción en mayo 2018).

2011-2014 PREDIMED: Mejora de las predicciones de tiempo severo Mediterráneo por medio de observaciones adaptativas y métodos avanzados de predicción por conjuntos en el marco de los proyectos MEDEX Fase II y HyMeX (CGL2011-24458), CICYT, UIB. http://meteo.uib.eu/predimed/PREDIMED.cid242657

2008-2011 MEDICANES: Ambientes Meteorológicos, Predecibilidad Numérica y Evaluación del Riesgo en el Clima Presente y Futuro (CGL2008-01271), CICYT, UIB.

2005-2008 ENSEMBLE: Aplicación de Técnicas de Predicción por Conjuntos a episodios meteorológicos de gran impacto en el Mediterráneo occidental (CGL2005-05681/CLI), CICYT, UIB.

21.8 Resumen y conclusiones

En el periodo 2002-2014 se desarrolló en INM/AEMET un SPC para el corto plazo multimodelo, multianálisis y multicontorno denominado AEMET-SREPS (A-S). En su etapa de madurez el sistema funcionaba integrando cinco modelos deterministas de área limitada (Limited Area Model (LAM) o Regional Circulation Model (RCM)) en el superordenador de AEMET usando cinco modelos deterministas de globales o de circulación general (Global Circulation Model (GCM)) como condiciones iniciales y de contorno. El sistema se componía, haciendo el producto cartesiano correspondiente, de 25 miembros que se integraban dos veces al día, pasadas de 00 y 12 UTC, produciendo predicciones hasta un alcance predictivo de 72 horas sobre un dominio que cubría parte del océano Atlántico Norte, parte del norte de África y casi toda Europa. La resolución horizontal de los miembros era de 0.25º, aproximadamente 25 km en nuestras latitudes y la vertical de 40 niveles. En este capítulo se ha mostrado un ejercicio de verificación completo, tanto del flujo a gran escala como de las variables de tiempo sensible, en un periodo de casi dos años, desde abril de 2007 hasta diciembre de 2008 (21 meses), primer periodo de madurez del sistema,

En la representación del flujo a gran escala, sinóptica principalmente, A-S era estadísticamente consistente con el análisis del modelo determinista del ECMWF, el ECHRES, con una ligera subdispersión típica en los SPC operativos más comunes. La dispersión del A-S muestra una relación razonablemente lineal con el error del promedio del SPC según crece el alcance de predicción, una evidencia clara de consistencia, relación mejor que la mostrada por cualquiera de los subSPC que se podían formar con los miembros del sistema, e. g. subSPC multimodelo o subSPC multicontorno. Estos últimos revelaron ser menos subdispersivos que los multimodelo, haciendo sospechar que el ingrediente multicontorno en el sistema tenía algo más de peso sobre la dispersión neta del mismo.

En la respuesta frente a eventos binarios para las variables de tiempo sensible, temperatura, viento y precipitación acumulada, que resultan las más importantes para los usuarios de un SPC para el corto plazo, el sistema presentaba una habilidad, destreza o pericia (skill) comparable o superior a la de SPC operativos destacables. Se muestran en este capítulo, por brevedad pero con cierto detalle, solamente los resultados para la precipitación acumulada en 24 horas. Se utilizaron observaciones de las redes pluviométricas europeas convenientemente malladas (gridding o upscaling) a 25 km, unas 1 000 observaciones diarias. Se compararon predicciones probabilistas del SPC del ECMWF, ECENS (E-E) y el A-S, seleccionando un alcance predictivo, relativamente justo para la comparativa, de T+54. Por su importancia en predicción operativa se seleccionaron los umbrales de precipitación 1, 5, 10 y 20 mm. Usando la medida Brier Skill Score (BSS [101, 323]) y sus componentes, A-S resulta tener más fiabilidad y peor resolución, con una habilidad neta superior en general a la de E-E, diferencia más clara en estaciones del año con actividad convectiva más alta. Usando la medida Roc Skill Area (RSA [163]) para medir la discriminación, solo se encontró diferencia par el umbral de 20 mm, en el que la discriminación de A-S fue superior en otoño-invierno. La más alta resolución horizontal de A-S, 0.25º sobre 0.50º juega un papel importante en estas diferencias de rendimiento, incluso a pesar de su tamaño más pequeño en número de miembros, 20 sobre 50, aspecto no estudiado en este ejercicio [83, 195]. Las situaciones convectivas se describen mejor con mayor resolución, conclusión esperada de ante-

mano. De ahí que en las situaciones donde predomina la precipitación estratiforme, de gran escala, apenas hay diferencias en el rendimiento de ambos sistemas. La diferencia de naturalezas en su diseño sin duda juega un papel, pero es más difícil de contrastar. A-S es multimodelo, multianálisis y multicontorno, mientras que E-E es un SPC monomodelo construido con perturbaciones en las condiciones iniciales y parametrizaciones estocásticas para tener en cuenta el error del modelo. En este sentido hace falta investigación más profunda [678], fuera del alcance del proyecto.

El reconocimiento es muy claro sobre la estrategia de diseño elegida: las configuraciones seleccionadas, multimodelo, multianálisis y multicontorno, quedan confirmadas como técnicas no solo plausibles sino también eficaces para muestrear convenientemente el error y las icertidumbres de condiciones iniciales, modelo y contorno.

Las predicciones probabilistas proporcionadas por A-S de variables de tiempo sensible pudieron ayudar en la predicción operativa como herramienta complementaria a los modelos deterministas de mayor resolución. A-S brinda información cuantitativa, explícita y detallada sobre la incertidumbre en la predicción y, por ende, sobre la predecibilidad atmosférica en cada área y alcance predictivo. Así mismo, proporciona diferentes escenarios, algunos de ellos de riesgo potencial, por lo que puede ser una poderosa herramienta de toma de decisiones a la hora de emitir avisos de fenómenos adversos, de gran relevancia en España, como son lluvias torrenciales o inundaciones súbitas en el área mediterránea, temporales de viento en el Cantábrico u olas de calor en el cada vez más intenso y extenso verano.

Se dieron varias líneas de investigación y desarrollo interesantes, tanto para mejorar este ensemble como para compararlo con otras alternativas de predicción probabilista, que han aportado conocimiento y experiencia para desarrollos actuales o futuros como el AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339). La aplicación de física estocástica en el SPC, utilizada en el ECMWF, puede aportar mejoras en el equilibrio energético en diferentes escalas. Las técnicas estadísticas avanzadas de calibración en el posproceso, aunque muestran resultados excepcionales corrigiendo la dispersión del ensemble en sentido estadístico, todavía fallan a la hora de afrontar fenómenos extremos. La técnica *time lagged* para construir un superensemble agrupando varias pasadas también ha dado buenos resultados. Se ha probado también un ensemble híbrido, que rescata la parte de la información de la incertidumbre de un ensemble, para agregarla a un modelo determinista de más alta resolución, y por tanto, a priori más exacto y sobretodo detallado, obteniendo así un ensemble de más resolución, es decir, con más detalle. Las técnicas de generación de SPC difusivos, también probadas, pueden mejorar la predicción probabilista de la precipitación, una de las más importantes.

Un aspecto importante que aportó la experiencia con A-S tiene que ver con la oportunidad de establecer el sistema como operativo oficialmente. Con A-S surgieron problemas de licencia para el uso de los modelos, uso del que AEMET no tenía plena libertad para explotación y, en ocasiones, el uso se restringió al contexto de investigación pero no el operativo. Otro aspecto importante tiene que ver con la publicidad interna que necesita un sistema puntero tanto en su concepción teórica como en la práctica de su uso para predicción operativa. En la época de A-S un buen número de predictores eran reacios a la hora de aprender las técnicas elementales de predicción probabilista, por lo que el valor de una herramienta como A-S, que ya era un SPC añadido al ECENS, se ponía en tela de juicio. Añadiendo un largo etcétera para el que no hay espacio en este capítulo, el resultado, en el fondo nada insólito, es que A-S nunca fue un SPC operativo oficialmente y tampoco se utilizó, al menos oficialmente, en los grupos de predicción. Este aprendizaje es útil a la hora de afrontar el desarrollo del actual AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339), aunque muchos de los condicionantes de aquella época ya no son tales: los predictores, en la actualidad, aunque cada vez menos, están mejor preparados y con actitud positiva para el aprendizaje de nuevas herramientas. Queda la memoria de AEMET-SREPS un sistema de naturaleza multimodelo, técnica en la que España fue pionera europea.

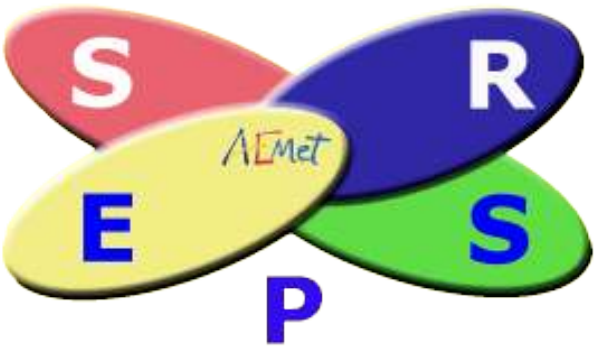


Figura 21.18: Logo de AEMET-SREPS, idea original de DANIEL SANTOS-MUÑOZ.

AEMET-γSREPS

22

ALFONS CALLADO I PALLARÉS[1], PAU ESCRIBÀ AYERBE[1] Y JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA ZAPATA[2]

Contribuciones de: MARC COMPTE ROVIROLA[1], DAVID GIL OLIVA[1], A. MARTÍN[2] Y J. RODRÍGUEZ[2] Y ERNEST WERNER HIDALGO[1]

1. *Delegación Territorial en Cataluña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)*
2. *Area de Innovación, AEMET*

> A model can bear the mark of its designer just as surely as a song can bear the mark of its composer.
> Un modelo contiene la huella de su diseñador igual que una canción posee el sello de su compositor.
>
> EDWARD NORTON LORENZ, 2004

El futuro de la predicción del tiempo se fundamentará en sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) que describan cada vez más detalladamente la atmósfera y sus interrelaciones con el resto de componentes del Sistema Climático: suelo, océanos, hielos y biosfera. Más *detalladamente* porque los modelos de predicción del tiempo representarán la atmósfera a escalas horizontales (y verticales) cada vez más pequeñas, desde muy pocos kilómetros a unos pocos metros. ¿Y por qué más detalladamente? Pues porque hay procesos de *mesoescala* (de 1 a 20 km en jerga de meteorólogos y modelizadores) que sólo se simulan *adecuadamente* con modelos detallados. Y que se simulen adecuadamente es determinante para poder hacer una *buena* predicción de eventos meteorológicos relevantes como por ejemplo precipitaciones intensas y/o copiosas que producen inundaciones. Y las *incertidumbres* inherentes a esas escalas y, por ende, su predecibilidad, sólo se podrán tener en cuenta con las predicciones de carácter probabilista basadas en SPC y no con una sola predicción determinista. En ese camino se enmarcan los actuales SPC de *área limitada* (una zona más o menos rectangular de la Tierra), de *alta resolución* (1-4 km), *convection permitting* (sin parametrizar la convección), anidados en *modelos globales* (todo el planeta), como el AEMET-γSREPS de AEMET.

Palabras clave: sistema de predicción por conjuntos AEMET-γSREPS, proyecto AEMET-γSREPS, multimodelo-multicontorno, incertidumbre en escala convectiva, sistemas de predicción por conjuntos de alta resolución.

Imagen parte superior: Nubes orográficas. Chamonix (Francia), hacia el sureste, 20 de julio de 2009, a las 9:04. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

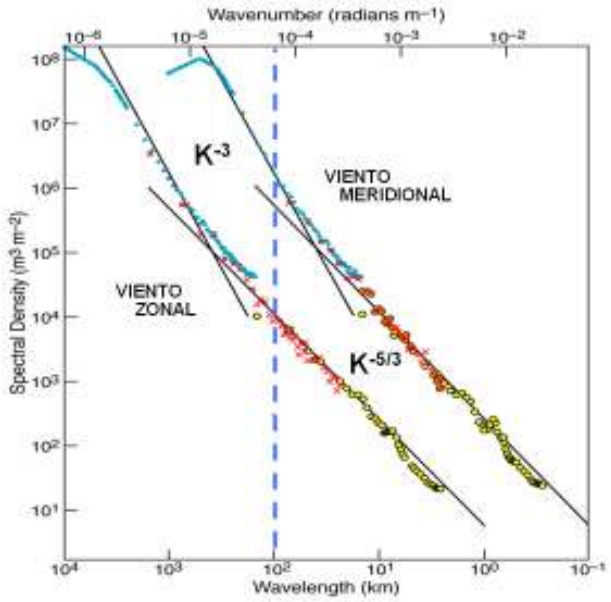


Figura 22.1: Espectro de energía del viento zonal y meridional de LINDBORG *[373]. La línea vertical azul marca aproximadamente el cambio del espectro entre los regímenes sinóptico y convectivo con espectros de energía de K^{-3} y $K^{-5/3}$ respectivamente.*

22.1 La incertidumbre en la escala convectiva

Las incertidumbres en la escala *convectiva* o *mesoescala* tienen unas implicaciones diferentes a las de la escala sinóptica, implicaciones que las convierten en relevantes, sobretodo en las predicciones cada vez más *detalladas* en zonas cada vez más pequeñas con fenómenos meteorológicos más locales. Vamos a dar las ideas más importantes en esta sección, pero no hay duda de que por su importancia en la evolución futura tanto de los SPC globales y regionales a altas resoluciones, como de la predicción operativa más local, merecería un capítulo entero en el presente volumen.

Escalas sinóptica y convectiva. En el presente capítulo y por simplicidad, aunque puede prevalecer el enfoque didáctico por encima del rigor científico, el fondo de la cuestión aparece en toda su magnitud. En este contexto, nos referimos a la escala convectiva, del orden de 1-10 km, claramente subsinóptica y a escalas sinópticas del orden de 10-1000 km, que en una clasificación de ORLANKSI [461] (cap. 6 en la página 73 y sec. 13.10 en la página 182) de las escalas espacio-temporales de la atmósfera, corresponderían más o menos la escala convectiva a las escalas meso-γ y meso-β y, por otro lado, la escala sinóptica a las meso-α y sinóptica de ORLANSKI, respectivamente.

22.1.1 La atmósfera en la escala convectiva y el espectro de energía $K^{-5/3}$

La atmósfera incluye multitud de diferentes escalas de diferentes fenómenos atmosféricos [461] (cap. 6 en la página 73), desde la escala casi molecular, e. g. las ondas sonoras, hasta la circulación general, e. g. fenómenos como el ENSO-El Niño (sec. 29.2.1 en la página 490) y todas interaccionan y se influyen entre ellas como un todo continuo e interrelacionado. Nuestras observaciones de la atmósfera, como las clásicas desde aviones en nivel de vuelo cerca de la tropopausa de NASTROM-GAGE [373], muestran unos regímenes de interacciones entre escalas diferentes, en particular entre la escala convectiva y la escala sinóptica.

En la Figura 22.1 se observa, para cada una de las componentes del viento, un régimen del espectro de energía que sigue un K^{-3} en la escala sinóptica y $K^{-5/3}$ en las escala convectiva. Sólo los modelos de predicción del tiempo de alta resolución, como los modelos que integran el SPC AEMET-γSREPS *no hidrostáticos* (sec. 6.3.2 en la página 84) y *convection-permitting*, parecen ser capaces de reproducir parcialmente el régimen de la escala convectiva con el espectro $K^{-5/3}$ y, por tanto, describir el cambio de régimen entre escalas. Este es un punto importante a favor de los modelos y SPC de alta resolución, sobre todo si queremos reproducir la atmósfera cada vez más detallada y fidedignamente.

22.1.2 El límite inherente de predecibilidad en la escala convectiva

La escala convectiva, con el espectro de energía $K^{-5/3}$, tiene un límite inherente de *predecibilidad* independientemente de tener, por ejemplo, mejores condiciones iniciales para un modelo de alta resolución. Esto no sucede en la escala sinóptica con el espectro de energía K^{-3}, donde, por ejemplo, si se mejora un 10 % la condición inicial a través de las observaciones, la predicción a 24 horas mejorará un 1 %: la mejora no es lineal, pero existe. En la escala convectiva la mejora sería de un 0 %. Las escalas convectivas son inherentemente inciertas, siendo el límite de su predecibilidad independiente de las condiciones iniciales. Uno de los pioneros en el error del modelo (sec. 5.3 en la página 68), el meteorólogo EDWARD N. LORENZ, ya se dio cuenta de ello a finales de los años 60 del siglo XX [383] (sec. 5.3.1 en la página 68).

Figura 22.2: Reproducción del espectro de energía (línea negra superior envolvente) y espectro de energía del error (curvas negras ascendentes de 5 días, 1 día, 5 horas, 1 hora y 15 minutos) de E. N. LORENZ *(1969 [383]). La línea azul vertical marca aproximadamente el cambio del espectro entre los regímenes sinóptico y convectivo con espectros de energía de K^{-3} y $K^{-5/3}$ respectivamente.*

LORENZ no lo hizo con un modelo común de la atmósfera, sino con uno simplificado teórico, pero que retenía la esencia del problema atmosférico. Ésta es una práctica muy común entre meteorólogos-modelizadores-teóricos.

Con nostalgia, en la Figura 22.2 se reproduce una gráfica con sus resultados, donde se muestran donde se situarían las escalas sinóptica y convectiva.

Más tarde se comprobó que *el límite inherente de la predecibilidad en las escalas convectivas en la práctica de los modelos de predicción del tiempo reales se sitúa entorno de las 12 horas* [288]. Por suerte, superior a las 5 horas estimadas con el modelo de LORENZ de 1969 [385]. Todo ello condiciona la aplicabilidad de las técnicas y metodologías clásicas en modelización de la escala sinóptica al pasar a la escala convectiva [287, 288]. Este descubrimiento es un importante jarro de agua fría para el avance de la predicción del tiempo y, simultáneamente, un interesante reto para los meteorólogos-modelizadores.

Antes de ahondar más en el límite de predecibilidad a escalas convectivas, debemos advertir algunos puntos:

1. La predecibilidad depende del flujo, es decir, depende de cada situación meteorológica: en una puede ser de sólo 6 horas, por ejemplo en algún caso con mucha inestabilidad convectiva y, en otros casos, llegar más allá de 24 horas, por ejemplo una situación estable anticiclónica.
2. Las mejoras en los modelos sí que pueden aumentar de manera efectiva el límite inherente de predecibilidad, a diferencia de las mejoras en las condiciones iniciales.
3. A pesar de lo comentado en el punto anterior, con mejores condiciones iniciales, por ejemplo asimilando datos de radar en modelos de los SPC de alta resolución, sí que se pueden mejorar las predicciones. Eso sí, sólo antes de llegar al límite de predecibilidad inherente.

22.1.3 Modelos y SPC en la escala convectiva

Para ejemplificar el futuro de los modelos y, sobretodo, de los SPC a escala convectiva, haremos uso de uno de los modelos simplificados de la atmósfera más utilizados a nivel teórico de nuestro laureado gurú E. N. LORENZ: el denominado modelo de LORENZ 96. En la Figura 22.3 en la página siguiente podemos visualizar el modelo LORENZ'96 [385] que nosotros interpretaremos que reproduce la interacción caótica de dos escalas: en rojo la escala convectiva y en verde la escala sinóptica.

¿Qué pasaría si analizáramos los errores (e incertidumbres) en ambas escalas? Pues el resultado puede verse en la Figura 22.4 en la página 343, siguiendo los trabajos de LORENZ:

- El error en las escalas convectivas (línea roja) crece rápidamente hasta saturarse al cabo de unas 12 horas. La saturación del error se produce cuando es tan grande que ya no hay más crecimiento: la curva se pone horizontal.

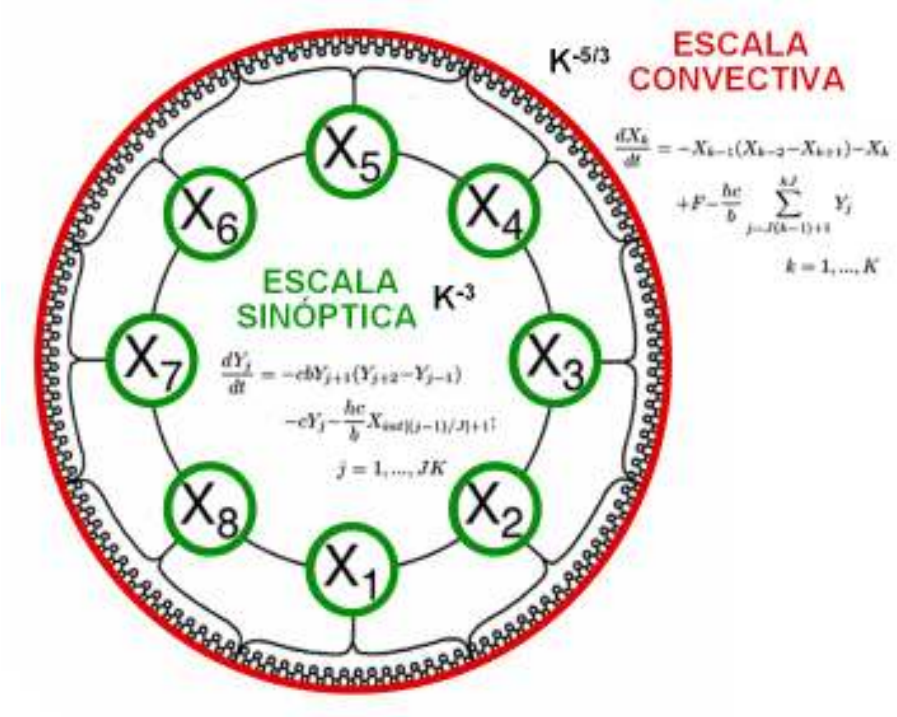


Figura 22.3: Reproducción de WILKS *[662] del modelo de* LORENZ *96. En rojo se representan la escala convectiva y en verde la sinóptica: las líneas negras representan los flujos de las interacciones intra-escalas e inter-escalas. Anecdóticamente, se reproducen las dos ecuaciones de* LORENZ *96 para ambas escalas, donde el último término de cada ecuación representa las interacciones entre ellas.*

- El error en escalas sinópticas (línea verde) crece rápidamente al principio por influencia de las escalas convectivas pero, llegada la saturación del error de estas últimas, crece a su propio ritmo, más lenta y continuadamente y sin llegar a la saturación: esa saturación llegaría hacia los 10-20 días en los modelos operacionales.

Profundicemos algo más en las enseñanzas de la Figura 22.4 en la página siguiente. Las escalas convectivas son el fruto de flujos en tres dimensiones (3D), es decir, tanto en la horizontal como en la vertical y, tales circulaciones, no están balanceadas o en equilibrio con su entorno. En los modelos y, para simular consistentemente en especial la inestabilidad convectiva, se precisa asimilar (cap. 16 en la página 249) observaciones de su propia escala tales como las reflectividades de los radares meteorológicos (con resoluciones alrededor de 1 km). La línea de puntos marrón de la Figura 22.4 en la página siguiente quiere representar cómo nos gustaría tener en cuenta las fuentes de incertidumbre en un SPC de alta resolución bien diseñado. Se necesitarían unas condiciones iniciales (IC por sus siglas en inglés) adecuadas a la escala (e. g. asimilación de radar) y un buen tratamiento del error del modelo (MO) para la escala convectiva (Tabla 17.5 en la página 278, sec. 17.5 en la página 277).

A diferencia de las escalas convectivas, las escalas sinópticas representan flujos y circulaciones más restringidos a la horizontal (2D), por balances cinéticos y energéticos respectivamente. Estamos en el régimen del espectro de energía K^{-3}, de la llamada inestabilidad baroclínica o baroclina, sin límite inherente de la predecibilidad y un crecimiento del error e incertidumbres más controlado: mucho más sencillo de simular por un modelo.

Para un modelo de muy alta resolución, las escalas que se resuelven a partir de unas 12 horas, sin el error saturado, son las mesoescalares y las sinópticas. Para un SPC regional se pueden aplicar los métodos clásicos y los errores e incertidumbres se pueden tratar a través de las condiciones de contorno de modelos o SPC globales (LBC por sus siglas en inglés) y los métodos usuales para el error del modelo (ver cap. 17 en la página 263). Una buena simulación de las incertidumbres en un SPC, representada por la línea de puntos marrón, es el objetivo de cualquier SPC de alta resolución y se considera factible con un SPC bien diseñado.

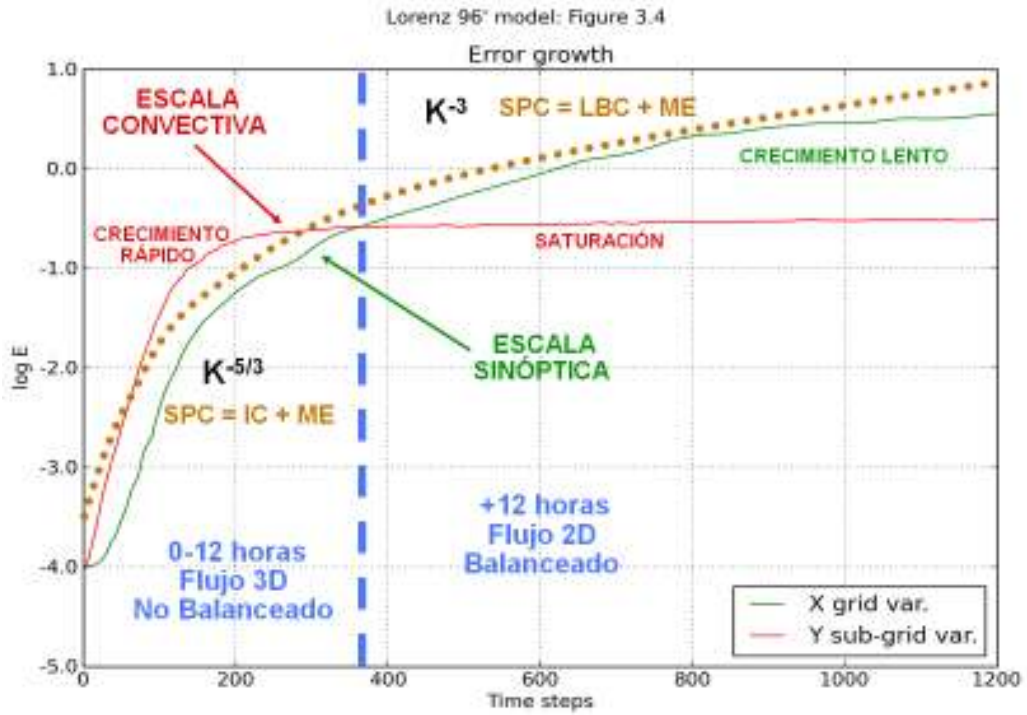


Figura 22.4: Crecimiento del error en el modelo de Lorenz 96: en rojo las escalas de procesos rápidos interpretados como escala convectiva; y en verde las escalas de procesos lentos interpretados como escala sinóptica. La línea azul vertical marca aproximadamente el cambio del espectro entre los regímenes sinóptico y convectivo con espectros de energía de K^{-3} y $K^{-5/3}$ respectivamente. Ver texto para más detalles.

22.1.4 ¿Y por qué SPC en la escala convectiva o kilométrica?

Responderemos a la pregunta en dos pasos siguiendo a uno de los pioneros de los SPC y errores del modelo, TIM PALMER [470].

El primer paso: hay multitud de razones para evolucionar los modelos de predicción del tiempo a no hidrostáticos (sec. 6.3.2 en la página 84) y convection-permitting en las altas resoluciones y, con ellos, los SPC en las escalas convectivas de las cuales, por su relevancia en latitudes medias, listamos las siguientes sin pretender ser exhaustivos:

- Mejores condiciones de contorno inferiores: mejor orografía, mejor descripción de los límites costeros, de usos del suelo, etcétera.
- Asimilación de observaciones de alta resolución, como las reflectividades radar, datos de satélites de alta resolución, etcétera.
- Simular explícitamente la inestabilidad convectiva con la dinámica del modelo y no en las parametrizaciones físicas (es decir, *convection-permitting*), al igual que la inestabilidad baroclínica o baroclina, facilitando la simulación de la organización de la convección en sistemas como líneas de turbonada, sistema convectivo de mesoescala (SCM), etcétera, organización muy limitada en los modelos con la convección parametrizada en la física.
- Simular mejor la rotura de ondas de ROSSBY (sec. 6.3.3 en la página 86) y por ende la persistencia de bloqueos anticiclónicos, etcétera.
- Posibilidad de mejores detalles de procesos en la física como la Planetary Boundary Layer (PBL) (turbulencia) y la evolución de las nubes o microfísica de nubes (condensación de la gran escala).

Y el segundo paso: ¿Qué sucede una vez que mudamos nuestros modelos a las escalas convectivas, no del todo inherentemente inciertas, pero sí en las que crece rápidamente el error de la predicción hasta saturarse en las 12 horas? Pues sucede que la aproximación determinista, es decir, hacer una predicción con un modelo determinista, pierde sentido. Estamos en una escala tan incierta que la predicción es sólo posible incorporando la probabilidad de forma natural en nuestro sistema predictivo. La única predicción consistente y viable a escalas convectivas se fundamenta en tener en cuenta las incertidumbres con un SPC de alta resolución no hidrostático (sec. 6.3.2 en la página 84) y convection permitting, como el AEMET-γSREPS presentado en este capítulo.

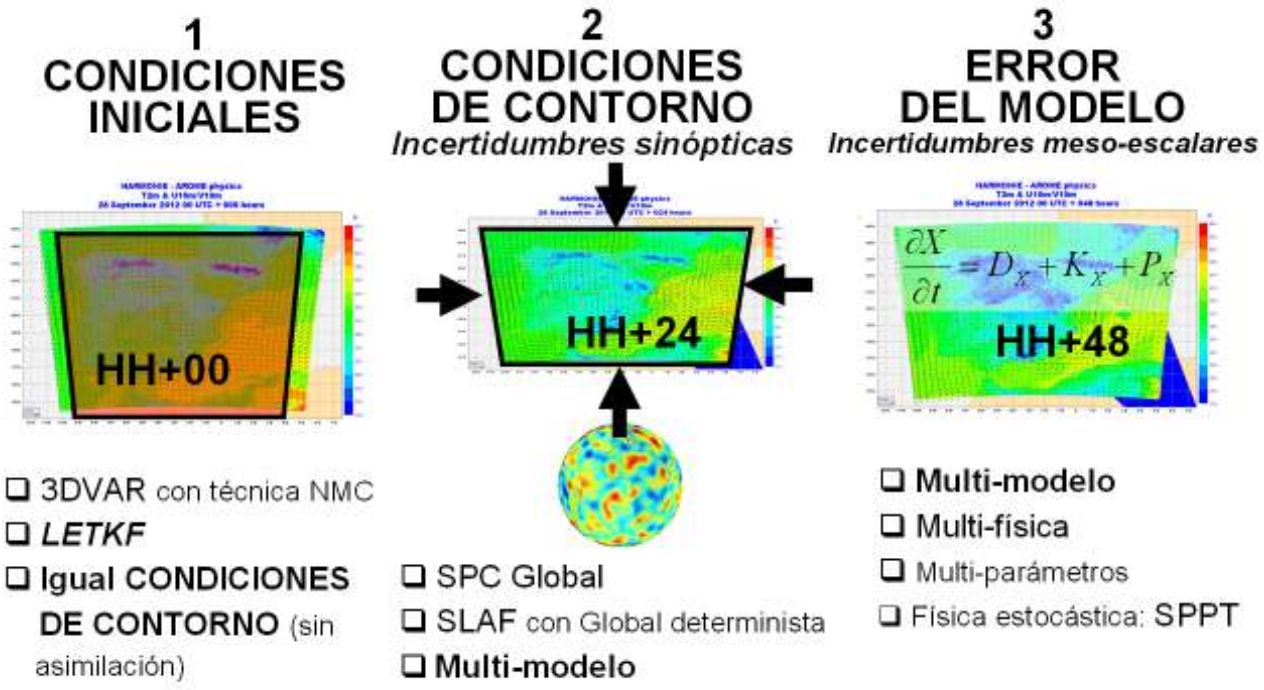


*Figura 22.5: Técnicas más empleadas en los SPC de alta resolución para tener en cuenta las tres fuentes de incertidumbre. En **negrita** las usadas en Harmon-EPS (SPC de HIRLAM-ALADIN) y en AEMET-γSREPS.*

22.2 SPC de alta resolución

En la Figura 22.5 se muestran las diferentes técnicas más usualmente utilizadas, en Harmon-EPS (SPC de HIRLAM-ALADIN, grupo del que Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) forma parte), en el diseño de un SPC de alta resolución para tener en cuenta las tres fuentes de incertidumbre. En la Tabla 22.1 en la página siguiente se resumen los detalles técnicos de diversos SPC de alta resolución operativos o semi-operativos en Europa en 2018. Atendiendo a esta tabla, cabe resaltar dos detalles transversales en todos los SPC: abarcan un área pequeña y tienen una alta resolución horizontal, entre 2-3 km. Ambos detalles son significativos y condicionantes en su diseño.

Áreas pequeñas. Las áreas pequeñas van ligadas a resolver principalmente incertidumbres de carácter mesoescalar (en particular, escala meso-β) y de escala convectiva como, por ejemplo, convección diurna en las montañas y nieblas locales en los valles. Mientras que las incertidumbres de estructuras *sinópticas* generalmente no se generan y/o desarrollan dentro de esas áreas pequeñas y vienen dadas por las *condiciones de contorno*. Es decir, provienen de los *modelos globales*, o los SPC generados con éstos, en los que se anidan los SPC de *alta resolución*. Ejemplos para el γSREPS en la península ibérica podrían ser estructuras meteorológicas sinópticas como el *Anticiclón de las Azores* o una borrasca típica entrando por Galicia con frente frío asociado.

Alta resolución horizontal entre 2-3 km. Una resolución horizontal de la *malla* de los modelos por debajo de unos 4 km implica, como aspecto más destacable, que la convección o nubes de tormenta, desencadenadas por la llamada *inestabilidad convectiva*, son resueltas por la parte *dinámica* (sec. 10.4 en la página 143) de los modelos (esta característica se denomina *convection-permitting* en inglés), en vez de estar parametrizada dentro de la parte de las *parametrizaciones físicas* (sec. 10.5 en la página 145) del modelo. Siguiendo con el ejemplo del γSREPS, la misma parte de los modelos que simula la evolución del Anticiclón de las Azores al sur y el paso de un frente frío de madrugada en Galicia, también deberá resolver la tormenta de tarde en el sistema Ibérico. Todo ello también implica que deben resolverse con más detalle otras parametrizaciones físicas de los modelos, donde destacan la *turbulencia* en la Capa Límite Planetaria (PBL) y la *microfísica* de nubes. Esta última, por ejemplo, se resuelve describiendo con sumo detalle la evolución de las gotitas de nube dentro de ella durante horas o días, creciendo hasta dar lluvia o evaporándose y deshaciéndose la nube.

Características / SPC Europeos	Modelo # miembros Área	Resolución Pasadas Alcance	Condiciones iniciales	Condiciones de contorno	Error del modelo
AEMET-γSREPS [España]	Multimodelo 20 400x1200 km	2,5 km x 65/72 00/12 UTC HH+48	Igual que de contorno → + LETKF 2018	5 GCM (~ 9-28 km) (*)	Multimodelo (***)
MetCoOp EPS [Noruega, Suecia y Finlandia]	HARMONIE-AROME 10 1900x2400 km	2,5 km x 65 00/06/12/18 UTC HH+48	3DVAR NMC + asimilación superficie	SLAF con ECHRES (~ 9 km) [GCM]	→ 2018 ¿pert. superficie? ¿SPPT?
AROME-EPS [Francia]	AROME 12 1900x2000 km	2,5 km x 90 09/21 UTC HH+45	3DVAR + pert. superficie → EDA 2018	PEARP (***) (~ 10 km) [SPC global]	SPPT (parametrización estocástica)
COSMO-DE-EPS [Alemania]	COSMO 20 1200x1300 km	2,8 km x 50 03/06/.../21 UTC HH+27/54	LETKF (KENDA) + pert. SST y humedad suelo	ICON-EU (~ 6.5 km) [SPC regional]	Multiparámetros (fijos)
COSMO-E [Suiza]	COSMO 21 1300x850 km	2,2 km x 60 00/12 UTC HH+120	LETKF (KENDA)	ECENS (~ 18 km) [SPC global]	SPPT (parametrización estocástica)
MOGREPS-UK [Reino Unido]	UM 12 1600x1650 km	2,2 km x 70 03/09/15/21 UTC HH+54	UKV análisis	MOGREPS-G (~ 20 km) [SPC global]	Multiparámetros (estocásticos)

Tabla 22.1: Resumen de características técnicas de seis SPC de alta resolución en Europa en 2018; (*) IFS, ARPEGE, GSM, GFS y GEM; (**) HARMONIE-AROME, ALARO, WRF-ARW y NMMB; (***) agrupamiento.

Finalmente, debemos destacar que los modelos de alta resolución se benefician de unas condiciones de contorno inferiores (el «suelo» del modelo) descritas más detalladamente: las líneas de costa, los tipos de suelo con su vegetación y las zonas urbanas, la orografía, etcétera. Pueden simular, por tanto, con más detalle brisas marinas y de valle/montaña, nieblas, alto-cúmulos lenticulares de ondas de montaña, etc. Como ejemplo, se muestra en la Figura 22.6, parte izquierda, una orografía a 2,5 km donde podemos apreciar el detalle de los valles, desde el Valle del Ebro hasta los más intrincados valles de los Pirineos. Los diferentes tipos de suelo pueden ser examinados en la Figura 22.6, parte derecha: invitamos a localizar en píxeles negros las ciudades de Barcelona y Zaragoza.

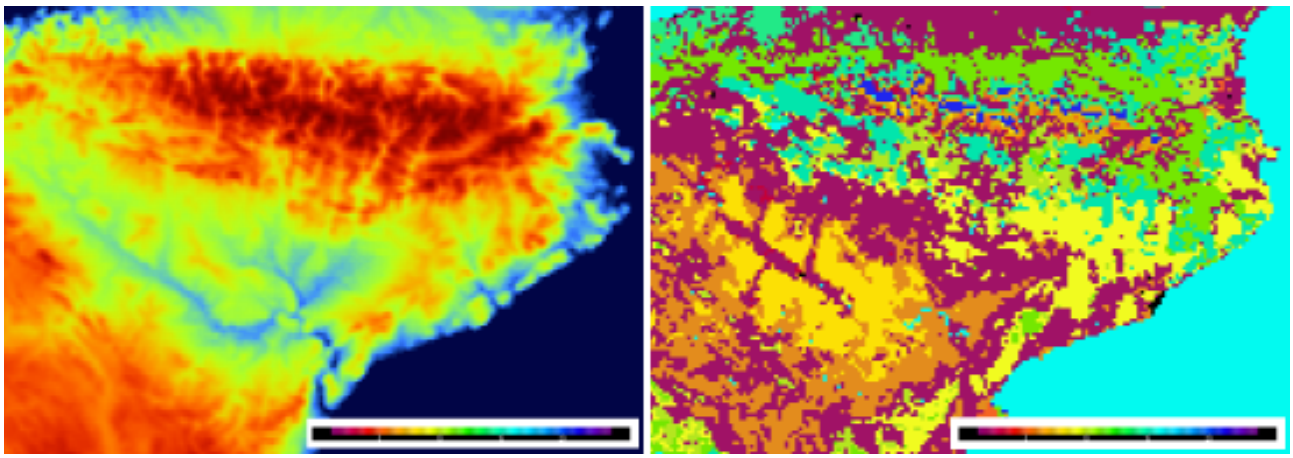


Figura 22.6: Condiciones de contorno inferiores del modelo WRF-ARW a 2,5 km de resolución (píxeles) en el nordeste de la península ibérica. Izquierda: orografía. Derecha: tipos de suelo: urbano (negro), cultivos (magentas, rojos y naranjas), pastos (marrón), matorrales o bosque ralo (amarillo), bosques (azul turquesa y verde) y agua (azul).

22.3 Objetivos del γSREPS

Hay dos objetivos principales. El primero, predecir *fenómenos meteorológicos adversos* (sec. 41.3 en la página 636) y/o extremos, tales como precipitaciones copiosas en el ámbito del Mediterráneo, que suelen producir inundaciones (cap. 32 en la página 537 y cap. 44 en la página 663). Un aviso oportuno en el sistema Meteoalerta (cap. 41 en la página 635) de AEMET puede salvar vidas y bienes.

Fenómenos meteorológicos adversos (FMA). Ocurre a menudo, sobre todo en el ámbito del mar Mediterráneo, que las evoluciones mesoescalares son decisivas para la génesis y evolución regional de los FMA, modulando ciertamente los forzamientos sinópticos más generales. Así, para simular las evoluciones mesoescalares, sobretodo con inestabilidad convectiva, son imprescindibles los *modelos de predicción del tiempo de alta resolución*. Y dada la baja predecibilidad de estos FMA, no se puede acometer su predicción si no es a través de un SPC de alta resolución.

El segundo objetivo es predecir *variables cotidianas de alto interés socioeconómico* con alta fiabilidad y detalle. Ejemplos: temperaturas máximas y mínimas en localidades; viento en aeropuertos (condicionan la operatividad de despegues y aterrizajes); en energías renovables, viento en parques eólicos, radiación solar para parques fotovoltaicos y de concentración (térmica), en ambos casos para anticipar la producción de energía eléctrica, etc.

22.4 Fase de diseño

22.4.1 Incertidumbre en condiciones iniciales

Este aspecto de la fase de diseño se aborda en detalle en el capítulo 16 en la página 249.

22.4.2 Incertidumbre en condiciones de contorno: Multicondiciones de contorno

El objetivo final de un SPC de alta resolución es proporcionar los mejores productos posibles para realizar las mejores predicciones que permitan, a su vez, tomar las mejores decisiones a los usuarios finales. Todo se consigue proporcionando la mejor predicción posible de la incertidumbre en la propia predicción, estimándola y acotándola: *prediciendo la predecibilidad*. Para un SPC de alta resolución de área limitada se necesitan diversas condiciones de contorno (CC), tantas como miembros. Cuanto mejor se describan las *incertidumbres sinópticas* a través de esas condiciones, mejor será el SPC generado. Una de las posibilidades más utilizadas es anidar un SPC de alta resolución dentro de un SPC global. En otras palabras, un miembro del SPC global proporciona las CC a un miembro de un SPC de alta resolución. En el capítulo 18 en la página 281 se muestra que ninguno de los SPC globales estudiados proporciona suficiente incertidumbre sinóptica en las CC.

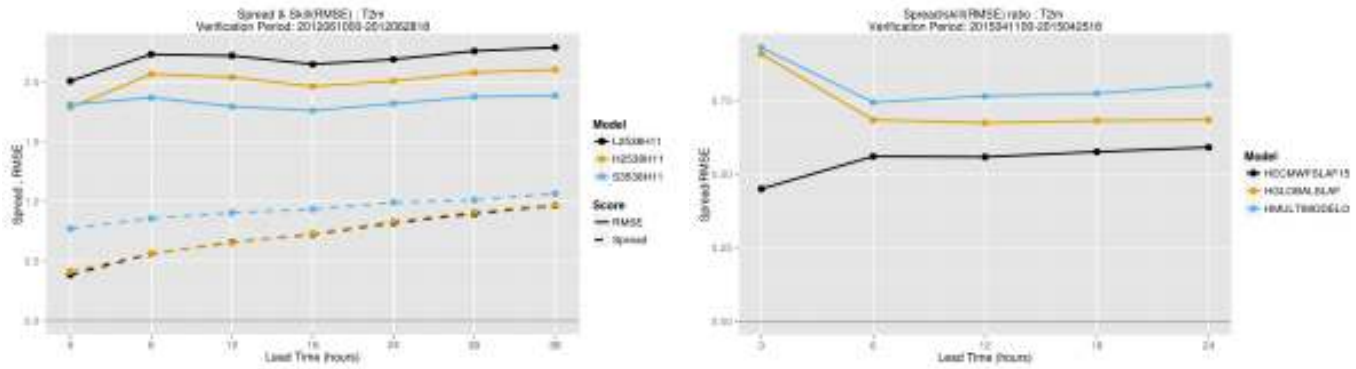


Figura 22.7: Evolución con el alcance predictivo de dispersión (desviación típica) y error (RMSE del promedio) de la temperatura de garita meteorológica (a 2 metros) prevista por diferentes SPC, todos con 22 miembros y con un único modelo, HARMONIE-AROME, pero diferentes estrategias de condiciones de contorno. Izquierda: dispersión (línea continua) y error (discontinua), comparando ECENS a 32 km (negro), ECENS a 16 km (naranja) y SLAF con ECHRES a 16 km (azul). Derecha: proporción dispersión/error, comparando SLAF con ECHRES a 16 km (negro), multicondiciones de contorno con los 5 modelos globales del γSREPS (azul) y combinación de las dos estrategias anteriores (naranja).

Pero, en el mismo capítulo (sec. 18.5 en la página 291), se muestra que combinando cada uno de los diferentes modelos globales, es decir, *multicondiciones de contorno*, sí que se describe consistentemente la incertidumbre en las condiciones de contorno. La idea subyacente es que cada modelo global determinista distinto proporcione las condiciones de contorno para cada uno de los miembros de un SPC de alta resolución.

¿Por qué multicondiciones de contorno en el γSREPS? Porque son las que experimentalmente (i. e. en la práctica) describen mejor, de largo, las incertidumbres sinópticas a través de las condiciones de contorno. Lo mostramos en dos pasos en la Figura 22.7 en la página anterior verificando la variable de temperatura a 2 metros del suelo contra la observada en la garita meteorológica. En la parte superior se puede apreciar que el SLAF con ECHRES o IFS del ECMWF (azul) es mejor que el ECENS a 16 km (naranja), al estar las dos curvas más cercanas (cap. 15 en la página 213). En la parte inferior vemos que multicondiciones de contorno (azul) es mejor que SLAF con ECHRES (negro), al ser la razón dispersión/error más cercana a 1 (sec. 15.8.2 en la página 229).

Scaled Lagged Average Forecast (SLAF) [168] (sec. 13.5 en la página 182). Técnica para utilizar las diferentes pasadas de un modelo global para generar las condiciones de contorno de un SPC de más alta resolución. Tiene dos ventajas sumamente apreciables: mejor resolución horizontal de un modelo global respecto a un SPC global y barato computacionalmente, pues se reduce en más de un factor 10 la cantidad de datos. Se basa en añadir o sustraer a la condición de contorno de la última pasada, escalada por un factor k, la diferencia de ésta con la de una pasada anterior válida a la misma hora:

$$BC_{SLAF} = FC_{ref} \pm K_n(FC_{ref} - FC_{HH}) \qquad (22.1)$$

Por ejemplo, las condiciones de contorno para dos miembros en un alcance HH=24 desde las 00 UTC a partir de dos pasadas globales a las 12 UTC y las 00 UTC del día anterior:

$$\begin{aligned} BC_1 &= FC_{ref}^{12+24} + 0{,}75(FC_{ref}^{12+24} - FC_{HH}^{00+36}) \\ BC_2 &= FC_{ref}^{12+24} - 0{,}75(FC_{ref}^{12+24} - FC_{HH}^{00+36}) \end{aligned} \qquad (22.2)$$

En conclusión, la estrategia de multicondiciones de contorno del γSREPS hasta el momento se ha demostrado mejor que cualquier otra técnica, especialmente respecto a utilizar un SPC global como condiciones de contorno tal como el ECENS o SPC global del ECMWF.

22.4.3 Incertidumbre asociada a los errores del modelo: Multimodelo

Ya sabemos (sec. 13.5 en la página 182 y cap. 17 en la página 263) que los modelos no son perfectos y que para el diseño de un SPC consistente se deben de tener en cuenta, en la medida de lo posible, los errores e incertidumbres inherentes dentro de los modelos. ¿Por qué *multimodelo* para tener en cuenta los errores del modelo? Porque es la técnica que experimentalmente (i. e. en la práctica) describe mejor las incertidumbres mesoescalares y, por ende, la escala convectiva de los modelos en el entorno de un SPC. Es decir, las diferencias intrínsecas en el diseño de cada modelo proporcionan unas predicciones ligeramente diferentes que describen adecuadamente su incertidumbre inherente y compensar dentro del SPC, como conjunto, los distintos errores de cada uno de los modelos. A estas diferencias de diseño entre los modelos hace referencia precisamente la cita del meteorólogo EDWARD LORENZ que encabeza este capítulo.

Veamos un ejemplo de esos resultados experimentales. Nos centraremos en el episodio sucedido en Málaga el 28 de septiembre de 2012, que se trató de un fenómeno meteorológico adverso de precipitación muy intensa. Aunque sólo es un caso y de él no se pueden tomar conclusiones estadísticamente significativas, es un primer paso en la evaluación del sistema. Ese día una profunda y activa borrasca en altura pasó por el sur peninsular produciendo precipitaciones intensas con inundaciones en Málaga. Se registraron 85,4 mm / 1 hora en Álora (Las pelonas) y 227,0 mm / 12 horas en Alpandeire (AEMET). Mostramos aquí las verificaciones de la temperatura a dos metros en las Figuras 22.8 en la página siguiente y 22.9 en la página siguiente, correspondientes a ese caso y no la verificación de la precipitación que no es tan fácilmente interpretable.

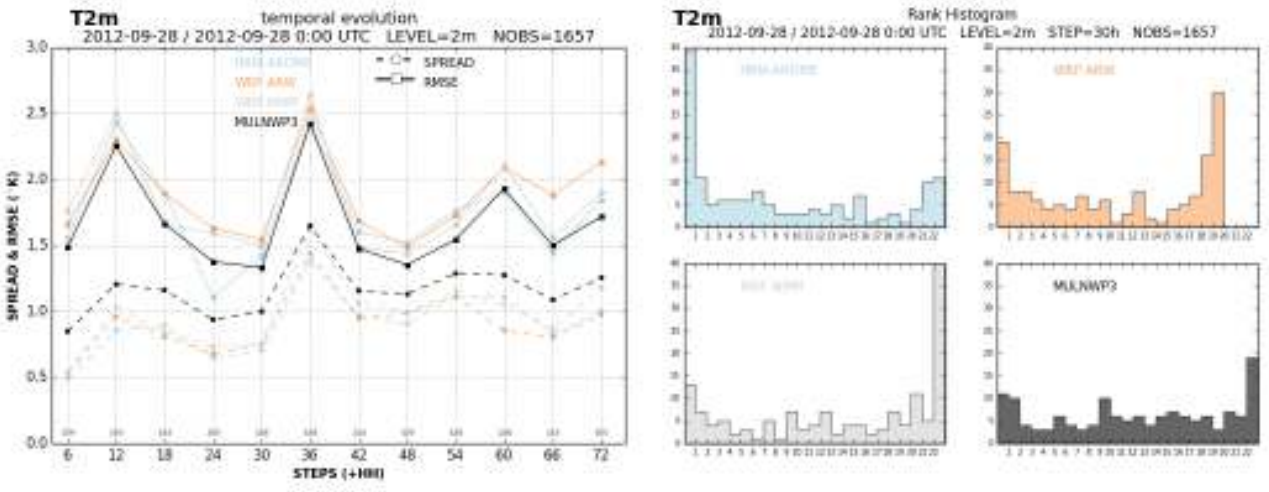


Figura 22.8: Evolución con el alcance predictivo de la dispersión y el error (izquierda) e histograma de rango (derecha) para la temperatura a 2 metros de cuatro SPC: multimodelo de tres modelos (negro) y 3 SPC monomodelo con cada modelo del multimodelo: HARMONIE-AROME (azul), WRF-ARW (rojo) y NMM (gris).

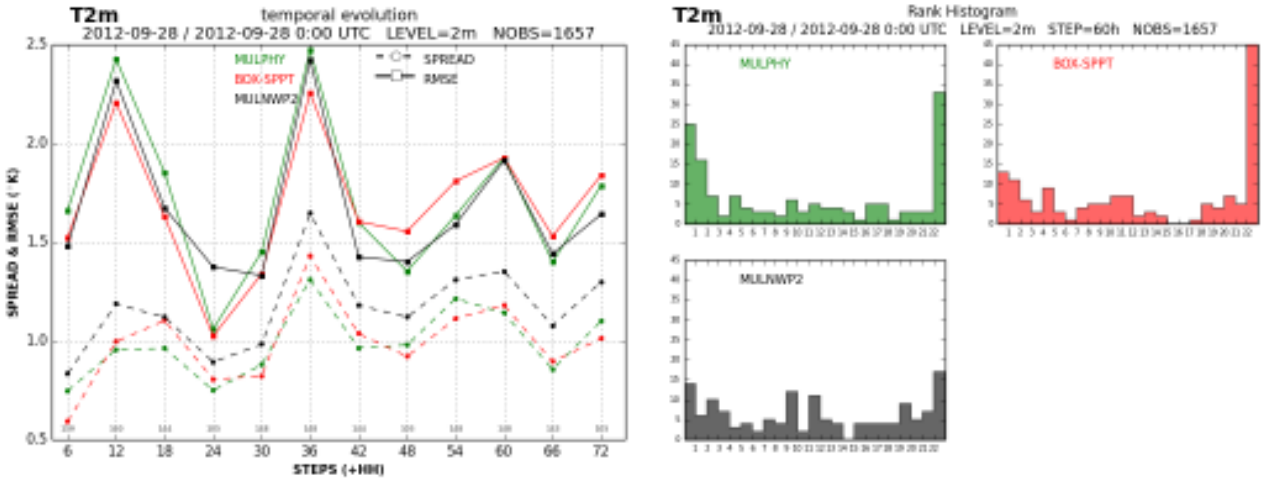


Figura 22.9: Como en la Figura 22.8 ahora para estos tres SPC: multimodelo con dos modelos (negro), multifísica (verde) y con la parametrización estocástica SPPT (rojo).

En la primera (Figura 22.8) se comparan 4 SPC: uno con la técnica multimodelo con tres modelos (tri-modelo) y el resto de SPC con un sólo modelo (mono-modelo), pero cada uno de los SPC con uno de los modelos que han conformado el SPC multimodelo. En la segunda (Figura 22.9) se compara un SPC multimodelo de dos modelos (bi-modelo) con otros dos SPC de un solo Modelo (monomodelos) pero que utilizan otras dos técnicas para tener en cuenta el error del modelo: uno con multifísica de dos físicas (bi-física) y el otro con la parametrización estocástica SPPT [471] (cap. 17 en la página 263). En todos los experimentos de ambas figuras, los SPC tienen configuraciones parejas, en todo lo que no tiene que ver con el error de los modelos, para que las comparaciones sean limpias: 22 miembros cada uno, mismas condiciones de contorno del ECENS, etc.

En la Figura 22.8 se comprueba que el SPC multimodelo (negro) obtiene mejores resultados que cualquier SPC monomodelo de los modelos que lo componen: HARMONIE-AROME (azul), WRF-ARW (rojo) y NMM (gris). El SPC multimodelo, muestra mayor consistencia con las observaciones porque en el diagrama de evolución de dispersión y error las curvas negras están más próximas entre ellas y la dispersión tiene valores más altos (línea negra discontinua). En el histograma de rango la lectura es similar porque en conjunto las barras negras forman una figura mucho más plana (sec. 15.8.1 en la página 228).

Y en la Figura 22.9 se comprueba también que el SPC multimodelo (negro) obtiene mejores resultados que

cualquiera de las otras dos técnicas de SPC para tener en cuenta el error del modelo. La interpretación de las gráficas es igual a la anterior: líneas negras más próximas con más dispersión en el diagrama de evolución de dispersión y error y, por otro lado, la silueta de las barras más plana en conjunto en el histograma de rango. Tan sólo señalar que la conclusión de diseñar un SPC multicondiciones de contorno y multimodelo para el γSREPS en la mesoescala y la escala convectiva porque son las que prometen los mejores resultados, es la misma a la que se llegó que se llegó en el diseño de su predecesor el AEMET-SREPS, por las mismas razones con unos resultados muy similares a los expuestos aquí (sec. 21.4 en la página 328 y sec. 21.5.1 en la página 331).

22.4.4 Incertidumbre asociada a los campos de suelo y/o superficie

ALBERTO MARTÍN GARCÍA
Area de Innovación, AEMET

En el estudio de la incertidumbre asociada a las parametrizaciones físicas del modelo, desde hace pocos años, está ganando fuerza el análisis y la comprensión de los procesos físicos que tienen lugar en el suelo, ya sea éste considerado tierra firme o como una extensión acuosa de agua dulce (ríos y lagos) o de agua salada (mares y océanos). Estos procesos físicos transfieren una cierta cantidad de energía a las capas superiores de la atmósfera. Esta energía, a su vez, juega un papel determinante en alimentar procesos como el de la convección facilitando, por tanto, el desarrollo y crecimiento de la nubosidad y desembocando, cuando las condiciones del entorno sean favorables, en la generación de tormentas.

Para entender y cuantificar la incertidumbre asociada a los procesos físicos que tienen lugar tanto a nivel de suelo como en su interior (subsuelo), se recurre a una metodología basada en perturbar de forma aleatoria (estocástica) algunas de las variables que intervienen en dichos procesos. Estas perturbaciones se pueden introducir en los modelos de manera individual (perturbando una única variable) o de forma colectiva (perturbando un conjunto de variables) con el propósito de entender sus interacciones y su posterior efecto en un campo tan determinante para la sociedad como es el de la precipitación. Como ejemplo de perturbación de los campos de suelo o de superficie, en la Figura 22.10 se muestra el campo de la temperatura de la superficie del mar en el análisis de un modelo meteorológico, una vez ha sido dicho campo perturbado de forma estocástica para cada uno de los miembros que integran un sistema de predicción por conjuntos (SPC).

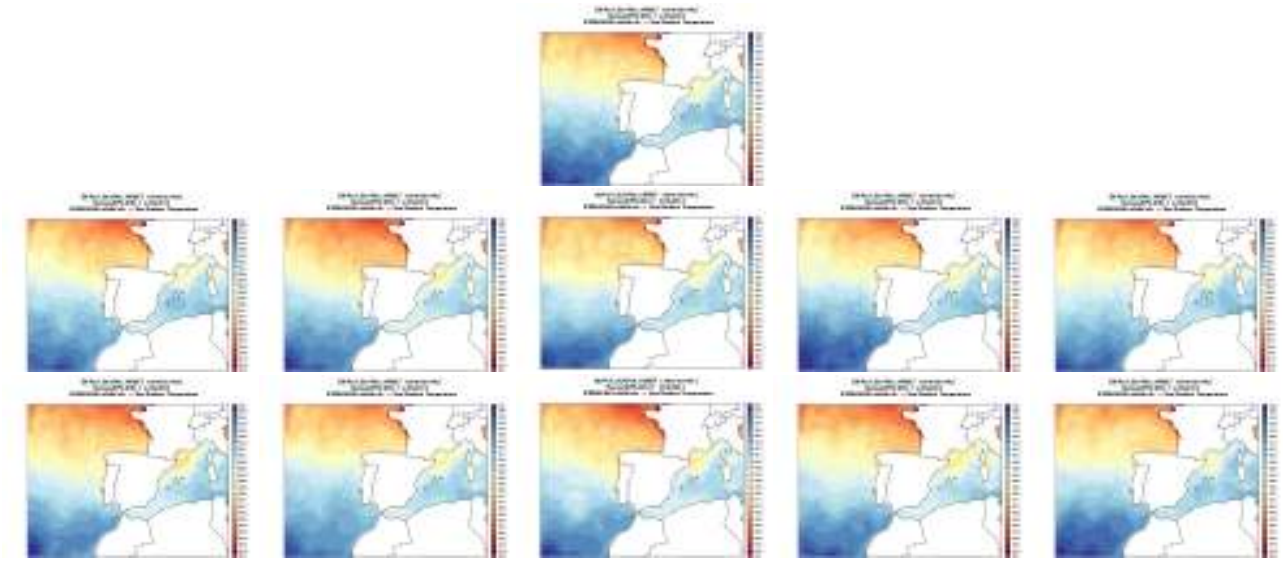
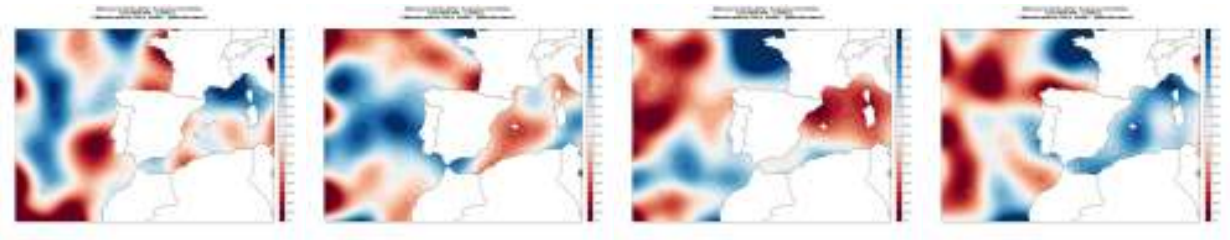


Figura 22.10: Análisis del modelo meteorológico de alta resolución Harmonie-40h1.1 donde se muestra, para cada miembro de un SPC, el campo de la temperatura de la superficie del mar una vez perturbado de forma estocástica. La imagen que encabeza la figura se corresponde con el análisis del miembro de control (no perturbado).

Se puede observar cómo varía el gradiente de temperatura a lo largo de la costa atlántica de Francia, de la península ibérica y sobre el Mediterráneo occidental, entre los diferentes miembros del sistema de predicción por conjuntos.

Como se ha indicado previamente, para cada uno de los miembros del SPC mostrado en la Figura 22.10, se perturba la temperatura de la superficie del mar aplicando, sobre dicho campo, un patrón de perturbación que ha sido generado previamente de manera estocástica. En la Figura 22.11, arriba, se representa la estructura del patrón de perturbación con el que se perturba a una muestra del SPC. Obsérvense las diferencias existentes en dicho patrón entre los miembros representados. La Figura 22.11, abajo, representa una muestra formada por 4 miembros del SPC que se representaba en la Figura 22.10. Puede apreciarse el efecto que la perturbación de la temperatura de la superficie del mar ejerce sobre el campo de la precipitación predicha por el modelo. Puede observarse cómo varían, en el campo de precipitación, la estructura, la localización y la cantidad de precipitación prevista entre los diferentes miembros del SPC mostrados.



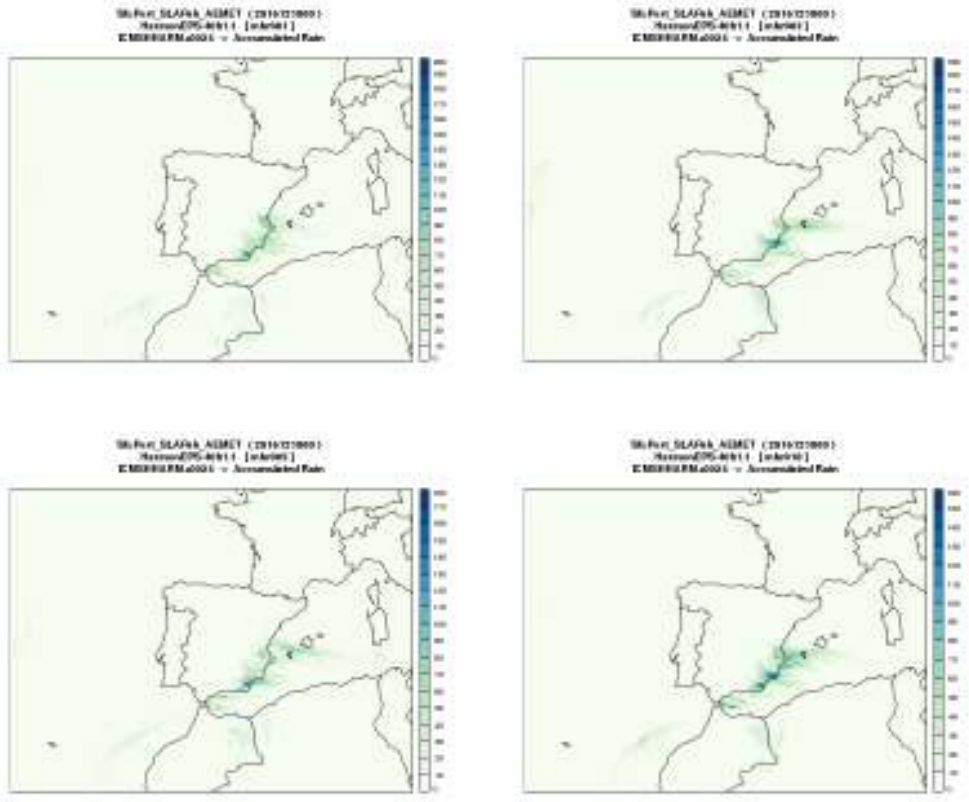


Figura 22.11: Arriba: patrón de perturbación generado de forma estocástica (aleatoria) para varios miembros de un SPC. Abajo: campo de precipitación acumulada en 24 h predicho por el modelo meteorológico de alta resolución Harmonie-40h1.1 para varios miembros de un SPC.

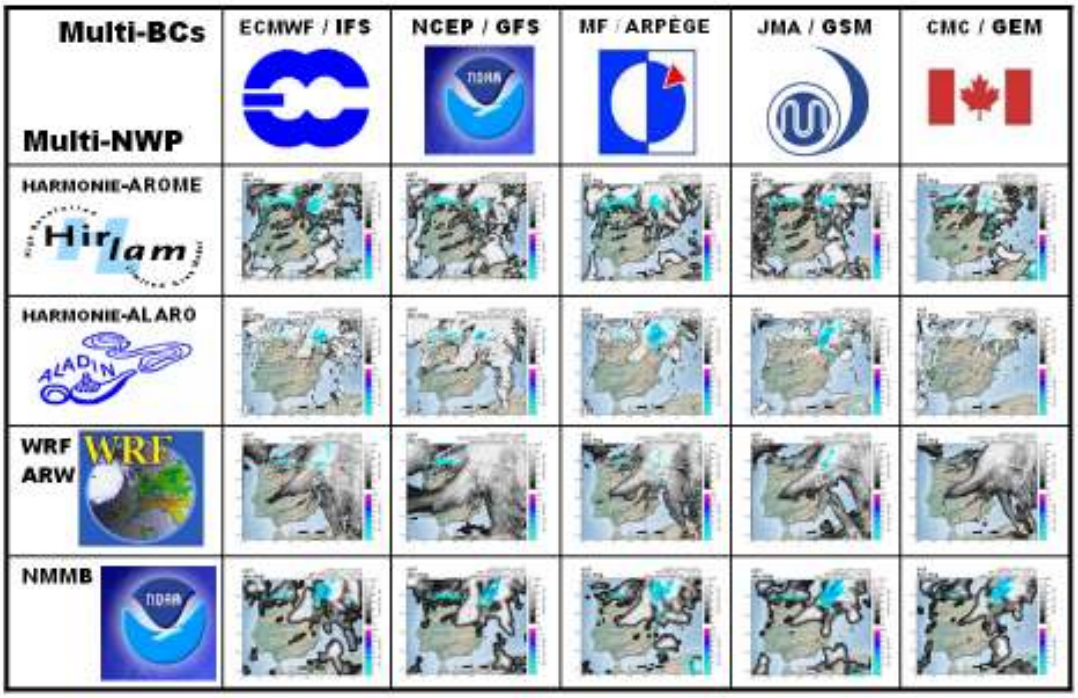


Tabla 22.2: Los 20 miembros del γSREPS. Un miembro es generado con una condición de contorno y un modelo. La condición de contorno, una de las 5 columnas de los 5 modelos globales. El modelo, una de las 4 filas de los 4 modelos de predicción del tiempo de alta resolución. Por ejemplo, la última celda (la de más abajo y más a la derecha) es el miembro simulado por el modelo NMMB con las condiciones de contorno del CMC/GEM.

22.5 Características de AEMET-γSREPS

El AEMET-γSREPS es un SPC de *20 miembros* de alta resolución a *2,5 km*, *no hidrostático* (sec. 6.3.2 en la página 84), *convection-permitting*, *multicondiciones de contorno* y *multimodelo*. Desde Abril de 2016 se integra dos veces al día, a las 00 y a las 12 UTC, hasta un alcance predictivo de 36 horas. Es el SPC heredero del clásico AEMET-SREPS [215] (cap. 21 en la página 319) con un diseño acorde con la finalidad de ser la herramienta para tener en cuenta las incertidumbres en la predicción operativa de corto plazo en AEMET (sec. 4.2.2 en la página 38), cuantificando la predecibilidad. En el diseño del γSREPS se tienen en cuenta las tres diferentes fuentes de incertidumbre de la siguiente manera (ver características en negrita en la Figura 22.5 en la página 344).

22.5.1 Incertidumbre en condiciones iniciales

Se utiliza la misma estrategia que en las condiciones de contorno: *multicondiciones iniciales*. La incertidumbre se tiene en cuenta a través de las diferencias de los análisis que de manera independiente se han realizado en 5 centros punteros a nivel mundial. Al escribir estas líneas, se pretende ya en 2018 substituirlo con una asimilación propia de observaciones mediante el método LETKF (sec. 16.2.2 en la página 252).

22.5.2 Incertidumbre en las condiciones de contorno

La incertidumbre de escala sinóptica entra a través de los cuatro bordes de los 4 modelos del γSREPS a través de las predicciones de los 5 modelos globales deterministas de 5 centros independientes, es decir, *multicondiciones de contorno*:

- Del IFS (o ECHRES) del ECMWF o Centro Europeo a plazo medio (`https://www.ecmwf.int`).
- Del ARPÈGE de MétéoFrance (`http://www.meteofrance.fr`).
- Del GFS del NCEP de USA (`http://www.ncep.noaa.gov`).
- Del GSM del JMA o del Servicio Meteorológico Japonés (`http://www.jma.go.jp`).
- Del GEM del CMC o del Centro Meteorológico Canadiense (`https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/science-technology/centres/quebec.html#cmc`).

22.5.3 Incertidumbre en los modelos

Se evalúan con la técnica multimodelo (cap. 17 en la página 263), es decir, con 4 modelos de alta resolución desarrollados independientemente. Se espera que las diferencias entre ellos contengan gran parte de las incertidumbres inherentes dentro de ellos mismos. Los 4 modelos utilizados son:

- HARMONIE-AROME de HIRLAM o Hirlam Aladin Regional/Meso-scale Operational NWP In Europe de High Resolution Limited Area Model [40] (http://hirlam.org y HTTP://HIRLAM.ORG/INDEX.PHP/HIRLAM-PROGRAMME-53/GENERAL-MODEL-DESCRIPTION/MESOSCALE-HARMONIE, sec. 20.4 en la página 316).
- HARMONIE-ALARO de ALADIN o ALadin-AROme de Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement Internacional [601] (http://www.umr-cnrm.fr/aladin/spip.php?article129).
- WRF-ARW del NCAR o Weather Research and Forecasting, Advanced Research WRF (NCAR) dynamical core del National Center for Atmospheric Research [569, 570] (https://ncar.ucar.edu y https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model).
- NMMB del NCEP o Non-hydrostatic Multi-scale Model on a B grid del National Centers for Environmental Prediction [310] (https://dtcenter.org/nems-nmmb/users/index.php).

En la Tabla 22.2 en la página anterior, podemos observar los 20 miembros o 20 simulaciones ligeramente diferentes, pero todas consideradas igualmente plausibles, que componen el γSREPS. Los 20 miembros se generan al cruzar las 5 condiciones de contorno de 5 modelos globales (multicondiciones de contorno) con los 4 modelos (multimodelo).

En el diseño del γSREPS y, debido a que su naturaleza multimodelo, ha imperado la premisa de integrar los cuatro modelos bajo las condiciones más parecidas posibles para no beneficiar uno frente a otro y descompensar el SPC. Bajo esta filosofía, se han configurado todos los modelos de manera equiparable. Por ejemplo, con mallas o rejillas horizontales (*grids* en inglés) y niveles verticales lo más equivalentes posible.

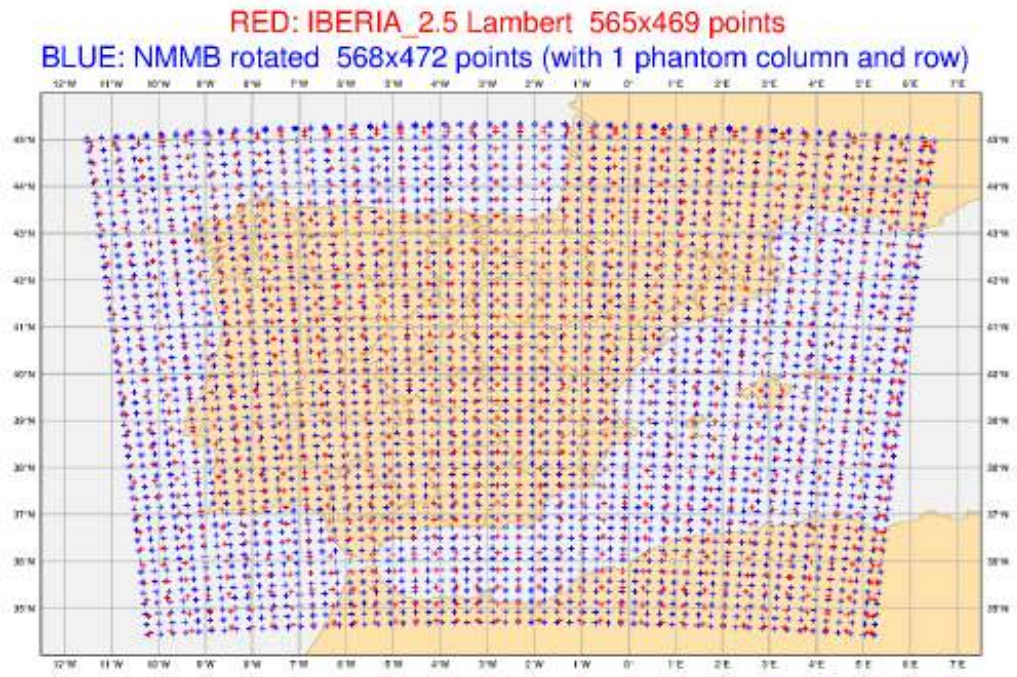


Figura 22.12: Malla o grid horizontal del γSREPS denominada IBERIA_2.5. En crucecitas rojas, la proyección Lambert Conformal Conic de los Modelos HARMONIE-AROME, ALARO y WRF-ARW y, en las azules, la malla de la proyección Latitud-Longitud Regular Rotada del NMMB. Se representan solamente 1 de cada 15 puntos.

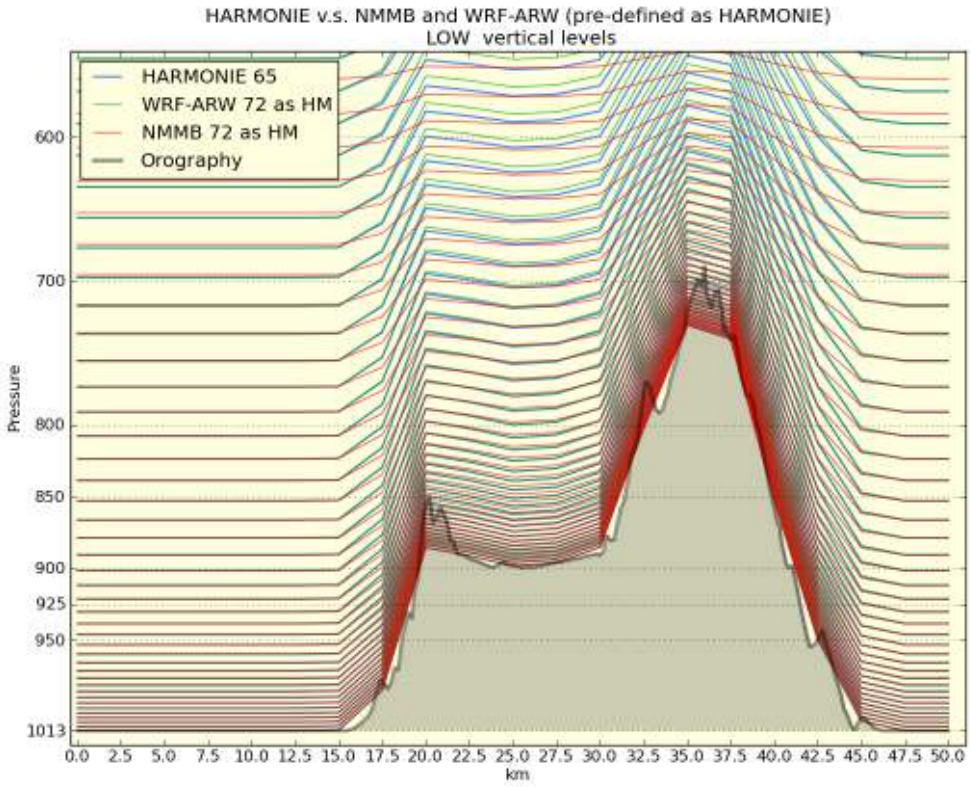


Figura 22.13: Las tres distribuciones de niveles verticales utilizados en los 4 modelos del γSREPS: 65 niveles verticales híbridos de sigma-presión para AROME y ALARO (HARMONIE en azul), 72 niveles sigma para WRF-ARW y 72 híbridos sigma-presión para el NMMB.

NMMB: de la proyección Longitud-Latitud Regular Rotada a la Lambert. Si se ha observado atentamente la Tabla 22.2 en la página 351 puede haberse notado que el modelo NMMB tiene dos puntos más de malla. ¿Por qué? En realidad, se pone un punto de malla o rejilla más todo alrededor del área del NMMB, porque la salida del γSREPS de todos y cada uno de los miembros está codificada exactamente igual en un formato llamado GRIB1 y, para poder hacer realmente homogénea esta codificación, debe hacerse que los datos de todos los miembros estén en la misma proyección Lambert Conformal Conic. Al estar los datos del modelo NMMB Latitud-Longitud Regular Rotada, deben interpolarse a la proyección Lambert. Para interpolar sin introducir ruido en los datos es preciso tener puntos alrededor, por los que se incluye en los bordes del área del NMMB ese punto de más.

22.5.4 Mallas horizontales

Tres de los modelos, a saber, HARMONIE-AROME, ALARO y WRF-ARW tienen configurada exactamente la misma rejilla de la misma proyección horizontal (ver Tabla 22.2 en la página 351): la *Lambert Conformal Conic*. El Modelo NMMB tiene una rejilla de Latitud-Longitud Regular Rotada (táctica de modelización consistente en hacer que el ecuador pasa por el centro de la malla, consiguiendo así tener una malla muy regular en latitudes medias). Ambas mallas, como puede observarse en la Figura 22.12 en la página anterior, tienen una distribución muy similar, con casi exactamente los mismos números de puntos, 565x469, con la misma separación entre ellos de 2,5 km.

22.5.5 Niveles verticales

Para que la simulación en los 4 modelos de la parte más baja de la atmósfera, correspondiente a la PBL (sec. 10.5 en la página 145), sea consistente entre todos los modelos, sin ventajas de unos respecto a otros, se han distribuido los niveles verticales de manera equiparable con unos espesores entre ellos muy similares: mismo número de niveles verticales hasta 850 hPa con un espesor casi equivalente. Todo ello se pone de relieve en la Figura 22.13, donde se puede apreciar que casi no hay diferencias en las zonas sin relieve, pero si las hay en las zonas montañosas. Estas discrepancias son insalvables debido a las distintas

definiciones subyacentes de los niveles verticales en los modelos.

Los 72 niveles verticales en los WRF-ARW y NMMB versus los 65 en los HARMONIE. Nótese que tanto WRF-ARW como NMMB se integran con 72 niveles verticales, 7 más que los 65 de los modelos HARMONIE (AROME y ALARO). Ésto es debido a que los dos primeros tienen un tope en la atmósfera que simulan en 40 hPa. Los segundos no lo tienen. En ese tope o tapa que se pone al modelo, o cerca de él, se pueden generar en las simulaciones evoluciones atmosféricas *espurias* (no reales), como por ejemplo ondas de gravedad, que podrían entorpecer la simulación de toda la atmósfera del modelo. De modo que recurrimos a otra táctica habitual en modelización: acumulando (aumentando y apretando) más niveles verticales al acercarse a ese tope, tal como si estuviéramos en los niveles bajos al acercarnos a la superficie, se aminoran ostensiblemente esos efectos no deseados. En el γSREPS se consigue poniendo esos 7 niveles verticales de más en el WRF y el NMMB.

22.5.6 Configuraciones de los modelos

En la Tabla 22.3 se muestran las características y configuraciones de los 4 modelos utilizados. Nótese que tal como expone E. N. LORENZ en la cita de cabecera del capítulo, cada modelo tiene una naturaleza diferente, es decir, tienen diseños de base variopintos. Pero como se señalaba en el apartado anterior, probablemente en esas diferencias resida la fuerza del multimodelo.

22.5.7 Resolución de las condiciones de contorno

Otro aspecto de capital importancia en el diseño del γSREPS es tener la mejor resolución horizontal y vertical posible en las condiciones de contorno que provienen de los 5 modelos globales. Cuanto menor sea el salto de resolución entre un modelo global a uno de alta resolución, mejor será la simulación. En la Tabla 22.4 en la página siguiente se muestran las resoluciones de los modelos globales disponibles para el γSREPS frente a la resolución real en la que se integran. Y el objetivo es ese, disponer de la resolución más próxima posible a la real de los modelos globales como condiciones de contorno.

22.5.8 Parametrizaciones

Para los procesos de subgrid o submalla, es decir, las parametrizaciones de la parte de la física de los modelos, como la radiación, la microfísica de nubes (evolución de las nubes), la turbulencia en la PBL, el suelo, etc. se han utilizado en cada modelo aquellas combinaciones diseñadas específicamente para simulaciones de alta resolución *convection-permitting* desde 1 a 4 km. También ha imperado la búsqueda de la coherencia entre los distintos modelos: por ejemplo, se actualiza la entrada de energía de los modelos, es decir, la radiación solar (radiación de onda corta) con la misma cadencia, concretamente cada 15 minutos, en todos ellos.

Modelo / características	HARMONIE		WRF-ARW	NMMB
	AROME	ALARO		
Dinámica y Física	Física AROME	Física ALARO con convección 3MT en la dinámica	Núcleo dinámico ARW Física 3 km	Dinámica NNM Física NMMB
Paso de tiempo	60 segundos (espectral y semi-lagrangiano)		12 segundos (Euleriano)	5 625 segundos (euleriano)
Niveles verticales	65 híbridos sigma-presión		72 sigma Tope atmósfera 40 hPa	72 híbridos sigma-presión hasta 40 hPa
Proyección / Malla o grid horizontal	Lambert Conformal Conic Centro en 2.5ºO / 40ºN (IBERIA_2.5) grid arakawa A 565x469			Regular lat-lon rotada Centro 2.5º W / 40º N grid arakawa B 567x471
CC	8 puntos de relajación en las condiciones de contorno			

Tabla 22.3: Resumen de las características y configuraciones más generales de los 4 modelos de alta resolución del γSREPS.

Condición de contorno	modelo global original		Del modelo global a γSREPS	
Centro / modelo	Resolución horizontal (km)	Número niveles verticales y tipo	Resolución horizontal (km)	Número niveles verticales y tipo
ECMWF / IFS	11	137 híbrido	11	137 híbrido
NCEP /GFS	13	64 sigma	26	32 isobárico
MétéoFrance / ARPÈGE	7	105 híbrido	10	60 híbrido
CMC / GEM	25	80 híbrido	25	47 híbrido
JMA / GSM	20	100 híbrido	20	86 híbrido

Tabla 22.4: Resoluciones horizontales y número de niveles verticales de las 5 condiciones de contorno del γSREPS respecto a la resolución original de los modelos globales.

22.6 Evolución y futuro

ALFONS CALLADO I PALLARÉS Y DAVID GIL OLIVA
Delegación Territorial en Cataluña, AEMET

En un mundo en plena revolución tecnológica y de continuos avances, el γSREPS no podía ser menos. Los SPC de alta resolución van incorporando continuamente los últimos avances en las técnicas para generarlos y en sus modelos. A continuación se listan las evoluciones previstas en el γSREPS en el momento de escribir estas líneas:

- **Asimilación**. Incorporación de un sistema de asimilación propio, basado en LETKF (sec. 16.2.2 en la página 252) o en su defecto en 3DVAR (sec. 16.2.3 en la página 253), asimilando observaciones de alta resolución convencionales, de satélites y sobretodo de radares.
- **Ciclos cada 3 horas**. Un objetivo futuro del γSREPS es la predicción a muy corto plazo, es decir, las primeras 12-24 horas. Así se integrarán los ciclos intermedios, a saber, 03, 05, 09, 15, 18 y 21 UTC, a unas 12 horas para las predicciones a muy corto plazo y salidas muy frecuentes (15 minutos de dos puntos más abajo).
- **Incremento del alcance**. Se integrarían los ciclos principales de las 00 UTC y las 12 UTC a 3 días (72 horas), cubriendo todo el corto plazo operativo en AEMET.
- **Salidas cada 1 hora y cada 15 minutos para campos relevantes**. La salida del γSREPS es cada 3 horas y se va a incrementar a 1 hora, suficiente para la mayoría de tareas de verificación (cap. 15 en la página 213) y de productos generales de predicción. Pero hay campos que por su relevancia y/o utilidad van a tener una salida cada 15 minutos. Ejemplos son: el viento a 10/80/100/120 metros en parques eólicos, la radiación solar con la GHI para parques de energía fotovoltaica y la DNI para los de concentración, etc.
- **Área más grande**: IBERIA_2.5XL. El área de integración del γSREPS, llamada IBERIA_2.5, cubre poco más que la península ibérica, lo que limita desarrollos meteorológicos sinópticos e incluso mesoescalares, dando una preponderancia muy grande a partir de unas 12-18 horas de integración a las condiciones de contorno. El γSREPS se convierte, en cierto modo, en un zoom o downscaling dinámico de los modelos globales. La idea es incrementar el área de IBERIA_2.5 a IBERIA_2.5XL, es decir, de 565x469 puntos de rejilla a 1152x864 o de 1400x1200 km a 2900x2200 km, retrasando el efecto de zoom dinámico hasta unas 24-36 horas y de paso dando más peso a la asimilación en las condiciones iniciales.
- **Incrementar a 25 miembros: el GEM-LAM**. Para describir mejor las probabilidades y tener más posibilidades de captar fenómenos adversos, se debe incrementar el número de miembros: se genera una PDF más detallada en el espacio de probabilidades (cap. 12 en la página 163). Y, por consistencia, coherencia y la simetría condiciones de contorno – modelos alta resolución, incluir en el γSREPS el modelo de alta resolución canadiense GEM-LAM que se correspondería a las condiciones de contorno del CMC/GEM.
- **Incluir la parametrización estocástica SPPT**. En algunos casos de eventos de precipitaciones intensas, la parametrización estocástica SPPT para tener en cuenta los errores del modelo (cap. 17 en la página 263} ha dado excelentes resultados (véase, por ejemplo, en la Figura 22.9 en la página 348, que hasta el alcance de 36 horas la SPPT verifica casi tan bien como el multimodelo). Se planea estudiar la combinación de la SPPT con el multimodelo.

- **Más campos posprocesados**. Inclusión de una serie de campos posprocesados por lo modelos de especial interés, sobre todo para su uso en predicción operativa: convective available potencial energy (CAPE), convective inhibition (CIN), pseudo-imágenes de reflectividad radar, pseudo-imágenes de satélite, visibilidad y/o niebla, rayos, temperaturas máximas y mínimas de garita a 2 metros, rachas máximas de viento, etcétera.

Campos posprocesados. Se trata de campos no disponibles directamente en el modelo, pero que se pueden *diagnosticar* (es decir, calcular después) con campos disponibles en el mismo, normalmente haciendo uso de sus niveles verticales naturales.

Pseudo-imágenes. Imágenes generadas a partir de las salidas de los modelos numéricos que reproducen (aparentemente, imitan) las imágenes que serían captadas por satélites y radares en la situación meteorológica simulada.

- **Calibración**. Calibrar la salida de tres campos meteorológicos de especial relevancia socioeconómica: la temperatura de garita a 2 metros, el viento de anemómetro a 10 metros y la precipitación acumulada. Se utilizarán métodos convencionales de calibración (sec. 22.9 en la página 363) y métodos de aprendizaje automático (AA) (sec. 14.2 en la página 206).
- **Actualización modelos**. Cada nueva versión de los modelos de predicción del tiempo incluyen mejoras de las que se benefician los SPC en su conjunto. La actualización del γSREPS viene dada en el momento de actualizar los modelos que lo componen cada vez que hay una nueva versión estable. Por ejemplo, al escribir estas líneas se está actualizando el WRF-ARW de la versión 3.6.0 a la 3.9.1.1, que como mejora más significativa incluye una mejor descripción de los niveles verticales. Se abandonan los niveles sigma para dar paso a los mejores niveles híbridos de sigma-presión.
- **Presentación de los productos en una página web interactiva**. Desarrollo y evolución del actual portal web incluyendo más productos del γSREPS en mapas interactivos como herramienta esencial para predicción operativa en AEMET en el corto plazo e incluso para *nowcasting* (predicción a muy corto plazo). La interactividad básica comprende, por ejemplo, seleccionar un tipo de producto, hacer un zoom dinámico a una zona deseada, etc. Y la interactividad avanzada, permitiendo combinar varios campos como capas, plotear miembros individuales cómo isolíneas sobre mapas de probabilidad, pinchar en un punto o cliquear un polígono y plotear el EPSgrama temporal o el perfil vertical correspondiente, etcétera. En la Figura 22.14 se muestra un ejemplo con un zoom dinámico.

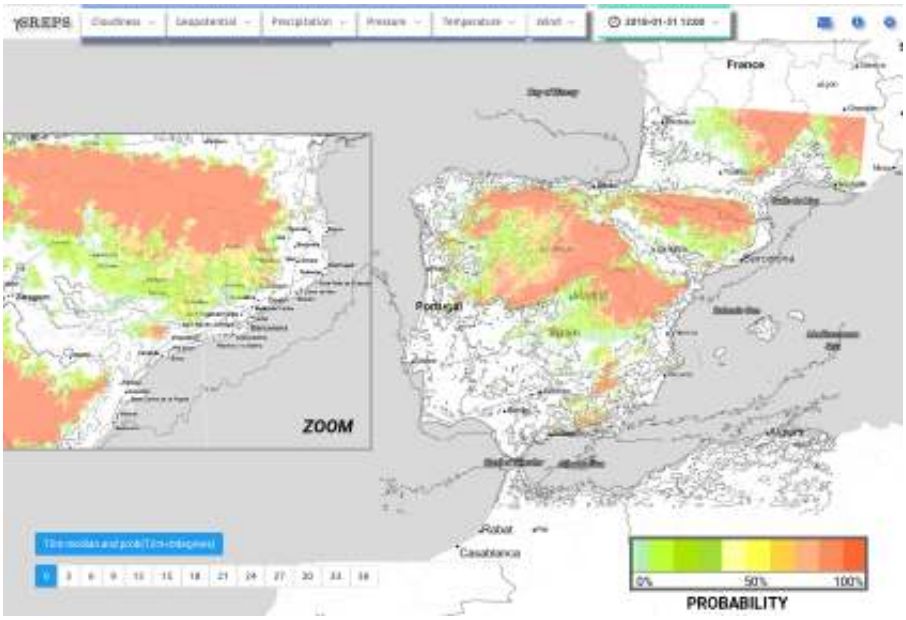


Figura 22.14: Ejemplo de visualización del portal web experimental del AEMET-γSREPS para la predicción operativa en el corto plazo con el producto probabilidad de helada como temperatura a 2 metros inferior a 0 ºC para el día 31 de enero de 2018.

22.7 Resultados

ALFONS CALLADO I PALLARÉS Y MARC COMPTE ROVIROLA
Delegación Territorial en Cataluña, AEMET

La calidad y el valor de las predicciones de un sistema puede evaluarse subjetivamente con casos de estudio y objetivamente mediante métodos de verificación (cap. 15.2.3 en la página 217). Mostramos aquí verificaciones de ambos tipos.

22.7.1 Verificación objetiva

Objetivamente validamos un SPC con las medidas estadísticas descritas en el capítulo de verificación (sec. 15.2.3 en la página 217), normalmente comparadas con otros SPC. En nuestro caso vamos a comparar el γSREPS respecto al GLAMEPS (sec. 20.2 en la página 310), el SPC más parecido disponible que cubre la península ibérica y alrededores. El mayor handicap del GLAMEPS es su peor resolución horizontal, de 8 km respecto a los 2,5 km respecto al γSREPS, que sin duda lo penaliza.

Mostramos las verificaciones objetivas de dos meses, desde el 1 de septiembre al 31 de octubre de 2017, de las pasadas de las 00 y las 12 UTC, contra 60 000 observaciones, SYNOP y de la red de estaciones automáticas de AEMET, de la relación dispersión-error (sec. 15.8.2 en la página 229) para la temperatura a 2 metros y la precipitación acumulada en 3 horas.

En ambos casos, tanto para la temperatura a 2 metros como para la precipitación acumulada en 3 horas, el γSREPS verifica objetivamente (cuantitativamente) mejor que el GLAMEPS: su error es menor en la línea continua y tiene más dispersión. Es más, ambas curvas están más juntas mostrando un SPC más consistente (ver capítulo verificación para una interpretación más detallada (sec. 15.8 en la página 228).

GLAMEPS (8 km de resolución horizontal) (cap. 20 en la página 307) ha sido en AEMET el SPC operativo de corto plazo, durante un tiempo, desde la finalización del AEMET-SREPS clásico (25 km) (cap. 21 en la página 319) en 2014. Ahora, el desarrollo de AEMET-γSREPS (2,5 km) presenta nuevas perspectivas para la operatividad, está integrándose diariamente desde 2016 y está previsto que entre en operación para la predicción operativa en 2018. Es relevante el valor de disponer en la predicción operativa en el corto plazo de AEMET del AEMET-γSREPS, al ser un SPC significativamente mejor que sus predecesores GLAMEPS y AEMET-SREPS.

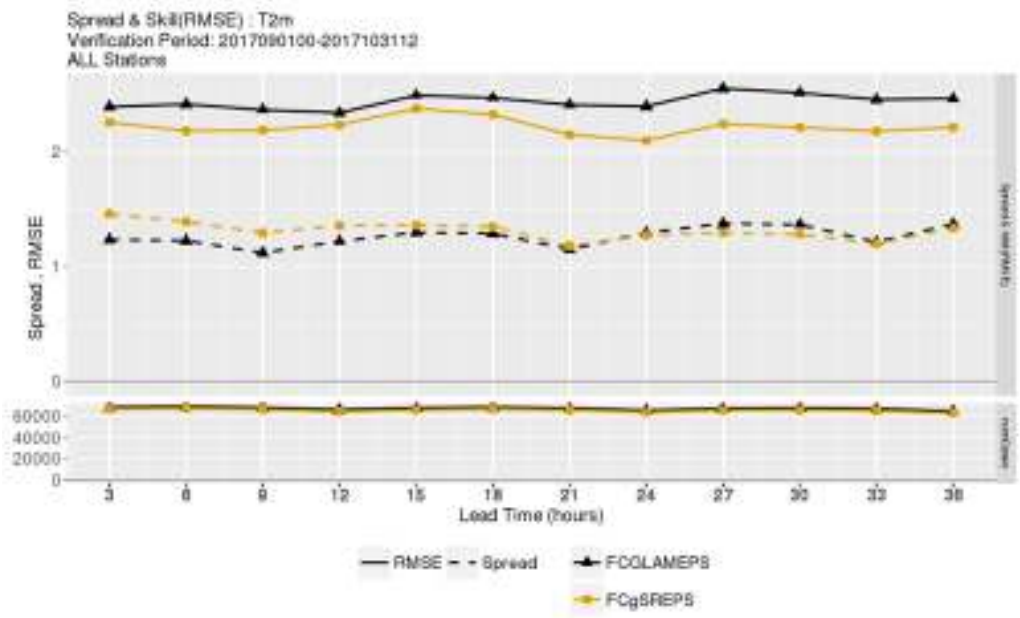


Figura 22.15: Diagrama de evolución con el alcance predictivo de dispersión y error para la temperatura a 2 metros en el período de 2 meses de septiembre y octubre de 2017 del γSREPS (naranja) respecto al GLAMEPS (negro).

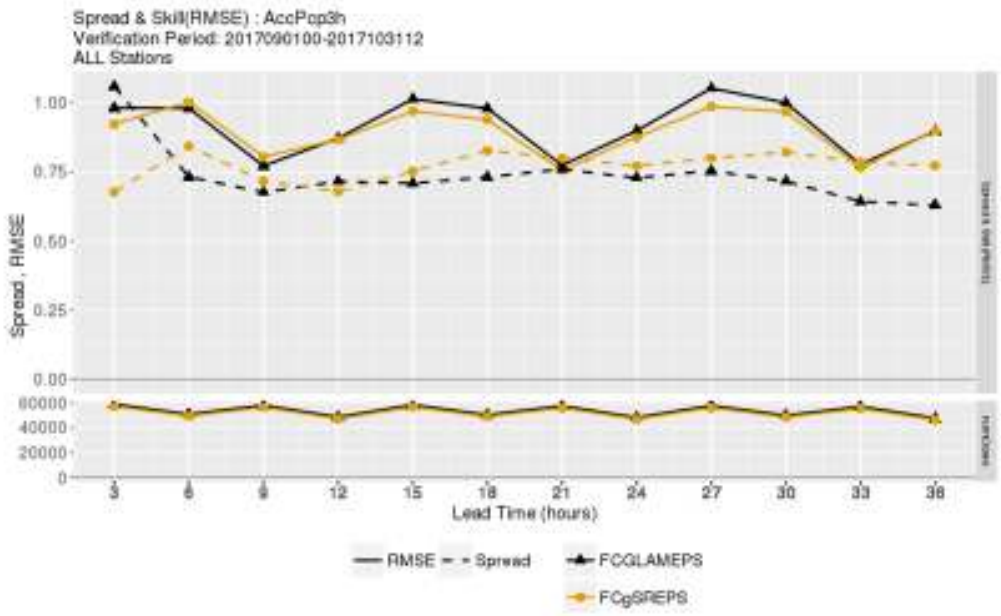


Figura 22.16: Diagrama de evolución con el alcance predictivo de dispersión y error para la precipitación acumulada en el período de 2 meses de Septiembre y Octubre de 2017 del γSREPS (naranja) respecto al GLAMEPS (negro).

22.7.2 Verificación subjetiva

Subjetivamente o, lo que es lo mismo, comparando visualmente bajo la óptica de la discriminación del cerebro del meteorólogo-científico, podemos discernir en casos de estudio la calidad de nuestro SPC respecto a otros.

Mostramos aquí dos verificaciones subjetivas en dos casos de estudio. En ambos se comparan salidas de precipitación acumulada en 6 horas del γSREPS con otro SPC, el HARMONIE-LETKF, y se verifica subjetivamente respecto a observaciones combinadas de radar y pluviómetros.

SPC HARMONIE-LETKF. Es un SPC con asimilación LETKF de observaciones para las condiciones iniciales (cap. 16 en la página 249), pero que no tiene en cuenta los errores del modelo (precisamente por eso se pone la *inflación*). En los 20 miembros se utiliza el mismo modelo (monomodelo), el HARMONIE-AROME.

Se debe recordar que uno de los objetivos del γSREPS son los fenómenos adversos, como los de precipitaciones intensas y/o copiosas y/o persistentes. Los casos de estudio correspondientes son idóneos para verificar si γSREPS realiza predicciones de calidad justamente en esos casos para los que ha sido diseñado.

Imágenes de estimación de precipitación corregidas de radar. Las imágenes de precipitación del radar meteorológico originales están en reflectividades Z en dBZ que se pueden traducir a precipitación en mm o l/m^2. Tienen la ventaja de cubrir un área extensa, un círculo de 240 km de radio y la gran desventaja de que contienen muchos errores, más cuanto más lejos se está de la localización del radar en el centro del círculo. Por otro lado, los pluviómetros registran con razonable precisión la precipitación real: esta es su ventaja. Su desventaja es que lo hacen sólo en una localización y sólo informan de la precipitación en los puntos de la red de pluviómetros. Se puede combinar la información puntual de la red de pluviómetros para calibrar (en cierto sentido, corregir) las imágenes de estimación de precipitación de radar, de modo que desaparecen las desventajas. Puede apreciarse una imagen con la distribución espacial de la precipitación (casi) real en la sec. 8.7.7 en la página 116.

Convección Mediterránea. Caso del 9 de agosto de 2017 alrededor de Valencia de convección mediterránea asociada al paso de un frente frío. En la Figura 22.17 en la página siguiente podemos ver que la media de la precipitación acumulada del γSREPS (izquierda) se asemeja en estructura y distribución a la observación-estimación radar-pluviómetro (centro) mucho mejor que el SPC HARMONIE-LETKF (derecha). Subjetivamente podemos concluir que la predicción del γSREPS multimodelo fue sobresaliente.

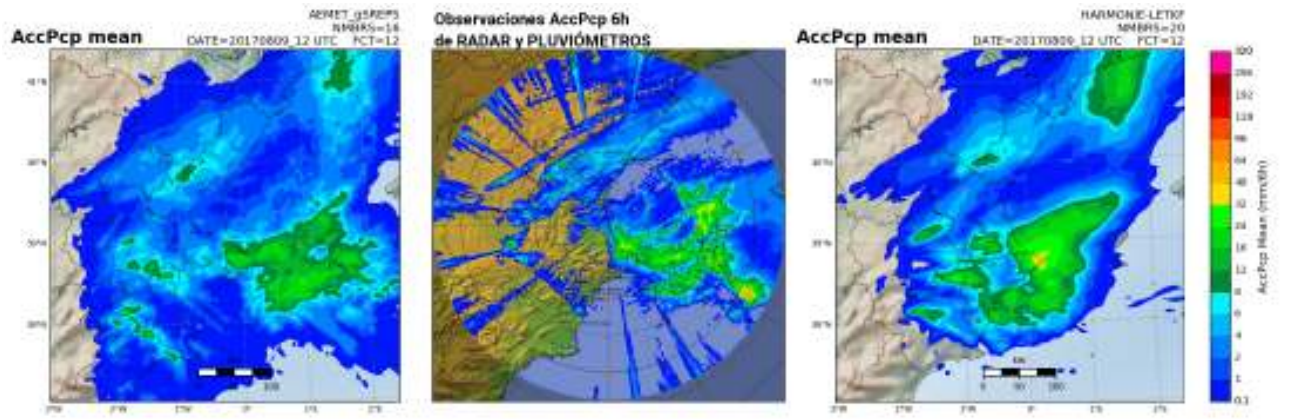


Figura 22.17: Precipitación acumulada en 6 horas para el día 9 de agosto de 2017. En el centro, la estimación radar corregida con pluviómetros. A la izquierda el γSREPS y a la derecha el SPC HARMONIE-LETKF, con las predicciones a 12 horas de la precipitación acumulada media de todos los 20 miembros.

Convección diurna. Caso de estudio del día 15 de agosto de 2017 alrededor de Zaragoza de convección diurna disparada por el calentamiento solar. Otra vez el γSREPS (izquierda) verifica subjetivamente bastante mejor que el SPC HARMONIE-LETKF, sobretodo localizando el máximo de precipitación y no generando precipitación espuria donde no se produjo, como sucede con el SPC HARMONIE-LETKF.

Sistema convectivo de mesoescala. Caso de estudio histórico con el γSREPS reanálisis del episodio de Oliva-Gandía del 3 y 4 de noviembre de 1987, con la efeméride oficial (récord) del máximo de precipitación en un día pluviométrico en AEMET: los 817 mm del día 3. Los resultados para el γSREPS se presentan en el capítulo del episodio Oliva-Gandía (sec. 44.4 en la página 689). Otra vez, el γSREPS se muestra como una adecuada herramienta para resaltar la posibilidad de que el fenómeno extremo de precipitación acumulada ocurriese, sugiriendo la posibilidad de lluvias de más de 800 mm en los dos días del episodio cerca del área donde se produjeron.

Concluimos subjetivamente que el γSREPS, a pesar de no disponer todavía de asimilación, verifica excelentemente para casos de precipitaciones intensas y/o copiosas. Por tanto, el γSREPS parece ser un SPC idóneo para cumplir el objetivo de ser una buena herramienta de predicción operativa para prever los fenómenos meteorológicos adversos y/o extremos en el corto plazo de AEMET.

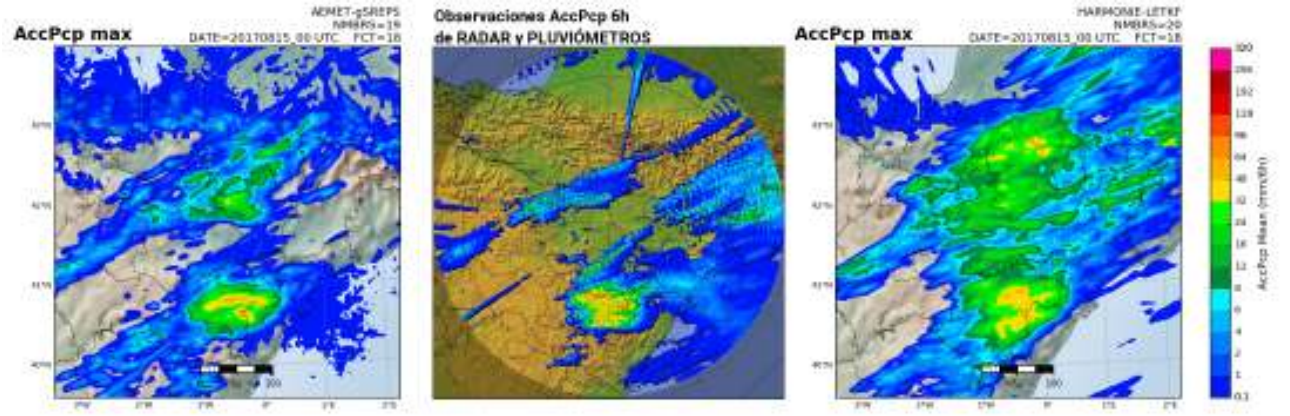


Figura 22.18: Como la Figura 22.17, salvo que para los SPC se muestran las predicciones a 18 horas de las precipitaciones acumuladas en las 6 horas anteriores máximas de entre todos los miembros en cada punto de rejilla.

22.8 Productos probabilistas de alta resolución

ALFONS CALLADO I PALLARÉS, DAVID GIL OLIVA Y ERNEST WERNER HIDALGO
Delegación Territorial en Cataluña, AEMET

En este apartado mostramos algunos productos de SPC (para una introducción general a la predicción y productos probabilistas, ver cap. 27 en la página 407} del γSREPS con su carácter probabilista subyacente. El objetivo es hacer un poco de hincapié en las nuevas generaciones de productos basados en SPC de alta resolución. Nos fijaremos, por un lado, en un par de ejemplos de cómo tratar las incertidumbres espacio-temporales y, por otro lado, en un producto específico.

Cabe recordar que las predicciones se generan en zonas cada vez más pequeñas, incluso muy locales, demandadas cada vez más por las sociedades tecnológicas y estas predicciones adolecen de una incertidumbre mayor que predicciones más generales. Desde un punto de vista teórico EDWARD N. LORENZ ya anticipaba este problema [382, 383] (cap. 17 en la página 263) en los años 60 y se ha confirmado en la práctica posteriormente. Para afianzar conceptos, diremos que no es lo mismo predecir de manera general que va a nevar en las montañas cántabras entre 10-30 centímetros de nieve, que predecir que localmente van a caer 35 cm de nieve justo en los Lagos de Enol de Covadonga. La predecibilidad del primer caso, muy general, puede ser mucho más alta que en el segundo caso, mucho más local.

22.8.1 Mapas de probabilidad

Incertidumbre espacial. Un mapa probabilista puede enmascarar la probabilidad real de un evento meteorológico debido justamente a cómo se dibuja la probabilidad. Como vale más una imagen que mil palabras, veamos un ejemplo con el γSREPS. En la Figura 22.19 podemos ver la probabilidad de chubascos, definidos como la probabilidad de precipitaciones superiores a 10 mm en 3 horas en la provincia de Valencia y en el extremo sur de las provincias de Castellón y Teruel. Las probabilidades, en escala de grises, nos muestran una probabilidad de chubascos, en general baja, del 10-20 % en varias zonas dispersas, abarcando en general una zona bastante amplia (manchas grises).

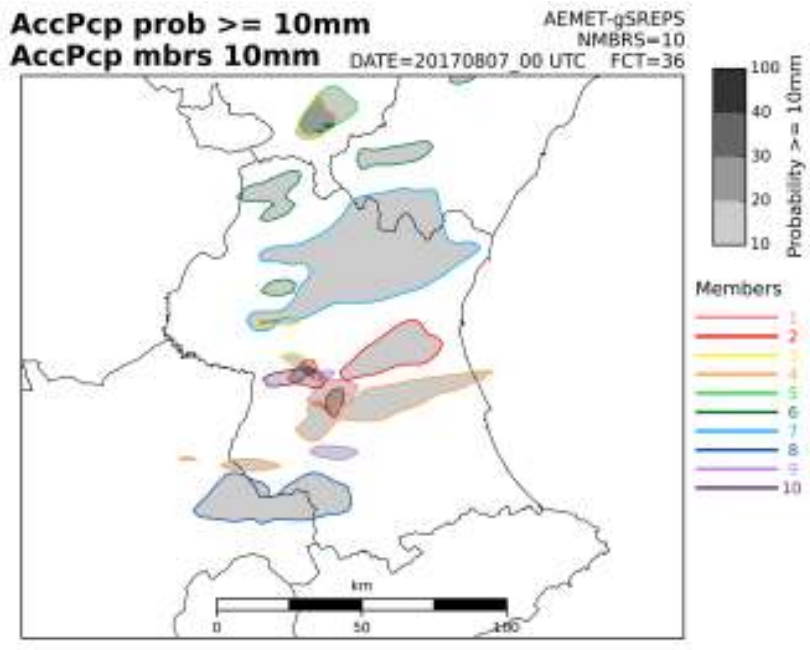


Figura 22.19: Mapa de probabilidades de precipitación acumulada en 3 horas superior a 10 mm previsto por el γSREPS. Incluye el ploteo de las isolíneas de precipitación acumulada de 10 mm en 3 horas para cada miembro individual del γSREPS. Se incluyen sólo 10 miembros de los 20 del γSREPS por simplicidad.

Pero hemos añadido más información relevante a la Figura 22.19 en la página anterior. Se trata de plotear las isolíneas de 10 mm / 3 h de todos los 10 miembros individuales que componen el SPC. Lo podemos ver con las líneas simples en colores. Y ahora viene la magia: ¿Qué pasa si nos fijamos miembro a miembro? Pues que los 10 miembros dan todos chubascos. La probabilidad de chubascos, considerando un área amplia, es del 100 %. Hay una gran incertidumbre, pero es sólo espacial, pues no podemos estar nada seguros en qué lugares de Valencia, Castellón o Teruel se producirán. Pero los chubascos, *haberlos haylos*. En otras palabras, es sólo la localización del evento (chubasco) lo que tiene una predecibilidad baja, pero no la ocurrencia del evento en sí.

¿Tener en cuenta la incertidumbre espacial nos permite hacer una predicción mejor? Pues sí. Con el nuevo producto mostrado, incluyendo ploteo de los miembros individuales, podemos asegurar que habrá chubascos locales en algún lugar del interior de las tres provincias.

Ploteando sólo las probabilidades queda enmascarada, en cierto sentido, la probabilidad de chubascos y su incertidumbre espacial. Pero la Figura 22.19 en la página anterior incluyendo los miembros individuales, podría ser uno de los caminos de una nueva generación de productos de los SPC que contengan información explícita para evaluar la incertidumbre espacial.

22.8.2 EPSgramas para aeropuertos

Incertidumbre temporal. Imaginemos que somos predictores y debemos predecir la precipitación en el Aeropuerto de Barcelona, para las 12 primeras horas del día de mañana, en nuestro ejemplo el 5 de Abril de 2016. Disponemos pare ello de un EPSgrama de la última salida del γSREPS a las 12 UTC del día 4, mostrado en la Figura 22.20 (para la interpretación de EPSgramas véase sec. 27.8.1 en la página 431 y cap. 31 en la página 529).

Un predictor con poca experiencia podría tener la tentación de pensar que la precipitación máxima seguiría la línea negra, es decir, siempre la máxima probabilidad de precipitación. Sumando los máximos, podría llegar a una conclusión errónea: caerán 62 mm en 24 horas (62 es, más o menos, la suma de 8+10+8+9+19+5+3).

Un predictor experimentado no lo tendría tan claro y buscaría más información. En realidad, intuyendo la baja predecibilidad de cuándo exactamente va a llover, debido a la dispersión del EPSgrama (anchura del penacho), le gustaría saber qué hace algún miembro individual representativo del γSREPS. En la Figura 22.20 se han ploteado esos 3 miembros representativos: el miembro mbr001 (magenta) representa el que tiene una precipitación acumulada media en las 12 horas primeras horas del día 5. El mbr002 (verde) representa a uno de los que ha acumulado más precipitación y el mbr003 (amarillo) el que menos, ambos en ese período de 12 horas. ¿Y qué ve este predictor experimentado? Pues que la precipitación máxima que se puede acumular es de unos 20-25 mm, y que lo que tiene delante es una incertidumbre temporal de cuándo va a llover: el mbr002 (verde) da precipitación por la mañana, el mbr001 (magenta) al mediodía y el mbr003 (amarillo) avanzada la tarde y fuera ya del período de interés.

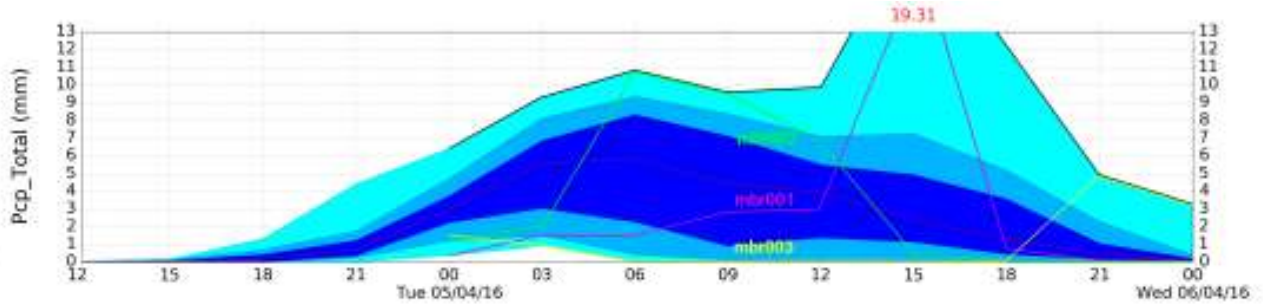


Figura 22.20: EPSgrama de la probabilidad de precipitación acumulada cada 3 horas en el Aeropuerto de Barcelona (LEBL), incluyendo la evolución de las precipitaciones de tres miembros individuales del SPC durante el día 5 de Abril de 2016: miembro 1 en magenta (mbr001), miembro 2 en verde (mbr002) y miembro 3 en amarillo (mbr003).

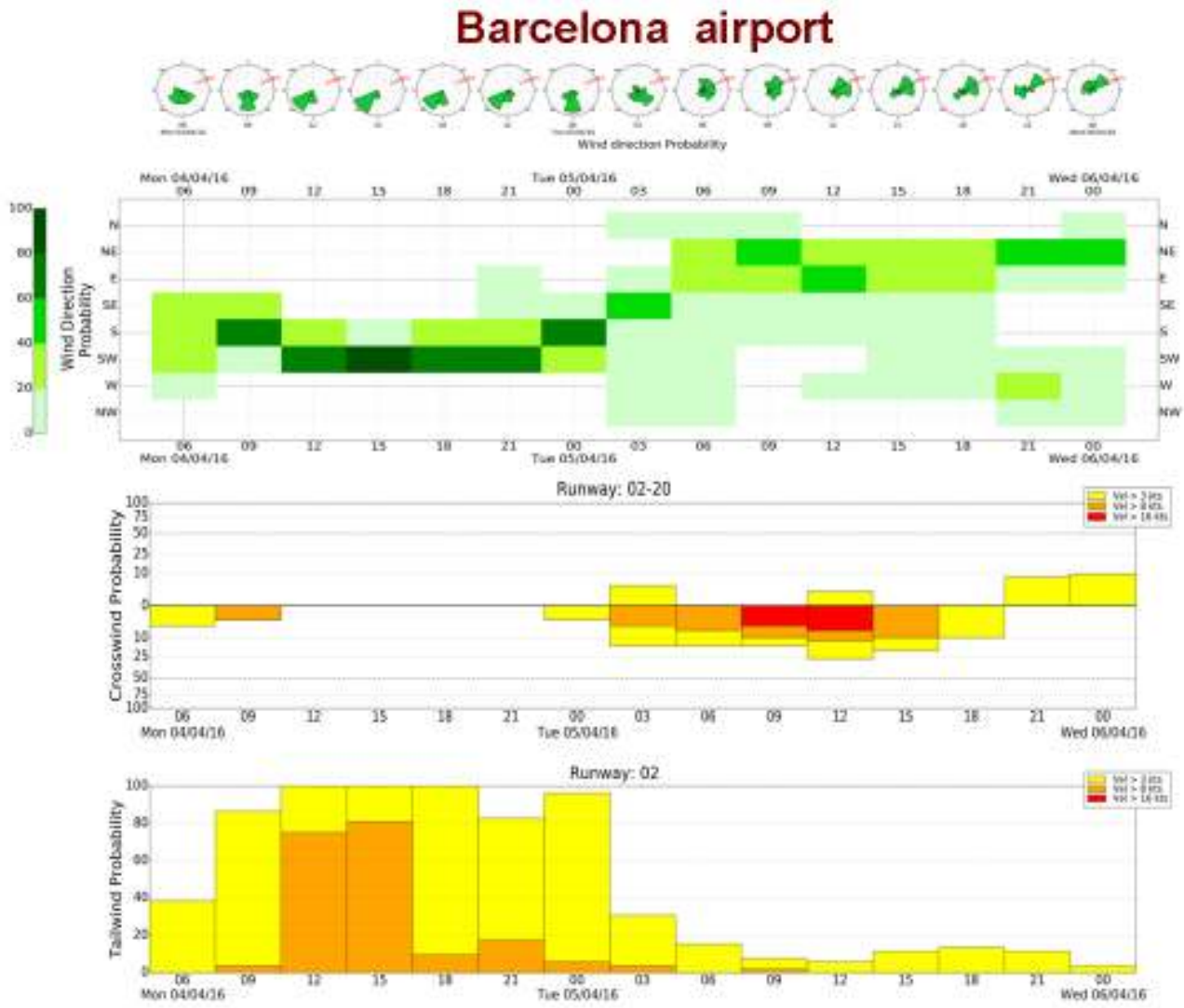


Figura 22.21: AEROgramas específicos para la pista 02-20 del Aeropuerto de Barcelona para los días 4 y 5 de Abril de 2016. De arriba abajo: rosetas de probabilidades de dirección del viento cada 3 horas; probabilidad de la dirección del viento en EPSgrama; EPSgrama de probabilidades de viento cruzado (perpendicular a la pista) por encima de 3, 8 y 16 nudos; EPSgrama como el anterior pero para el viento de cola (en la dirección de la pista).

Una nueva generación de EPSgramas, como el ejemplo mostrado de incluir algunos miembros representativos, ofrecería la posibilidad de desentrañar la posible incertidumbre temporal escondida bajo las probabilidades.

22.8.3 AEROgramas

Puede consultarse el capítulo 31 en la página 529 como introducción a productos específicos aeronáuticos. Hay usuarios finales especializados con necesidades muy específicas. Una nueva línea de productos basados en SPC de alta resolución, también podrían incluir productos muy especializados en áreas o zonas muy locales, para cuya generación ya se dispondría de varios puntos de rejilla. Algunos ejemplos podrían ser aeropuertos y parques eólicos de molinos de viento. En la figura 22.21 se muestran EPSgramas especializados para la aeronáutica: AEROgramas.

En los aeropuertos, lo más importante para las operaciones de aterrizaje y despegue, es el viento, pero no cualquier viento, sino el viento de cola o en la dirección de la pista y el viento cruzado o en el cuadrante perpendicular a la pista.

El AEROgrama de más abajo en la Figura 22.21 muestra durante las horas centrales del día 4 de Abril que la probabilidad de un viento de cola sea superior a 3 nudos es segura y de que sea superior a 8 nudos es del 80 %. Esto llevaría a los controladores del Aeropuerto de Barcelona, nuestros usuarios especializados, a cambiar durante la mañana de ese día la configuración

de la pista, es decir intercambiar cabecera y cola de la pista en despegues y aterrizajes para realizar respectivamente unos con el viento a favor y los otros con el viento en contra.

Y fijándonos en el penúltimo AEROgrama en la Figura 22.21 en la página anterior, el del viento cruzado, vemos que para el final de la mañana del día 5 de Abril y, sobretodo, durante el mediodía de ese día, hay una probabilidad baja, de un 10 %, de vientos fuertes cruzados superiores a 16 nudos. Aunque la probabilidad sea sólo del 10 %, desde la torre del aeropuerto se tendrá que estar alerta a esa posibilidad, que podría alterar la frecuencia normal de aterrizajes y despegues de la pista produciendo indeseables retrasos en ambas operaciones.

Viento de cola y cruzado. Los aviones quieren aterrizar contra el viento y despegar con el viento a favor o de cola: en el primer caso la velocidad respecto al suelo del avión es menor y aterrizan con menos pista y más rápido; en el segundo caso, el viento los empuja para despegar, siendo el despegue más rápido y con menos pista. Y a los aviones les importunan en los aterrizajes y los despegues los vientos de cierta intensidad perpendiculares a la pista. De ahí el producto específico en forma de AEROgrama mostrado en la Figura 22.21 en la página anterior.

22.9 Calibración

JESÚS RODRÍGUEZ DÉNIZ
Area de Innovación, AEMET

Como sabemos, el proceso de predicción tiene una incertidumbre asociada, por un lado, a las condiciones iniciales y, por otro, a la simplificación de las ecuaciones generales para la resolución numérica de la evolución del estado de la atmósfera. Con los SPC intentamos simular adecuadamente esas incertidumbres y existen un conjunto de técnicas que permiten calibrar las mismas por medio de la aplicación de algunos métodos estadísticos a las predicciones directas de los SPC. La calibración de ensembles, en este contexto, es el posproceso que trata de corregir las salidas directas de los ensembles teniendo en cuenta las observaciones. Si se aplican herramientas estadísticas, entonces hablamos de calibración estadística de ensembles.

El margen para la mejora está en las formas limitadas de tener en cuenta las citadas incertidumbres. Esperamos de los ensembles usados para la predicción meteorológica una correlación entre la dispersión y el error (sec. 15.8.2 en la página 229) pero, en la práctica, los SPC tienden a ser subdispersivos (menos dispersión que error). Por este motivo, en los últimos años, ha emergido como solución la calibración de ensembles, en particular con métodos estadísticos, tomando simultáneamente las predicciones que queremos mejorar. y las observaciones.

En el proceso de calibración se deben tener en cuenta las dimensiones del conjunto de datos utilizados para una fase del proceso de calibración llamada *entrenamiento*. Algunos estudios realizados han mostrado que la utilización de grandes conjuntos de datos para el entrenamiento producen una mejora significativa del mismo. Aumentando el tamaño muestral aumenta la significación estadística del proceso de calibración. No se trata, por otro lado, de aumentar indiscriminadamente el rango temporal del conjunto de datos utilizados para calibrar: la combinación de periodos muy largos, con situaciones meteorológicas diversas, puede llevar a que el entrenamiento no incorpore información relevante para la calibración o que aporte otra información que suavice las rectificaciones necesarias.

Las Figuras 22.22 y 22.23 en la página siguiente comparan diferentes medidas de calidad y rendimiento del γSREPS, tanto crudo como calibrado con diferentes parámetros.

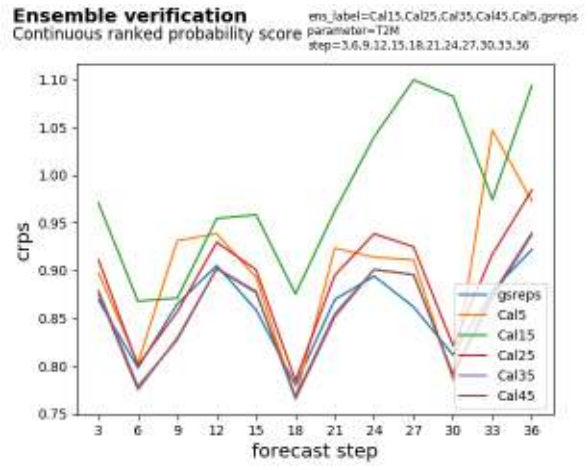


Figura 22.22: Curvas de evolución con el alcance predictivo del continuous ranked probability score (CRPS [103, 277]) de predicciones de temperatura a 2 m. Se compara el γSREPS (azul) con 5 diferentes calibraciones del mismo (resto de colores). Al tratarse de un error en el espacio de las probabilidades, cuanto más pequeño el CRPS, mejor la calidad de las predicciones. Vemos que usando esta medida solamente una calibración consigue mejorar la calidad del γSREPS, mientras que las demás no mejoran o degradan la calidad en diferentes márgenes.

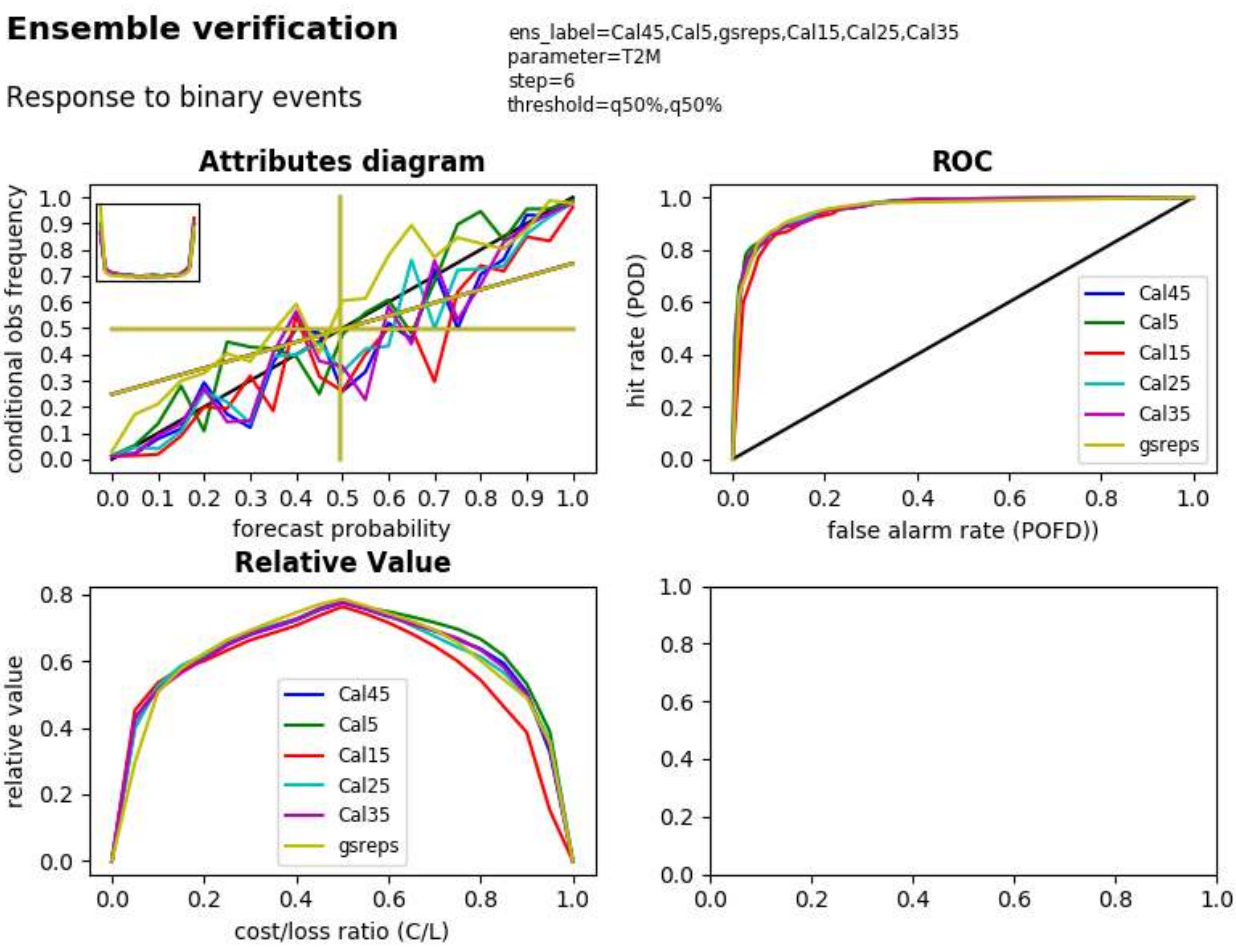


Figura 22.23: Mosaico con diversas gráficas de contraste de rendimiento de predicciones de temperatura a 2 m. Se compara el γSREPS (amarillo) con 5 diferentes calibraciones del mismo (resto de colores). Arriba a la izquierda diagrama de atributos, cuanto más cerca de la diagonal más fiables las predicciones. Arriba a la derecha curvas ROC, cuanta más área bajo la curva más capacidad discriminativa tienen las predicciones. Abajo a la izquierda envolventes de valor relativo, cuanta más área bajo la curva, tanto más valor aporta la predicción. Vemos que algunas calibraciones no mejoran el rendimiento del γSREPSy otras sí, con unos márgenes, en cualquier caso, no muy amplios. Para la interpretación exhaustiva de las gráficas, pueden consultarse las referencias [323, 325, 662] o el capítulo 15 en la página 213.

22.10 El proyecto *SRNWP EPS Phase II* de EUMETNET

JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA ZAPATA

Ex Meteorólogo, Área de Innovación, AEMET

European Meteorological Services Network (European Meteorological Network (EUMETNET)) es un grupo de 31 Servicios Meteorológicos Nacionales (SMN) Europeos que forman un marco de trabajo para organizar programas de colaboración corporativos entre sus miembros en el campo de la meteorología y otros campos afines. Sus principales actividades incluyen sistemas de observación, proceso de datos, productos básicos de predicción, investigación, desarrollo y entrenamiento.

Uno de los proyectos de investigación que se está llevando a cabo en el marco de EUMETNET es el proyecto *SRNWP EPS II* que trata de dar cabida a la cooperación de los miembros en el campo de la predicción por conjuntos en el área limitada (LAM-EPS). Esta cooperación ha sido reconocida como de alta prioridad entre los objetivos de EUMETNET.

El proyecto está dedicado a la cooperación en el campo de los llamados sistemas de predicción por conjuntos (SPC o *ensembles*) a escala kilométrica que están ayudando a los servicios meteorológicos a mejorar sus predicciones de tiempo adverso introduciendo en ellas aproximaciones probabilistas.

El proyecto incluye dos paquetes de trabajo complementarios: uno de aplicación en el que se desarrollan

nuevas herramientas y metodologías para la calibración de productos de ensembles y para el desarrollo de posprocesos de ensembles para la predicción de nieblas y tormentas. El segundo paquete de trabajo es básicamente de investigación y consiste en trabajos que estudien la sensibilidad de los SPC a las condiciones del suelo y de la PBL. Estos trabajos se dirigen a la mejora de la predicción de las nieblas y las tormentas y se focalizan en:

- Asimilación de datos de suelo y superficie. Perturbaciones de los esquemas de suelo y de la PBL.
- Introducir la incertidumbre de los datos de uso de suelo en las perturbaciones.

Los resultados del paquete de trabajo servirán para mejorar el conocimiento acerca del impacto de las diferentes propiedades del suelo en las predicciones probabilísticas.

El proyecto organiza una reunión de trabajo cada año en la que los diferentes participantes intercambian los resultados de los trabajos ejecutados en el marco del proyecto. Dichas reuniones cuentan también con la participación de invitados externos al proyecto cuyas presentaciones y experiencias sirven para validar las tareas realizadas en el marco del mismo.

La coordinación del proyecto se comparte entre la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), el Servicio Meteorológico de Italia (Centro Operativo per la Meteorologia, COMET) y el Servicio Meteorológico de la región de Italia Emilia-Romagna (ARPA-SIMC). Los SMN participantes son, además de España e Italia, Chequia, Croacia, Dinamarca, Finlandia, Polonia, Islandia, Portugal, Holanda, Irlanda, Noruega, Gran Bretaña, Suiza, Hungría, Serbia, Bélgica, Eslovenia, Eslovaquia, Suecia y Austria. El proyecto comenzó el 1 de Julio de 2015 y terminará el 31 de Diciembre de 2018 y ha sido financiado totalmente por las aportaciones, en metálico y en especie, de los países participantes a través de EUMETNET.

El SPC de UK Met Office MOGREPS

23

KEN MYLNE
UKMO

The Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System (MOGREPS) is an ensemble system that produces uncertainty information, primarily for short-range forecasts. MOGREPS is primarily designed to aid the forecasting of rapid storm development, wind, rain, snow and fog.

https://www.metoffice.gov.uk/research/weather/ensemble-forecasting/mogreps – MET OFFICE, United Kingdom

El Servicio Meteorológico británico, United Kingdom Met Office o, abreviadamente, Met Office disfruta, entre otros sistemas de predicción numérica, de un sistema de predicción por conjuntos (SPC) que abarca todas las escalas tanto espaciales como, por ende, temporales. El así llamado Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System, MOGREPS, es decir, SPC global y regional de Met Office, consta de una componente global y otra regional para generar información sobre la incertidumbre atmosférica, principalmente enfocado a las previsiones a corto plazo. El sistema está diseñado especialmente para ayudar en la predicción del desarrollo de tormentas rápidas, viento, lluvia, nieve y niebla.

Palabras clave: sistema de predicción por conjuntos MOGREPS de UKMO, MOGREPS-G, MOGREPS-UK.

Imagen parte superior: Edificio principal del Met Office en las afueras de Exeter, Reino Unido. Fotografía cortesía de ALBERTO ARRIBAS, UKMO.

23.1 Introducción y breve historia

El sistema de predicción por conjuntos global y regional del Servicio Meteorológico británico, en inglés Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System, MOGREPS, está construido con base en el modelo de predicción numérica unificado correspondiente, *Met Office Unified Model*, UM. MOGREPS se implementó primeramente en 2005 y se diseñó desde el principio como un SPC regional para predicciones a corto plazo, pero incluyendo un SPC global (MOGREPS-G) que proporcionase condiciones de contorno y perturbaciones consistentes para el SPC regional. Una versión de alcance 15 días del global llamada MOGREPS-15 se estuvo integrando desde 2006 hasta 2014 como contribución de UKMO al proyecto y archivo TIGGE [596] (cap. 26 en la página 393), un proyecto de investigación del programa The Observing System Research and Predictability Experiment (THORPEX) de SPC multimodelo en el que se hacían disponibles las predicciones para fines de investigación. En 2014 MOGREPS-G se amplió de resolución hasta los primeros 7 días y pasó a ser un SPC global operativo, sustituyendo a MOGREPS-15 en el archivo TIGGE [596] y en las correspondientes predicciones multimodelo.

Cuando se implementó MOGREPS por primera vez en 2005 [63], la componente regional MOGREPS-R era un SPC de 24 miembros con una malla de 24 km de resolución abarcando el Atlántico Norte y Europa, con un beneficio de resolución significativo en comparación con los SPC globales disponibles en la época. MOGREPS-G se implementó con Ensemble Transform Kalman Filter (ETKF [53] sec. 16.2.2 en la página 252) para proporcionar perturbaciones en las condiciones iniciales que se añadían al análisis global de Met Office. Se aplicaban perturbaciones físicas estocásticas usando un esquema de Parámetros Aleatorios y, algo más tarde, se introdujo [64] un esquema llamado Stochastic Kinetic Energy Backscatter, SKEB [45]. MOGREPS-R se implementó inicialmente como una reducción de escala o downscaling (sec. 10.1.3 en la página 140) del análisis global y sus perturbaciones. Más tarde MOGREPS-R se mejoró para usar las perturbaciones globales ETKF centradas en el análisis regional de alta resolución. Durante un tiempo se implementó [64] un ETKF regional, pero tuvo peor rendimiento que el ETKF global, de modo que se reemplazó. Se introdujeron posteriormente mejoras con un esquema de inflación adaptativo [58], primero con el uso de observaciones de satélite para aumentar la estabilidad del esquema [204] y más tarde permitiendo la variación vertical del factor de inflación [205].

Incluso en los primeros planes, uno de los objetivos era prepararse para proporcionar condiciones de contorno laterales para un futuro SPC de escala convectiva (*convection-permitting*). Se reconocía así que cuando los modelos de escala convectiva fuesen plausibles con el avance en supercomputación, la aproximación SPC sería esencial para tratar con los errores de rápido crecimiento en esas escalas (sec. 22.1 en la página 340). El primer SPC de escala convectiva, MOGREPS-UK [249], se implementó en 2012 como parte de un proyecto de demostración de predicción (forecast demonstration project) asociado a los Juegos Olímpicos de Londres 2012. Usaba un modelo de resolución variable, con malla de 2.2 km en el interior, estirándose hasta 4 km en los bordes. De este modo podía anidarse (ver anidamiento) directamente en MOGREPS-G, que en ese momento había mejorado con una malla de 33 km, haciendo innecesario el intermedio de MOGREPS-R, que se retiró en esta etapa. MOGREPS-G se modificó para integrarse cuatro veces al día con 12 miembros para proporcionar condiciones de contorno actualizadas a un MOGREPS-UK de 12 miembros cada seis horas. Combinando las dos últimas pasadas de MOGREPS-G con la técnica time-lagged ensemble [386] (sec. 13.5 en la página 182) se generaban productos con 24 miembros. MOGREPS-UK se implementó inicialmente como un SPC de reducción de escala usando condiciones iniciales y perturbaciones de MOGREPS-G. Más tarde, en 2016, se mejoró para usar las perturbaciones globales centradas en el análisis sobre UK de escala convectiva.

SPC	**MOGREPS-G**	**MOGREPS-UK**
Tipo	Mono-modelo con perturbaciones	Mono-modelo con perturbaciones
Modelo base	Unified Model (UM)	Unified Model (UM)
Tamaño	18 miembros	12 miembros
Pasadas	4 diarias: 00, 06, 12, 18 UTC	4 diarias: 00, 06, 12, 18 UTC
Alcances	Hasta 7 días	Hasta 54 h
Resolución horizontal	20 km	Variable, 2.2 km en el interior
Dominio	Global	UK
Perturbaciones en las condiciones iniciales	LETKF [301] basado en un SPC de 44 miembros que se integra sólo en el ciclo de asimilación	Reducción de escala (downscaling) directa de MOGREPS-G.
	Se añaden al análisis global 4DVAR que usa el ensemble para estimar los errores del campo previo dependientes del flujo	Las perturbaciones se centran en el análisis 4D-VAR de UK, ciclos cada hora.
Perturbaciones en el modelo	Esquema de Parámetros Aleatorios que modifica estocásticamente los esquemas de las parametrizaciones físicas	Esquema de Parámetros Aleatorios que modifica estocásticamente los esquemas de las parametrizaciones físicas
	Stochastic Kinetic Energy Backscatter (SKEB) [599]	
	Perturbaciones en temperatura de la superficie del mar, humedad del suelo y temperatura del suelo profundo [600]	Perturbaciones estocásticas en la Planetary Boundary Layer (PBL) para temperatura y humedad
Posproceso con métodos de vecindario	Combinaciones de las dos últimas pasadas para generar productos con 36 miembros usando la técnica time-lagged ensemble [386]	Se generan productos probabilistas con un método de vecindario incorporando vecinos de las celdas cercanas para tener en cuenta la incertidumbre espacial no abarcada por el SPC de 12 miembros (Figura 23.2 en la página 371).

Tabla 23.1: Tabla resumen de características de los SPC MOGREPS-G, global y MOGREPS-UK, regional.

23.2 MOGREPS en 2017

En 2017 MOGREPS consta de un SPC global, MOGREPS-G, a 20 km de resolución para predicciones de hasta una semana y un SPC regional, MOGREPS-UK, a 2.2 km para predicciones de corto plazo para el Reino Unido. Pueden encontrarse más detalles, así como referencias, en el sitio web de UK MetOffice https://www.metoffice.gov.uk/research/weather/ensemble-forecasting/mogreps. Las características de ambos SPC quedan sintetizadas en la Tabla 23.1.

El posproceso que se realiza de MOGREPS-G proporciona a los predictores una amplia variedad de productos, incluyendo sellos (sec. 27.2.1 en la página 408) y mapas de probabilidad (sec. 27.6.1 en la página 422) para un rango amplio de umbrales. El sistema identifica ciclones extratropicales y sistemas frontales y se dibujan como características sinópticas [280]. Un servicio de mapas web (wms) proporciona un mapa global de peligros.

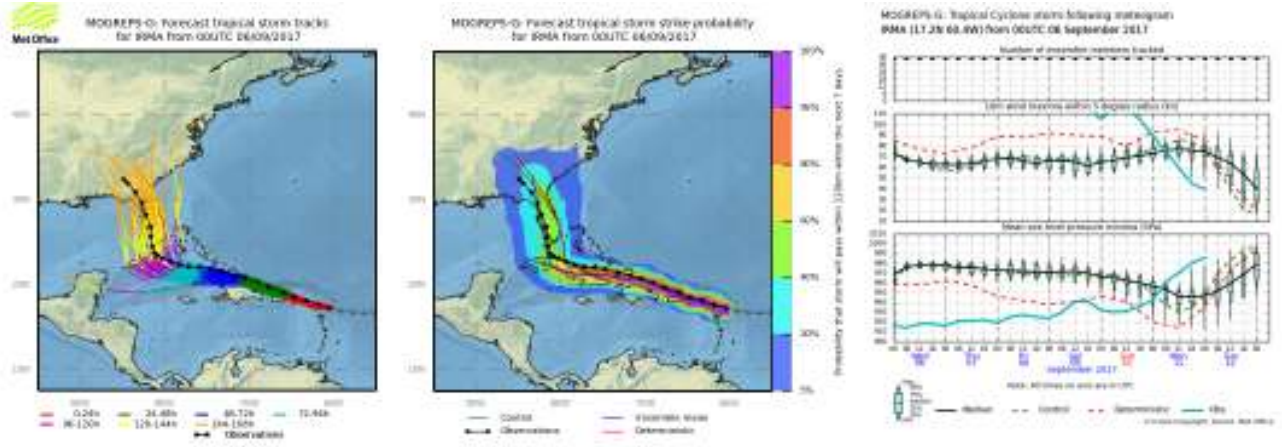


Figura 23.1: Predicciones de MOGREPS-G para el huracán IRMA, *pasada de 00 UTC de 06-09-2017. Izquierda: trayectorias SPC. Centro: probabilidades de impacto. Derecha: EPSgramas de intensidad de la tormenta. Las líneas negras punteadas indican la trayectoria observada en las imágenes izquierda y central, mientras que la línea color cían muestra la intensidad observada (figura cortesía de* HELEN TITLEY, *UKMO).*

El citado mapa de peligros se genera combinando predicciones probabilistas de MOGREPS-G y ECENS (sec. 19.3 en la página 299) para dar un resumen mundial del tiempo potencial de alto impacto, incluyendo probabilidades de fenómenos extremos muy apartados de valores medios climatológicos (aquellos que excedan el percentil 99 de la climatología local) [525].

Los ciclones tropicales se rastrean antes y después de su formación, poniendo productos a disposición de los Centros Meteorológicos Regionales Especializados (Figura 23.1). Para las predicciones a unos cuantos días vista los miembros del SPC se agrupan mediante un sistema de regímenes de tiempo atmosférico para resumir las probabilidades de tipos de tiempo y los potenciales de tiempo de impacto en UK [452]. Se generan a cinco días vista para UK primeras conjeturas (first-guess) de avisos de fenómenos adversos basadas en el posible riesgo [451].

La Tabla 23.1 en la página anterior destaca las características esenciales del SPC MOGREPS-UK. Pueden encontrarse todos los detalles de forma más completa en [249]. MOGREPS-UK se utiliza como condiciones iniciales y de contorno (en inglés se utiliza el terḿino *forzar*) para una serie de modelos de impacto meteorológico que dan soporte a toma de decisiones basada en riesgo de tiempo de alto impacto. Entre estos modelos podemos citar los de avisos de primera conjetura (first-guess) de fenómenos adversos para UK, un modelo de peligro de volcado de vehículos que identifica el aumento del riesgo para el transporte por carretera debido a fuertes vientos y, por último, riesgos de inundaciones por desbordamiento de ríos o por lluvias torrenciales.

23.3 Planes futuros

Los planes de mejora de MOGREPS para los próximos años a partir de 2017 intentarán afinar la dispersión generada para ser más consistente con el ritmo de crecimiento de los errores, es decir, afinar la relación dispersión-error (sec. 15.8.2 en la página 229). Los planes inmediatos se centran en MOGREPS-UK para que aproveche la potencia de la reciente mejora del superordenador de alto rendimiento Cray XC40 (cap. 11 en la página 153). El MOGREPS-UK se reestructurará para explotar el análisis 4D-VAR de escala convectiva en UK con ciclos cada hora, integrando 3 miembros cada hora centrados en el último análisis y generando así un SPC con desfase de tiempo (time-lagged, sec. 13.5 en la página 182) de 18 miembros combinando los seis últimos ciclos horarios. Así se introducen, por primera vez, perturbaciones de escala convectiva en las condiciones iniciales mediante el uso de múltiples análisis, reduciendo así la tendencia del SPC a seguir la última predicción determinista. Experimentalmente, las predicciones se extenderán hasta 5 días para probar el beneficio de la reducción de escala a la escala convectiva en el medio plazo temprano, particularmente para acumulaciones de precipitación provocadoras de inundaciones.

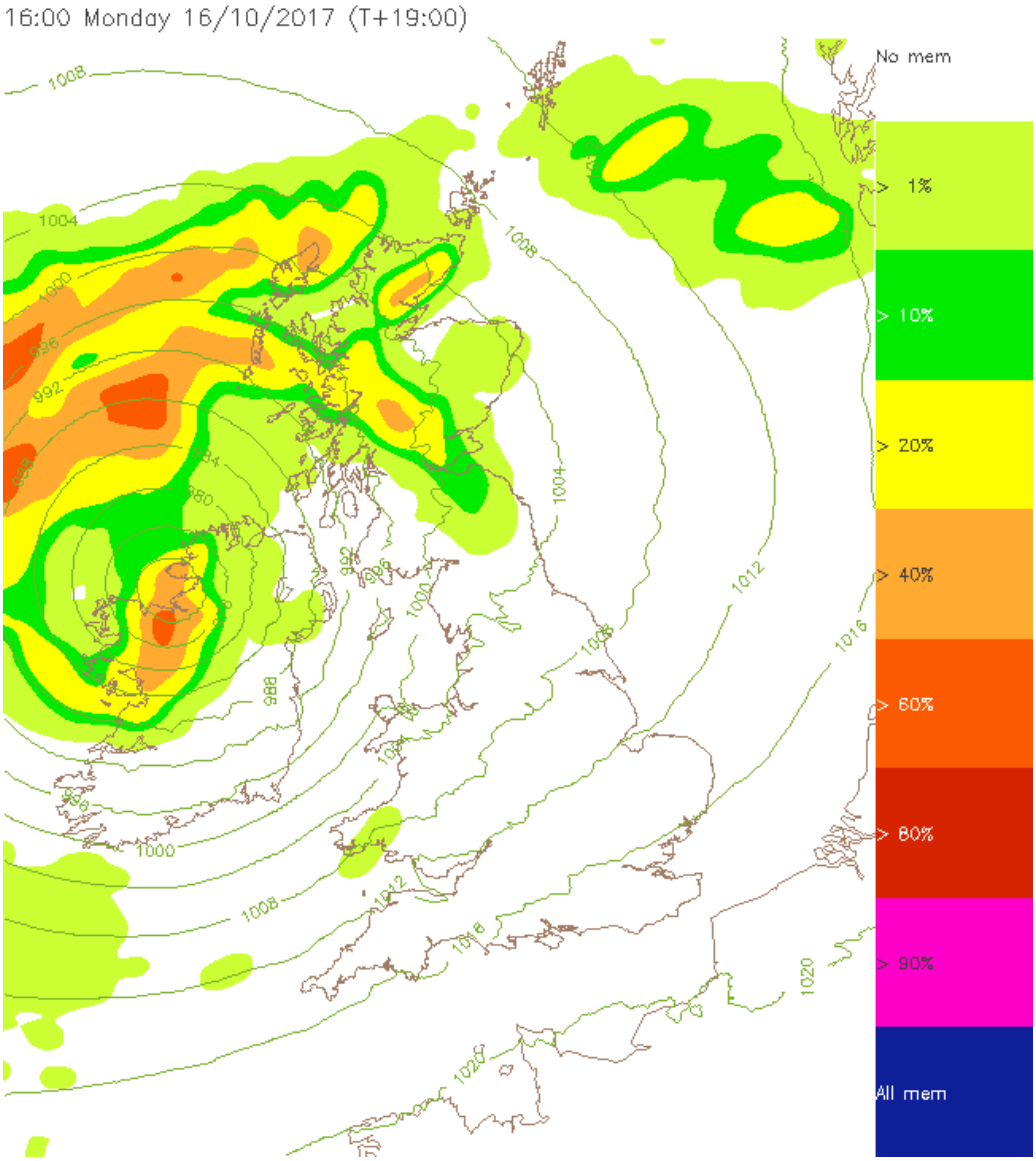


Figura 23.2: Ejemplo de mapa de probabilidad, procesado con método de vecindario, de intensidad de precipitación superior a 4 mm / h a partir de MOGREPS-UK.

Un reemplazo primordial para los sistemas de posproceso está también en fase de desarrollo para explotar los ciclos horarios de MOGREPS-UK, mezclados con otros sistemas de predicción numérica, en un marco plenamente probabilista.

Otros planes incluyen:

- Reemplazar ETKF por un sistema de asimilación por conjuntos (EDA [306], sec. 16.2.5 en la página 254) basado en 4D-Ensemble-VAR para mejorar la dispersión de las perturbaciones iniciales de MOGREPS-G.
- Sistema perfeccionado de perturbaciones estocásticas en MOGREPS-G mediante una formulación actualizada de SKEB, reemplazo del método de Parámetros Aleatorios por SPPT [471] (sec. 17.4.4 en la página 275) y la introducción de un término de forzamiento estocástico basado en incrementos del análisis seleccionados aleatoriamente [496].
- Perturbaciones en las parametrizaciones de superficie en MOGREPS-UK.
- Sistema de asimilación por conjuntos (EDA) en UK para generar perturbaciones de escala convectiva para MOGREPS-UK.

Sistemas de predicción por conjuntos en México

24

SERVICIO METEOROLÓGICO NACIONAL (SMN), MÉXICO

> Nuestra misión: proveer pronósticos, alertas e información del estado del tiempo y del clima estratégica y útil para el país, que sustente la toma de decisiones. Nuestra visión: Seremos reconocidos por la sociedad como una organización efectiva y moderna que proporciona información confiable, útil y oportuna sobre meteorología y climatología para contribuir a una adecuada prevención y toma de decisiones, aplicando innovaciones tecnológicas y avances científicos con personal altamente calificado.
>
> *http://smn.cna.gob.mx/es/smn/mision-y-vision* – SMN

Presentamos en este capítulo el Sistema de predicción por conjuntos (SPC) que se está desarrollando en el Servicio Meteorológico Nacional de México, gracias a una moderna plataforma de servidores virtuales que describimos también con cierto detalle. Al igual que en el capítulo dedicado a Argentina, por el enorme interés cultural de la diversidad lingüística, se ha respetado la terminología original del trabajo, de uso al otro lado del Atlántico, aclarando algún término por facilitar la consistencia con otros capítulos de este volumen. El modelo atmosférico en que se basa este SPC es el mundialmente famoso Weather Research and Forecasting Model (WRF).

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos en México, ensambles en servidor virtual.

Imagen parte superior: Tenochtitlán, Octubre de 2012. Fotografía de CARLOS SANTOS BURGUETE.

Figura 24.1: Servicio Meteorológico Nacional (SMN), escalera principal. Foto: http://smn.cna.gob.mx/es/smn/historia

24.1 Introducción

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN, Figuras 24.1 y 24.6 en la página 377) en México se creó el 6 de marzo de 1877 con la finalidad de dar un servicio integral a la inmigración extranjera, investigadores del campo, realizar un estudio exhaustivo de la Climatología del país, sus cambios atmosféricos, así como la de promover el intercambio internacional con otros observatorios y poner a disposición los datos recaudados a las personas y empresas que estén en aptitud de utilizarlos. Estas tareas aún se siguen manteniendo pero se han agregado más usuarios en las últimas décadas, como la industria turística, deportistas, instancias gubernamentales, empresas aseguradoras, etc. No hay en el mundo actualmente, algo que no tenga que ver con la meteorología y la climatología, de ahí la importancia de ser estudiada.

24.2 Antecedentes

El Servicio Meteorológico Nacional (SMN) preocupado por tener siempre el equipo idóneo para la medición, estudio, análisis y pronóstico de los procesos atmosféricos, a finales de la década de los 80 adquirió maquinas computadoras como la CYBER 380 y CYBER 920 donde se corría el Modelo Baroclínico de Tres Niveles elaborado por el Dr. Julian Adem Chahin [675] (http://cronistadetuxpan.blogspot.mx/2011/05/auditorium-del-centro-de-estudios-de-la.html). Tiempo después y dentro de un programa de modernización el SMN adquiere en el año 2000 una Supercomputadora Origin 2000 de 8 procesadores Reduced Instruction Set Computer (RISC) 12000 de Silicon Graphics, en donde se corrió durante 9 años el modelo Modelo a Mesoescala Generación 5 (MM5 [236]). En este lapso de tiempo se hicieron aportaciones a nivel Nacional e Internacional importantes como el cambio del uso de suelo para la Capital de la República Mexicana y presentar un caso de estudio [378] en el User's Workshop MM5 en el año 2002. Dado el costo de mantenimiento de este tipo de computadoras, en el año 2010 se adquieren una serie de CPU de la marca IBM que se instalan en la modalidad de Clúster, llegando a tener 25 procesadores, donde además de correr el modelo MM5 se incursionó en la siguiente generación de modelos a mesoescala, como el Weather Research and Forecasting Model (WRF [570]), además se graficaban los datos de entrada que corresponden al modelo Global Forecast System (GFS [555, 556]). Teniendo la experiencia que las computadoras tiene un tiempo limitado de vida útil y sabiendo que se necesita un mejor pronóstico numérico del tiempo, surge la necesidad de tener corridas del modelo WRF por Ensamble es así que en el año 2013 bajo un convenio de colaboración con el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), se implementa lo que se le conoce como: Corrida por Ensambles.

24.3 Primeros intentos

Bajo esos términos se realizó un experimento que duró todo el año 2013, con un ensamble de 6 elementos (Figura 24.2), para una malla madre de resolución de 30 km, que cubre todo el territorio Nacional. La aplicación se instaló en una maquina marca DELL con una configuración tipo Clúster que consta de un nodo maestro, 6 procesadores Intel Xeon con doble núcleo físico y doble núcleo virtual a una velocidad de 2.79 GHz y memoria RAM de 24 Gb, se tiene además 10 nodos clientes con las mismas características de procesador con la diferencia de una memoria RAM de 12 GB. Dicho equipo interconectado con red Ethernet y cuenta con un sistema de almacenamiento masivo de 65 Tb conectado al equipo mediante 10 Gbps, bajo el sistema operativo Centos. Esta computadora está por acabar su vida útil, lo que ahora se está haciendo es elaborar corridas operativas, aunque si publicar, por estar en periodo de prueba en Servidores Virtuales. Aquí se proyectó realizar un ensamble de 3 elementos, con equipo y en las instalaciones del SMN.

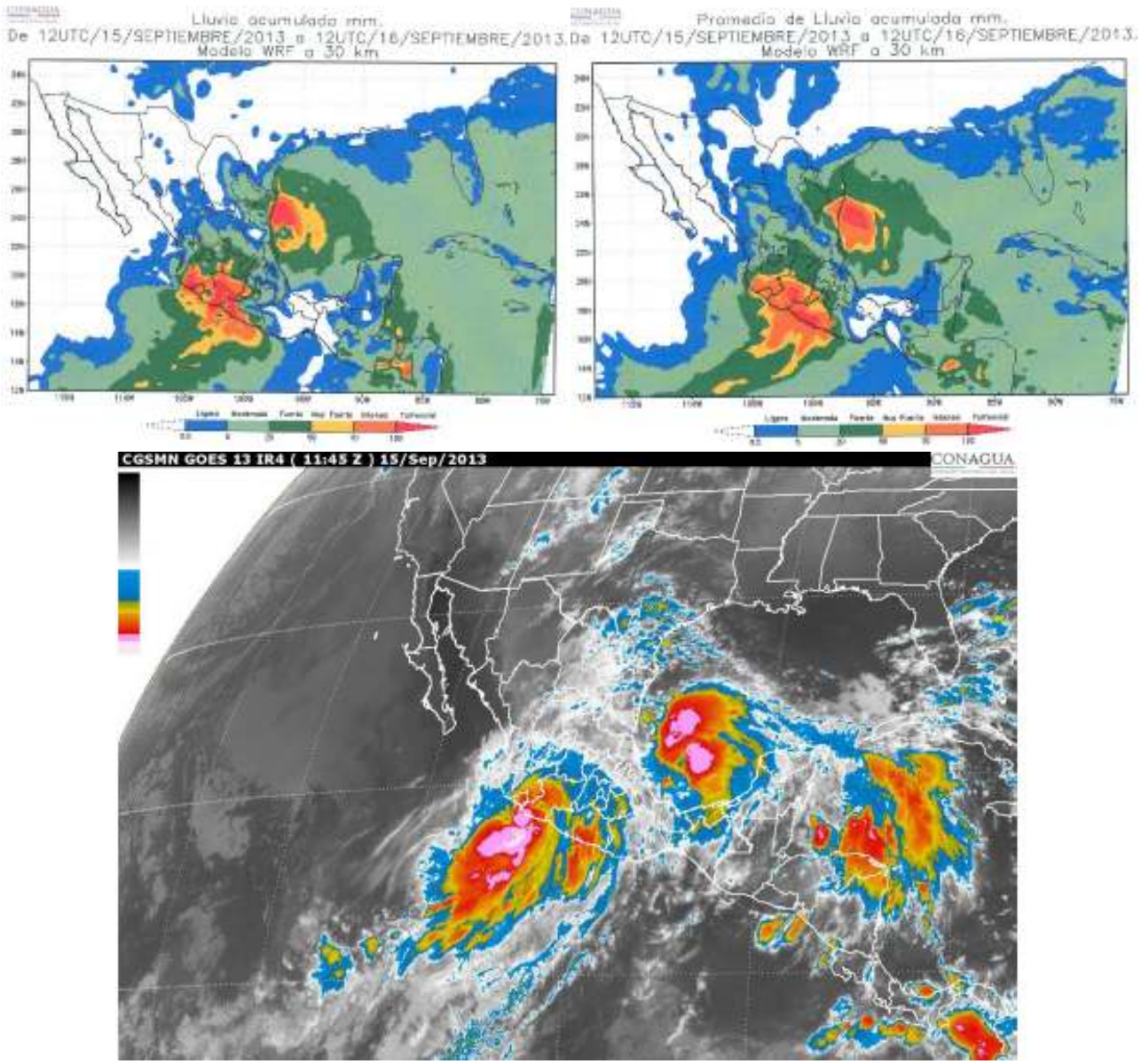


Figura 24.2: En la figura de la izquierda se observan los resultados del modelo WRF para una malla de 30 km con la parametrización KAIN-FRITSCH. *En la carta de la derecha vemos el resultado del ensamble de 6 elementos. Abajo, la comparación real con imagen de Satélite de Canal Infrarrojo para el evento de los Huracanes* MANUEL *e* INGRID *(GOES, CONAGUA).*

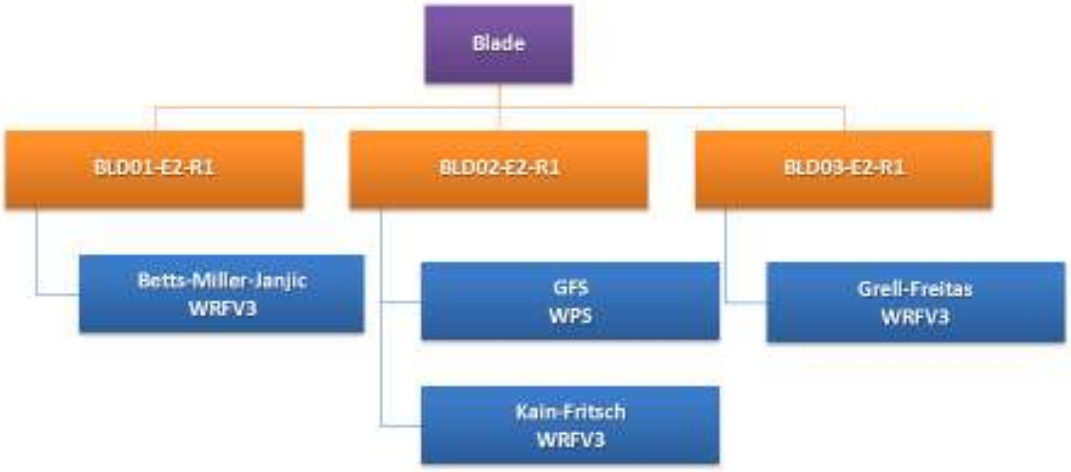


Figura 24.3: Arquitectura de distribución de máquinas virtuales en el SMN.

24.4 Ensambles en Servidor Virtual

Un Servidor Virtual Privado (VPS, por sus siglas en Inglés) es un método de particionar un servidor físico en varios servidores de tal forma que todo funcione como si se estuviese ejecutando en una única máquina. La implantación de los Servidores Virtuales en centros como los Servicios Meteorológicos ha tenido mucho auge, debido a una reducción de costos en la adquisición de equipo y su mantenimiento, administración más sencilla, mejor seguridad, flexibilidad, adaptable a medianas y grandes instituciones, un ahorro energético y de personal. Actualmente se trabaja con la configuración en las maquinas virtuales mostrada en la Tabla 24.1.

Sistema operativo	CentOS 6.6
Memoria	32 GB dinámicos
Procesadores	12 cores
Discos Duros	1
Disco Duro Virtual	300 GB para el Sistema Operativo
Conexiones	VNC y SSH

Tabla 24.1: Configuración en las máquinas virtuales.

Se tiene instalado y configurado el modelo WRF, versión 3.6.1, para el desarrollo de un pronóstico a 72 h con salidas cada 3 h con una malla de 16 km de resolución, los datos de entrada son del modelo GFS de 0.5° (aproximadamente 25 km de resolución), las parametrizaciones por el momento son: KAIN-FRITSCH, BETTS-MILLER-JANJIC y GRELL-FREITAS, para los tiempos de las salidas del modelo GFS de 00 UTC, 06 UTC, 12 UTC y 18 UTC. La arquitectura de distribución de dichas máquinas virtuales puede verse en la Figura 24.3.

Esta implementación nos ha estado arrojando muy buenos resultados en cuanto a los tiempos de procesamiento comparándose con el tiempo de procesamiento del modelo WRF instalado en un clúster (ver capítulo 11 en la página 153). En la Figura 24.4 se muestran unas tablas con los tiempos obtenidos de las pruebas realizadas, cabe aclarar que las horas de inicio y fin están dadas en horario local.

En la Figura 24.5 en la página siguiente se exhiben algunos ejemplos de los productos que se generan actualmente en el SMN, en el modo de Servidores Virtuales.

Figura 24.4: Rendimiento y tiempos obtenidos con las pruebas en las máquinas virtuales en el SMN.

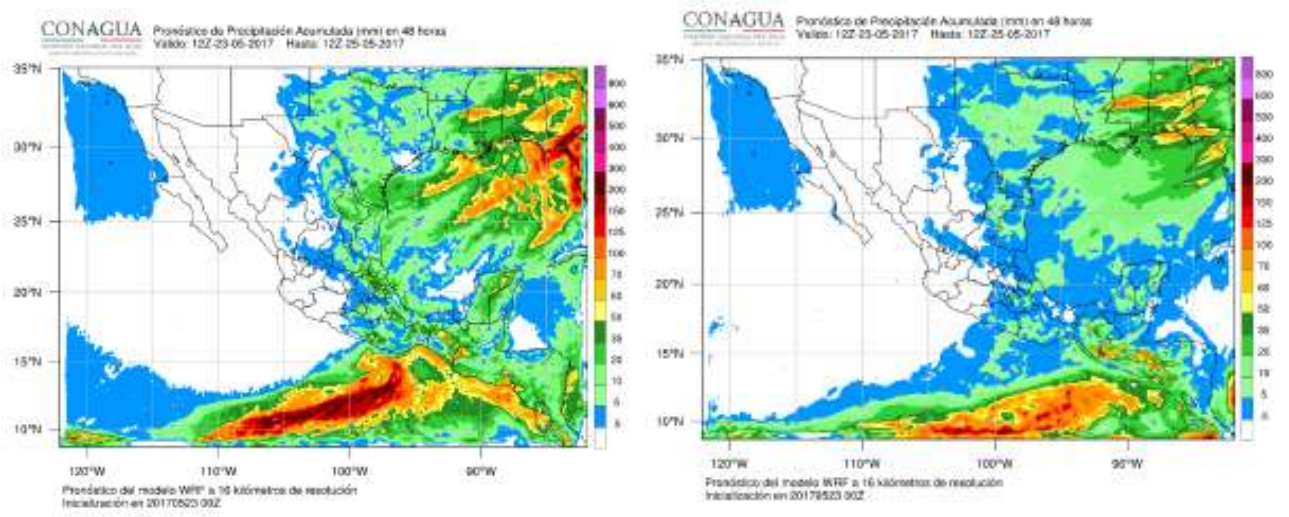


Figura 24.5: La imagen de la izquierda es el resultado del modelo WRF con la parametrización KAIN-FRITSCH. *A la derecha con la parametrización* BETTS-MILLER-JANJIC.

24.5 Futuro

El pronóstico numérico actualmente es una de las herramientas más poderosa e imprescindible en los Servicios Meteorológicos Nacionales, sin embargo en modelación todavía se trata de alcanzar un buen porcentaje de acierto en la previsión atmosférica. Los esfuerzos han sido muchos, se ha avanzado demasiado pero falta mucho por hacer. El SMN en un futuro próximo contara con el pronóstico por Ensambles con el fin de seguir colaborando con el pronosticador para que éste realice mejores análisis, pronósticos aún más eficaces, confiables y en un tiempo relativamente corto, beneficiando con esto a los usuarios internos y externos al Servicio Meteorológico Nacional y al pueblo de México en general, contribuyendo a tomar las medidas precautorias en eventos atmosféricos severos, como se nos indicó desde hace más de 140 años.

Figura 24.6: Imágenes del Servicio Meteorológico Nacional.

MyWave: Sistemas locales de predicción de oleaje por conjuntos

25

CRISTINA TOLEDANO LOZANO
Área de Aplicaciones, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Ola tras ola siguió Ralph aquel subir y bajar hasta que algo propio del carácter distante del mar le embotó la mente.
>
> *El señor de las moscas* – WILLIAM GOLDING

La información meteorológica es de vital importancia para el apoyo a la navegación marítima. La dirección e intensidad de los vientos, así como la intensidad y dirección del oleaje, son cruciales y están interrelacionados. AEMET, en colaboración con el Organismo Público Puertos del Estado desarrolla y explota sistemas operativos de predicción del oleaje basados en técnicas de modelización para la predicción en las zonas oceánicas de nuestro entorno. En el marco de la Organización Meteorológica Mundial, AEMET contribuye a la creación de capacidad en meteorología marítima en los países de África occidental y Macaronesia. Dentro de estos contextos, el proyecto europeo *MyWave*, liderado por el Instituto Meteorológico Noruego, fue creado con el objetivo principal de sentar las bases para un Centro de Servicios Marinos que incluyese el oleaje, identificando para ello cuatro áreas en las que era necesaria la investigación: la asimilación de datos, la mejora del modelo, el establecimiento de protocolos estándar de validación y la predicción por conjuntos. En este capítulo se describe el trabajo realizado para el desarrollo de estos sistemas de predicción de oleaje por conjuntos en puertos españoles, así como los resultados.

Palabras clave: sistema locales de predicción de oleaje por conjuntos, proyecto MyWave, meteorología marítima.

Imagen parte superior: Inestabilidad Kelvin-Helmholtz en Altocumulus lenticularis. Madrid, Ciudad Universitaria, hacia el oeste, 15 de febrero de 2006, a las 19:03. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

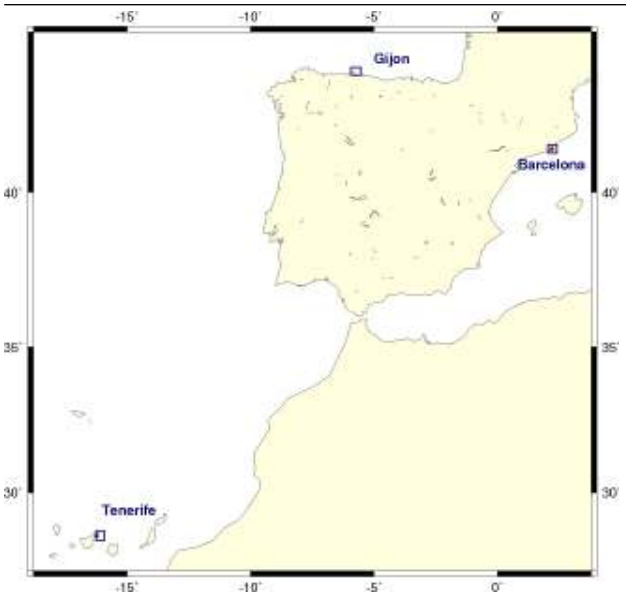


Figura 25.1: Posición de los tres sistemas de predicción de oleaje por conjuntos (WAVE-EPS), para los puertos de Gijón, Tenerife y Barcelona. En rojo, boyas de la red de Puertos del Estado dentro de las regiones de estos sistemas y utilizadas para la validación.

25.1 SPC de olas

El proyecto europeo *FP7 MyWave* [544] (2012-2014), liderado por el Instituto Meteorológico Noruego (`https://www.met.no/`), fue creado con el objetivo principal de sentar las bases para un Centro de Servicios Marinos que incluyese el oleaje, identificando para ello cuatro áreas en las que era necesaria la investigación: la asimilación de datos, la mejora del modelo, el establecimiento de protocolos estándar de validación y la predicción por conjuntos.

Para la mejora de la predicción por conjuntos, se desarrollaron sistemas de oleaje llamados WAVE-EPS [495] enfocados a las costas europeas en dos áreas: en el Atlántico Norte y en el mar Mediterráneo. Anidados en estos sistemas Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) desarrolló, en colaboración con Puertos del Estado, tres sistemas de predicción de oleaje por conjuntos para los puertos de Gijón,Tenerife y Barcelona

Los tres sistemas empezaron a funcionar de forma operativa a mediados del proyecto (2013), generando los productos específicos de la predicción por conjuntos, aunque no se diseminan públicamente.

Para definir un sistema de predicción de oleaje en un área limitada se empieza por definir la *malla* (sec. 10.6 en la página 149) y la *batimetría*. Para calcular la evolución del *espectro del oleaje*, el modelo necesita unas condiciones iniciales y, durante la integración, campos de viento a 10 m y condiciones de contorno.

El modelo da como salida el espectro completo y los parámetros integrados de oleaje. Los principales parámetros son:

- Altura significativa: altura media del tercio mayor de todas las olas observadas.
- Periodo medio: periodo medio de todos los grupos de ondas que, superpuestas, forman el oleaje.
- Periodo de pico: periodo del grupo de ondas con más energía .
- Dirección media: media de las direcciones de propagación del grupo de ondas.

25.2 Configuración de los sistemas locales WAVE-EPS

Los sistemas para los puertos utilizaron el modelo de alta resolución *Simulating Waves Nearshore,* SWAN [61], desarrollado por la universidad de Delft especializado en el tratamiento del oleaje cerca de la costa.

Debido a esto, la batimetría jugó un papel importante en la configuración de los sistemas. Respecto a la configuración del WAVE-EPS local, fue determinada por modelo regional WAVE-EPS al que estaba anidado, utilizando el mismo viento y las condiciones de contorno (espectros de energía) generadas por el sistema regional.

Descripción estadística del campo de olas. La naturaleza matemática de la descripción de las olas de superficie hace necesaria una descripción estadística para sintetizar la información. Los parámetros estadísticos que representan un campo de olas caracterizan las condiciones existentes durante un cierto periodo de tiempo y para cierta extensión espacial.

El descriptor más utilizado del campo de olas es el espectro de densidad de energía en dirección y frecuencia, $E(f,\Theta)$, donde f es la frecuencia y Θ la dirección de propagación.

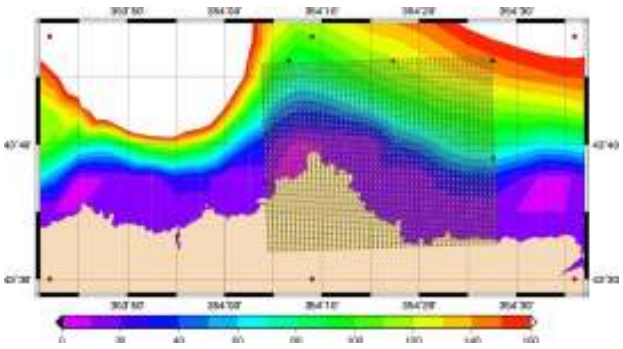


Figura 25.2: Configuración del sistema local WAVE-EPS de Gijón: malla computacional (puntos amarillos), campos de viento (puntos rojos) y condiciones de contorno (puntos negros). La batimetría (sombreado en colores, de 0 a 160 metros de profundidad) muestra los límites de aguas someras y hasta dónde influiría en oleaje.

25.2.1 Descripción de los modelos locales del Atlántico

Los dos sistemas locales WAVE-EPS implementados en el Atlántico reciben los forzamientos del UK MetOffice (http://www.metoffice.gov.uk/): el viento del sistema MOGREPs-UK y las condiciones de contorno de su modelo regional WAVE-EPS. Este modelo usa una malla llamada *Spherical Multi-Cell* (SMC), que tiene una resolución variable cerca de la costa (ver página 381). Debido a ello, las condiciones de contorno no están espaciadas de forma regular.

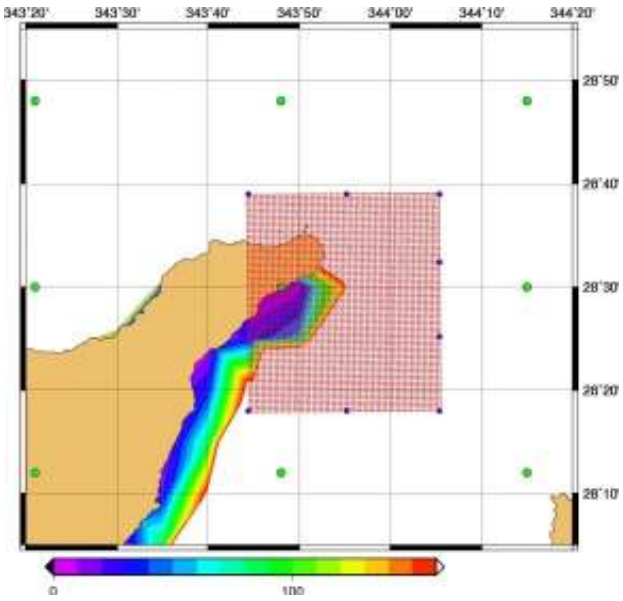


Figura 25.3: Configuración del sistema local WAVE-EPS de Tenerife: malla computacional (puntos rojos), campos de viento (puntos verdes) y condiciones de contorno (puntos azules). Batimetría como en la Figura 25.2.

El sistema de Gijón (Figura 25.2) tiene una malla computacional de 51x51 puntos, con una resolución de 629x511 metros cada celda (O -5,93, E -5,54, S 43,54, N 43,77). Los campos de viento tienen una resolución espacial de 0,45ºx0,30º.

El sistema de Tenerife (Figura 25.3) tiene una malla computacional de 61x71 puntos con celdas de resolución de 571x554 metros (O -16,26, E -15,90, S 28,30, N 28,65). Los campos de viento tendrán una resolución espacial de 0.45ºx0.30º.

25.2.2 Descripción del wave-EPS del Atlántico

El sistema regional del Atlántico generado por el MetOffice, el UKMO wave-EPS [87] está forzado por los dos EPS atmosféricos que utiliza el MetOffice: el sistema global (MOGREPS-G) y el de área limitada MOGREPS-UK [63] (ver capítulo 23 en la página 367). El modelo de oleaje utilizado será el WAVEWATCH III (WW3 [606]). Debido a que utilizan los forzamientos del UKMO-wave EPS, los sistemas locales de Gijón y Tenerife funcionan con la misma resolución temporal que el sistema del MetOffice, definido con:

- Cuatro ciclos diarios: 00/06/12/18 UTC.
- Control+22 miembros, repartidos como sigue.
- 00/12 UTC: miembros 1-11 con horizonte de predicción 72 h, 12-22 con ciclo corto.
- 06/18 UTC: miembros 12-22 con horizonte de predicción hasta 72 h, 1-11 con ciclo corto.
- Reinicio cada 6 horas.

Es decir, sólo el control y la mitad de los 22 miembros funcionan con el horizonte de predicción completo, dejando miembros con ciclo corto de 7 horas para que se pueda mantener la continuidad. En el siguiente ciclo, los miembros que corrieron con el ciclo corto tendrán horizonte de predicción completo y viceversa. Así, el producto de los 22 miembros se podrá generar superponiendo los dos últimos ciclos completos.

La versión de WW3 que utilizará MetOffice incluye modificaciones para el manejo de las coordenadas polares giradas, una partición de olas revisada [87], advección de segundo orden [370] y una malla *desestructurada* (ver caja) SMC.

Una **malla desestructurada** es un conjunto de polígonos que cubren una superficie con un patrón irregular. Habitualmente este tipo de mallas se utilizan en el método de elementos finitos (sec. 10.4 en la página 143) en regiones con límites irregulares, como la costa. Una malla ***Spherical Multi Cell*** **o SMC** [369] es una malla desestructurada con la particularidad de que conserva la rejilla en coordenadas cartesianas (latitud y longitud). Esta malla relaja la restricción Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) (cap. 10 en la página 137) en latitudes altas, uniendo varias celdas, y permite quitar puntos de tierra del modelo de oleaje, lo que reduce la advección en un 45 %. Todas las configuraciones usarán una resolución espectral con 24 direcciones y 30 frecuencias.

25.2.3 Descripción del modelo local del Mediterráneo

El sistema de Barcelona se fuerza con los campos de viento del Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia, CNMCA [47] y las condiciones de contorno del modelo Nettuno-EPS [47], descrito en el apartado 25.2.4. La malla donde están definidos estos forzamientos tendrá una resolución de 0.05º (O 2,05, E 2,40, S 41,20, N 41,45).

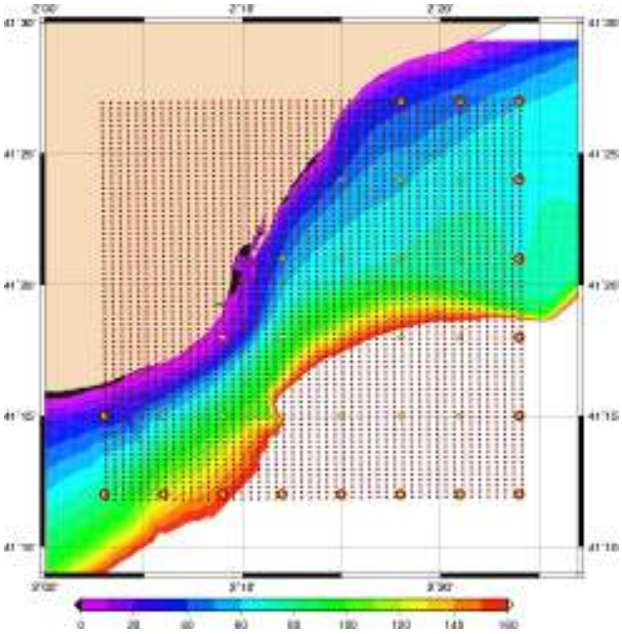


Figura 25.4: Configuración del sistema local WAVE-EPS de Barcelona: malla computacional (puntos negros), campos de viento (puntos amarillos) y condiciones de contorno (puntos rojos). La batimetría (sombreado en colores, de 0 a 160 metros de profundidad), muestra los límites de aguas someras, y hasta dónde influiría en oleaje.

El sistema local se define en una malla computacional de 50x71 puntos y una resolución de 600x400 metros cada celda (Figura 25.4). Los campos de viento y condiciones de contorno tendrán una resolución de 3'.

25.2.4 Descripción del wave-EPS del Mediterráneo

El Nettuno-EPS consiste en 40+1 miembros, integrados a las 00 UTC, con un horizonte de predicción de 48 horas en toda la cuenca mediterránea. El sistema corre en un ciclo diario a las 00 UTC. El modelo de oleaje que utiliza es el WAM [345], modelo operativo del ECMWF, y casi todas las instituciones europeas.

El sistema de Barcelona funcionará con la misma resolución temporal que el Nettuno-EPS. El modelo correrá de forma operativa con un ciclo al día, que empezará a las 08:30 UTC.

25.3 Validación del sistema determinista de oleaje

A partir de agosto de 2013, los 3 sistemas deterministas de oleaje para Barcelona, Gijón y Tenerife empezaron a funcionar de forma operativa.

El modelo operativo genera en cada ciclo series temporales en un punto específico con la velocidad, dirección de viento y los parámetros integrados Altura significativa de la ola, dirección media, periodo medio y periodo de pico. El punto elegido para estas series temporales será la localización de las boyas de Puertos del Estado, para poder comparar modelo con observación.

Parámetros integrados. Los parámetros integrados se calculan a partir de los espectros de densidad de varianza $E(f,\Theta)$.

E (energía) = aceleración_de_la_gravedad x densidad_del_agua x espectro_densidad_de_varianza

- Altura significativa de la ola, $H_s = 4\sqrt{\iint E(f,\Theta)dfd\Theta}$
- Dirección media, $Dir = arctan\left(\frac{\iint sin\Theta E(f,\Theta)dfd\Theta}{\iint cos\Theta E(f,\Theta)dfd\Theta}\right)$
- Periodo medio, $Tm = \left(\frac{\iint f^2 E(f,\Theta)dfd\Theta}{\iint E(f,\Theta)dfd\Theta}\right)^{-\frac{1}{2}}$

Boya	Latitud	Longitud	Profundidad
Barcelona	41,32º N	2,20º E	68 m
S. C. Tenerife	28,46º W	16,23º W	56 m

Tabla 25.1: Localización y profundidad de las boyas usadas para la validación.

En septiembre de 2013 la boya de Gijón dejó de funcionar, luego el estudio de validación que se muestra a continuación es el que se hizo sólo para las boyas de Tenerife y Barcelona, cuyos datos sobre emplazamiento y profundidad se presentan en la Tabla 25.1.

Las estadísticas presentadas a continuación (Figura 25.5 y Tabla 25.2 para Barcelona y Figura 25.6 en la página siguiente y Tabla 25.3 en la página siguiente para Tenerife) están basadas en los parámetros Altura significativa y dirección media. Los gráficos de dispersión muestran el comportamiento del modelo a las H+0 h y H+48 h para Barcelona y a las H+0 h, H+24 h, H+48 h y H+72 h para Tenerife. Estos resultados dan una idea de cómo funciona el miembro 0 (modelo determinista), antes de desarrollar el sistema de predicción por conjuntos. Sobre el fundamento de las medidas estadísticas, puede consultarse la sección 15.2.3 en la página 217.

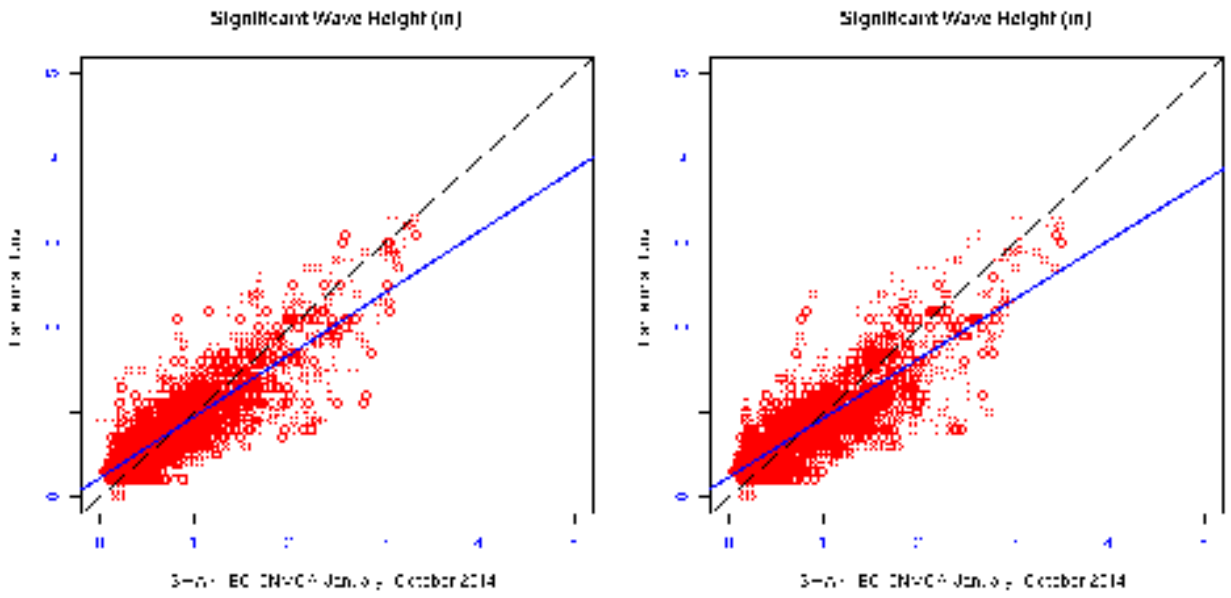


Figura 25.5: Barcelona-CNMCA: gráficos de dispersión de Altura significativa del oleaje para T+0 y T+48 h. Modelo determinista SWAN/boya de Barcelona.

	Modelo	Num datos	Corr	Pendiente	RECM	EM	Dispersión
Altura significativa de ola	SWAN - Barcelona	4831	0,86	0,73	0,26	0,03	0,37
	SWAN 48 -Barcelona	4808	0,84	0,70	0,28	0,01	0,39
Dirección media	SWAN - Barcelona	591	0,61	0,55	128	-34,5	0,61
	SWAN 24 -Barcelona	583	0,63	0,57	126	-45,2	0,59
	SWAN 48 -Barcelona	577	0,63	0,57	127	-45,2	0,59

Tabla 25.2: Barcelona-CNMCA: estadísticos de Altura significativa y dirección media del oleaje (Corr: coeficiente de correlación, RECM: raíz del error cuadrático medio, EM: error medio). Modelo determinista SWAN/boya de Barcelona.

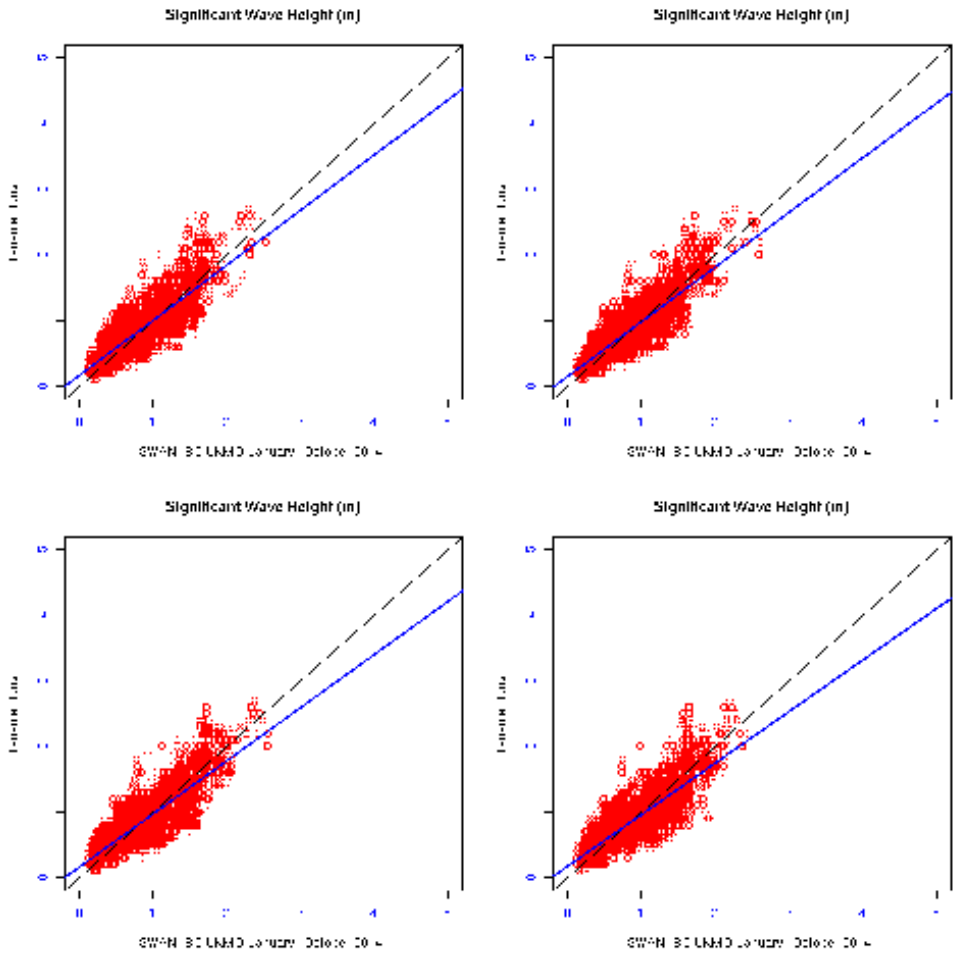


Figura 25.6: Tenerife-UKMO: gráficos de dispersión de Altura significativa del oleaje para T+0, 24, 48 y 72 h. Modelo determinista SWAN/boya de Tenerife.

	Modelo	Num datos	Corr	Pendiente	RECM	EM	Dispersión
Altura significativa	SWAN - Tenerife	6822	0,85	0,83	0,22	0,05	0,29
	SWAN 24 - Tenerife	6803	0,86	0,83	0,21	0,02	0,27
	SWAN 48 - Tenerife	6783	0,86	0,81	0,22	0,01	0,27
	SWAN 72 - Tenerife	6753	0,84	0,79	0,22	0,01	0,28
Dirección media	SWAN - Tenerife	2665	0,69	0,62	32,6	-19.0	0,12
	SWAN 24 - Tenerife	2646	0,69	0,64	32,1	-17.6	0,12
	SWAN 48 - Tenerife	2642	0,75	0,72	30,3	-17.4	0,12
	SWAN 72 - Tenerife	2632	0,72	0,72	30,0	-16.3	0,11

Tabla 25.3: Tenerife-UKMO: estadísticos como en la Figura 25.5 en la página anterior. Modelo determinista SWAN/boya de Tenerife.

25.4 El modelo local WAVE-EPS para los puertos

Una vez implementados los sistemas deterministas, se desarrollaron los sistemas por conjuntos para Gijón, Tenerife y Barcelona. Los 3 sistemas locales WAVE-EPS empezaron a funcionar de forma operativa en septiembre del 2013. Las Figuras 25.7 en la página siguiente y 25.8 en la página 386 muestran mapas de dispersión-promedio (sec. 27.5.1 en la página 418) en ambos sistemas.

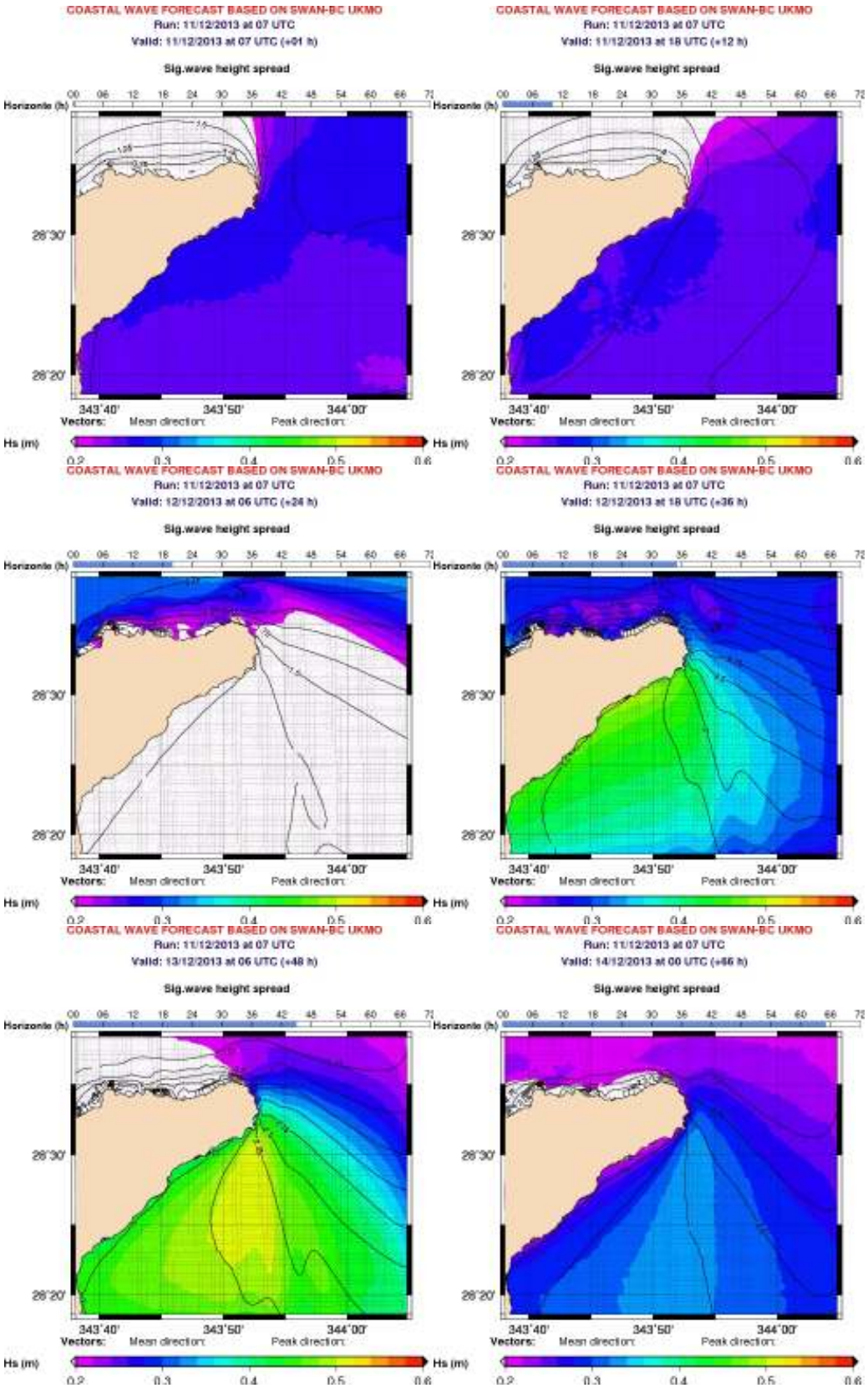


Figura 25.7: Mapas de dispersión-promedio del sistema de Tenerife, con el parámetro de Altura significativa de la ola, generados en la operativa cada ciclo de predicción. Las líneas de contorno indican la media del ensemble.

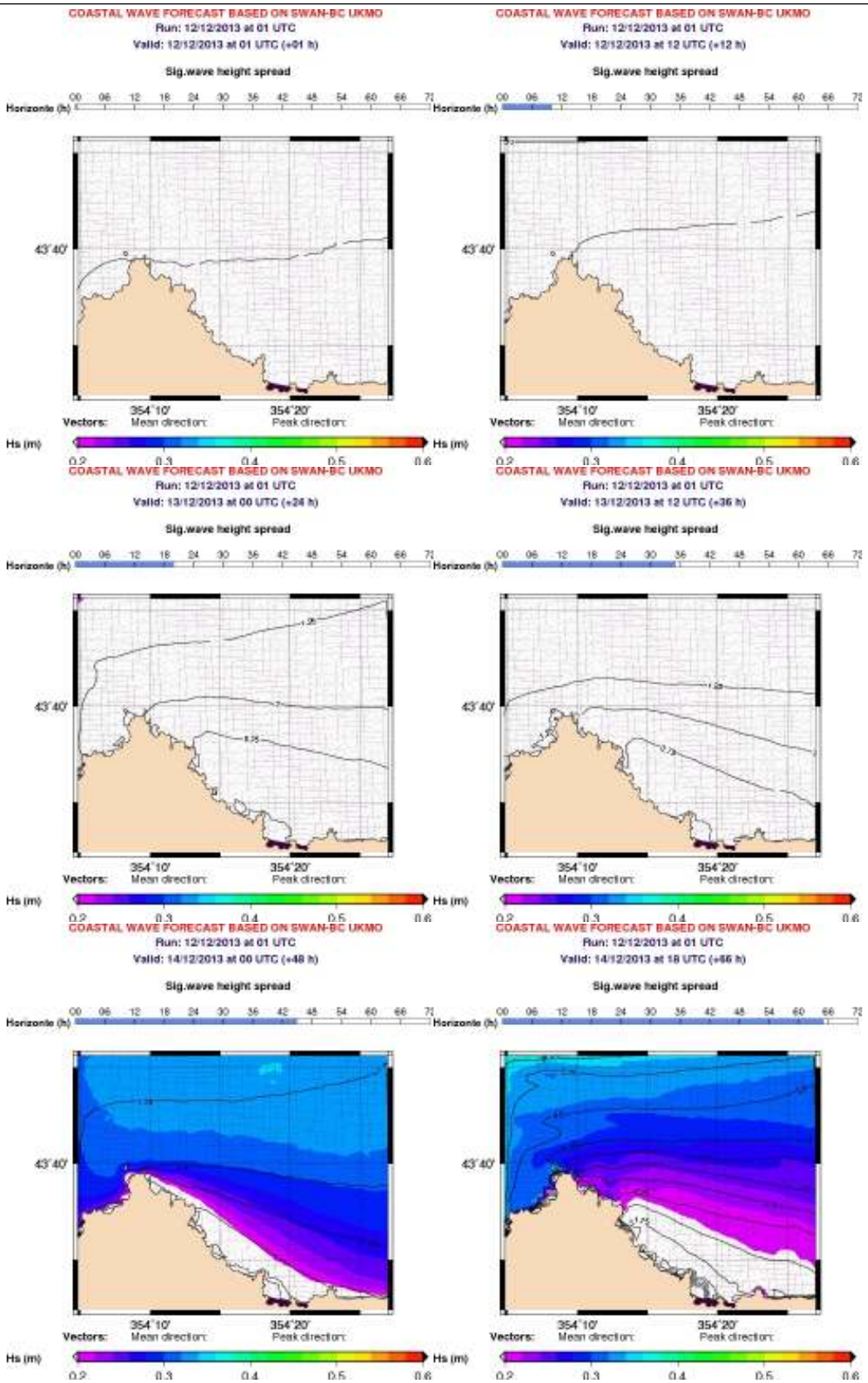


Figura 25.8: Mapas de dispersión-promedio del sistema de Gijón, con el parámetro de Altura significativa de la ola, generados en la operativa cada ciclo de predicción. Las líneas de contorno indican la media del ensemble.

25.4.1 Consistencia del WAVE-EPS

Para estimar la fiabilidad con una significación del 10 % de un SPC de 20 miembros, se necesitarían aproximadamente 14 000 salidas del modelo. Partiendo de esta base, es recomendable poder hacer la verificación de un periodo de al menos 3-6 meses. En este caso, se tomaron los resultados de la salida del modelo de enero a mayo de 2014 (4 meses).

El primer paso en la validación del WAVE-EPS, como cualquier sistema de predicción probabilista, es comprobar su consistencia estadística con las observaciones (sec. 15.8 en la página 228). El histograma de rango (sec. 15.8.1 en la página 228) se usó para comprobar si la observación es estadísticamente indistinguible del conjunto de valores pronosticados.

Se puede observar cómo el sistema de Barcelona WAVE-EPS (Figura 25.9) comienza con una dispersión baja que va aumentando a medida que aumenta el horizonte de predicción, con un histograma de bajo rango dispersivo para H+06 y consistente para H+24 y H+48.

El histograma de Tenerife WAVE-EPS (figura 25.10), muestra un sistema estadísticamente consistente, con tendencia a la sobrepredicción (bias positivo).

Para completar la información sobre la validación de los WAVE-EPS locales en este apartado, se muestra a continuación un resumen con las series temporales o espagueti.

Estos diagramas presentan la evolución de la predicción por conjuntos del parámetro de Altura significativa con una mayor dispersión conforme va aumentando el horizonte, algo que se muestra de forma clara en la primera gráfica (Figura 25.11 en la página siguiente, modelo Barcelona WAVE-EPS). En la segunda se presenta Gijón (Figura 25.12 en la página siguiente, izquierda). La última gráfica (Figura 25.12 en la página siguiente, derecha), espagueti del modelo de Tenerife, muestra cómo la observación (en verde) está dentro de la dispersión del modelo.

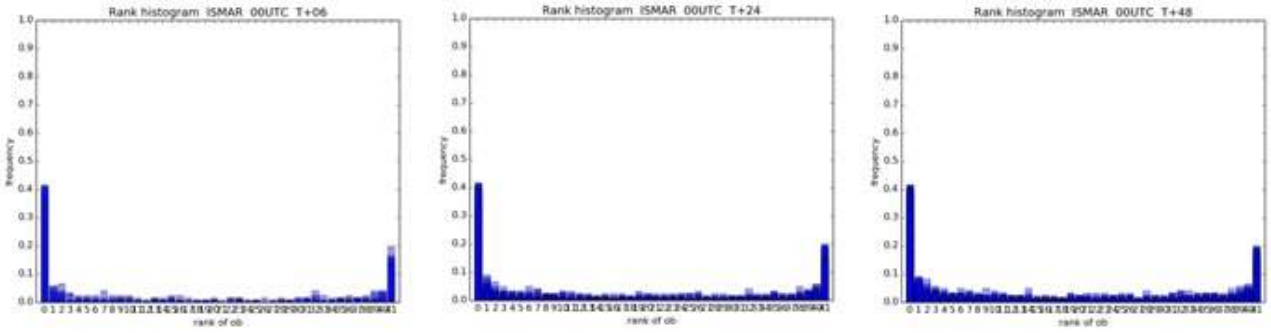


Figura 25.9: Histogramas de rango con la Altura significativa del sistema Barcelona WAVE-EPS, con horizonte de predicción T+06, T+24, y T+48.

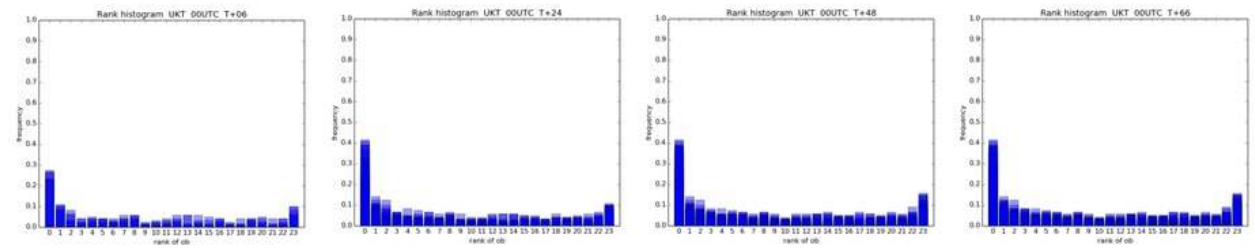


Figura 25.10: Histogramas de rango con la Altura significativa del sistema Tenerife WAVE-EPS, con horizonte de predicción T+06, T+24, T+48 y T+66. Para el cálculo del histograma, también se usaron los datos del ciclo corto.

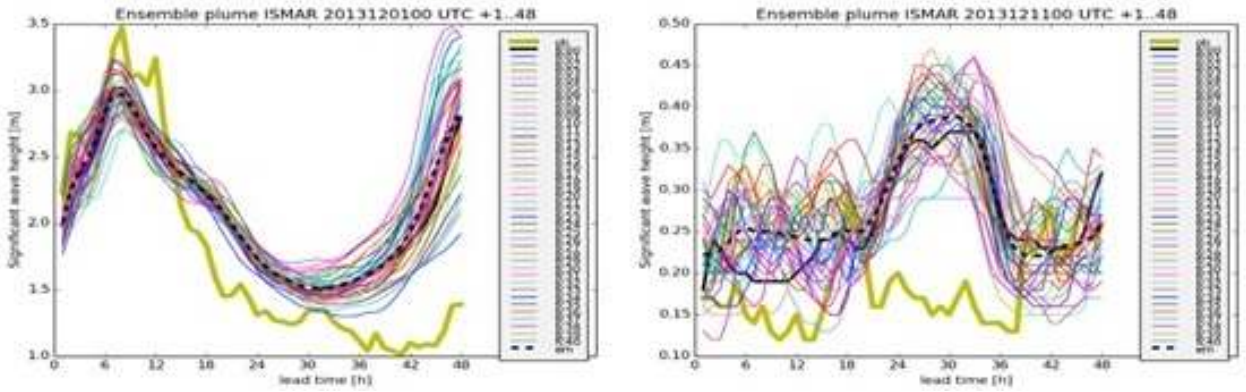


Figura 25.11: Series temporales (espagueti) de los WAVE-EPS de Barcelona (arriba). En verde, la observación, y en negro, el miembro de control.

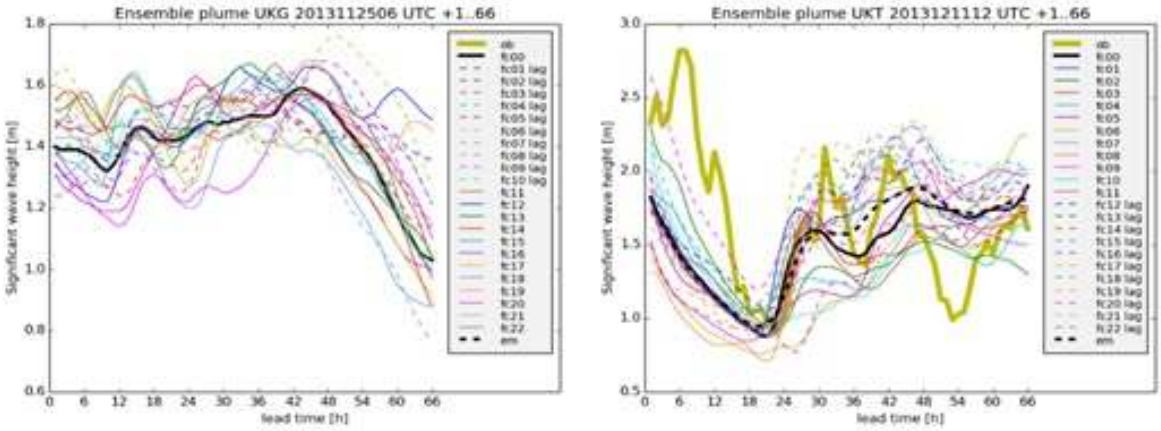


Figura 25.12: Series temporales (espagueti), como en la Figura 25.11, de los WAVE-EPS de Gijón (izquierda) y Tenerife (derecha).

25.5 Resultados

Los dos productos principales de la predicción de oleaje por conjuntos para Gijón, Barcelona y Tenerife fueron EPSgramas (sec. 27.8.1 en la página 431) y mapas de probabilidad (sec. 27.6.1 en la página 422). En este apartado se muestran ejemplos para los tres puertos a continuación.

Un EPSgrama muestra la evolución temporal de la distribución estadística de los miembros del ensemble en una localización geográfica determinada (sec. 27.8.1 en la página 431). Los EPSgramas de oleaje (Figuras 25.13 en la página siguiente y 25.14 en la página 390) nos dan la distribución de los parámetros Altura significativa y Dirección Media en un punto concreto.

La dispersión está calculada por el WAV-EPS. El 50 % de los miembros se distribuyen uniformemente alrededor de la mediana para definir un rectángulo vertical. Los miembros restantes definen los picos extremos del 25 %. El EPSgrama de cajas proporciona así una información probabilista discreta en los intervalos 0-25 %, 25-50 % y 75-100 %, con una resolución temporal de 3 horas. El miembro determinista (miembro de control) se incluye como referencia. El gráfico con el EPSgrama continuo tiene resolución horaria, que es la resolución de la salida de los 3 sistemas locales implementados.

Como el nombre indica, los mapas de probabilidad (sec. 27.6.1 en la página 422) muestran la probabilidad de que un determinado parámetro exceda un umbral dado. La Figura 25.15 en la página 390 muestra las probabilidades de que la Altura significativa de la ola supere los 4,5 metros en el puerto de Gijón y la Figura 25.16 en la página 391 los 1,8 metros en Barcelona.

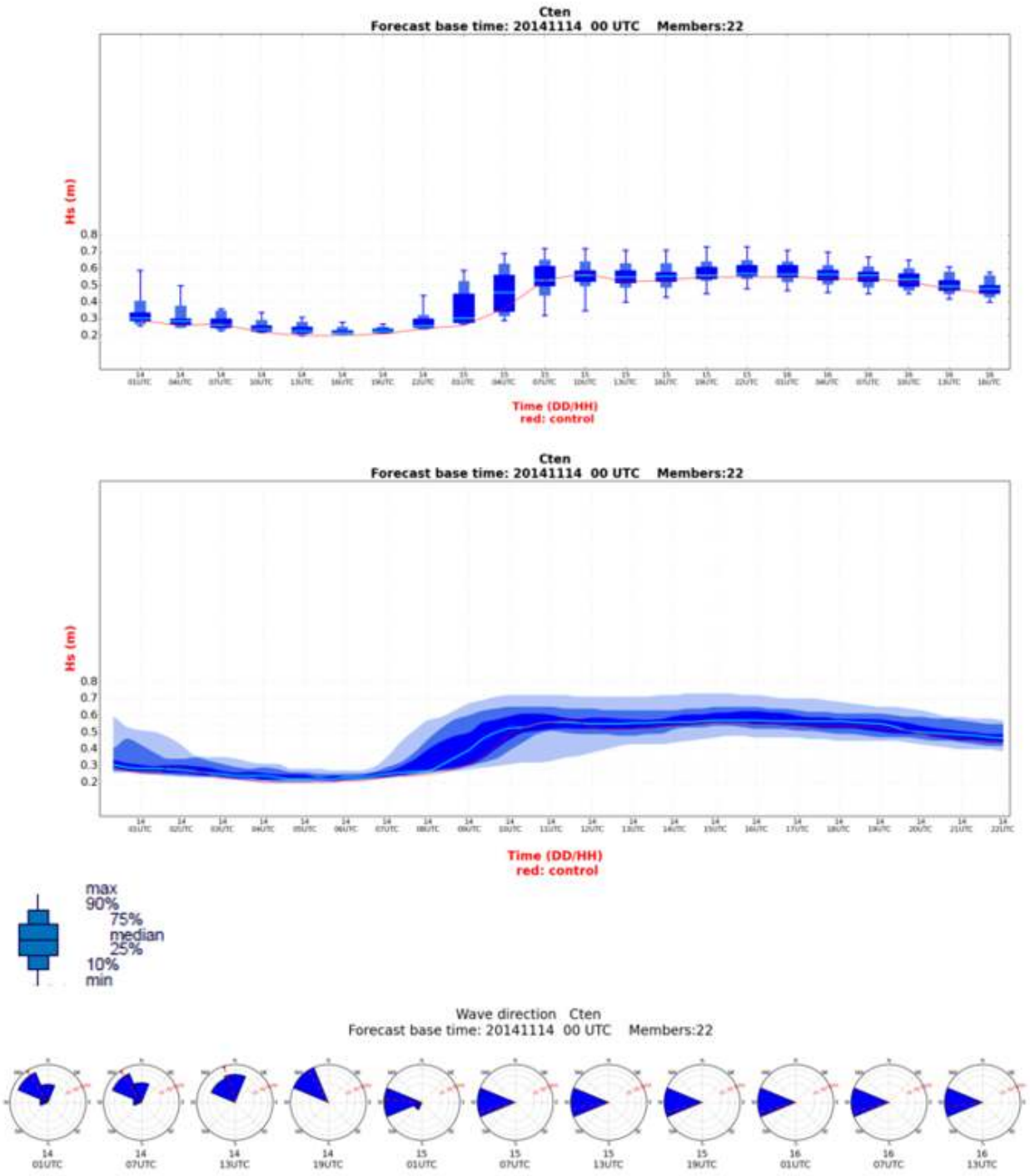


Figura 25.13: Ejemplo de EPSgramas para Tenerife, con la Altura significativa y dirección media, ciclo 2014111400.

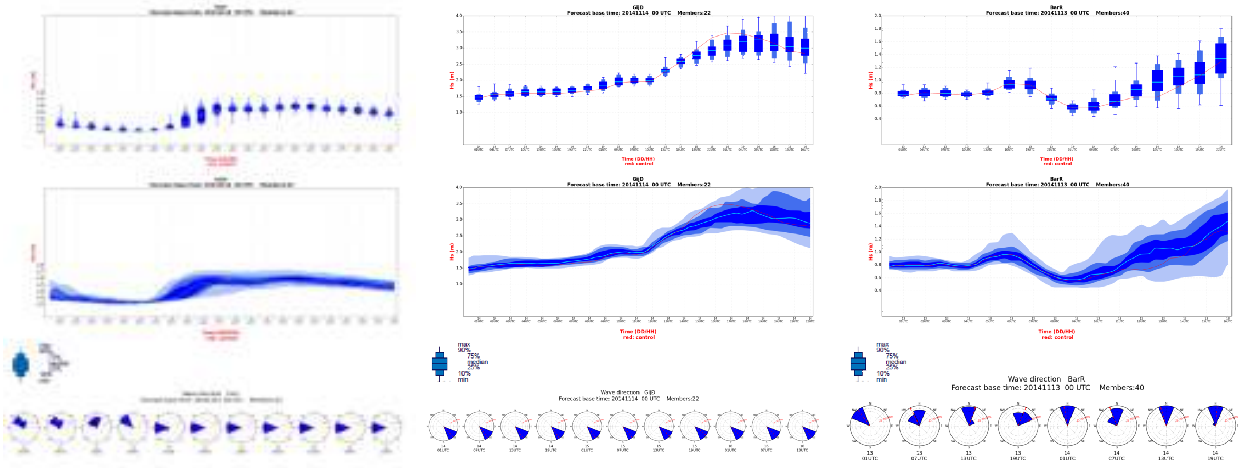


Figura 25.14: Ejemplo de EPSgramas para Tenerife (izquierda, mostrado anteriormente en la Figura 25.13 en la página anterior) y, para comparar en términos generales y sin entrar en detalle, Gijón (centro) y Barcelona (derecha), todos ellos con la Altura significativa y dirección media, ciclo 2014111400.

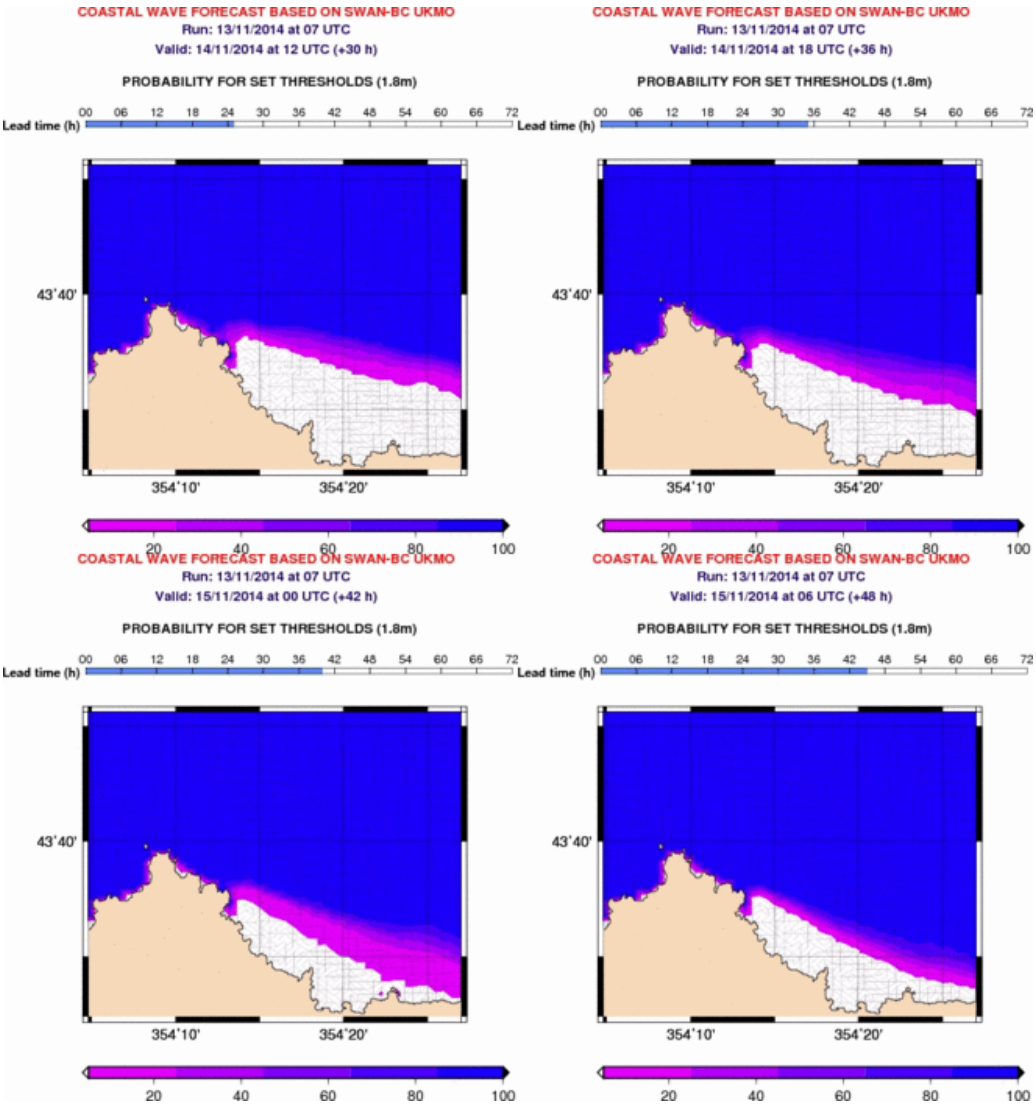


Figura 25.15: Mapas de probabilidad para Gijón, umbral de Altura significativa: 4,5 metros.

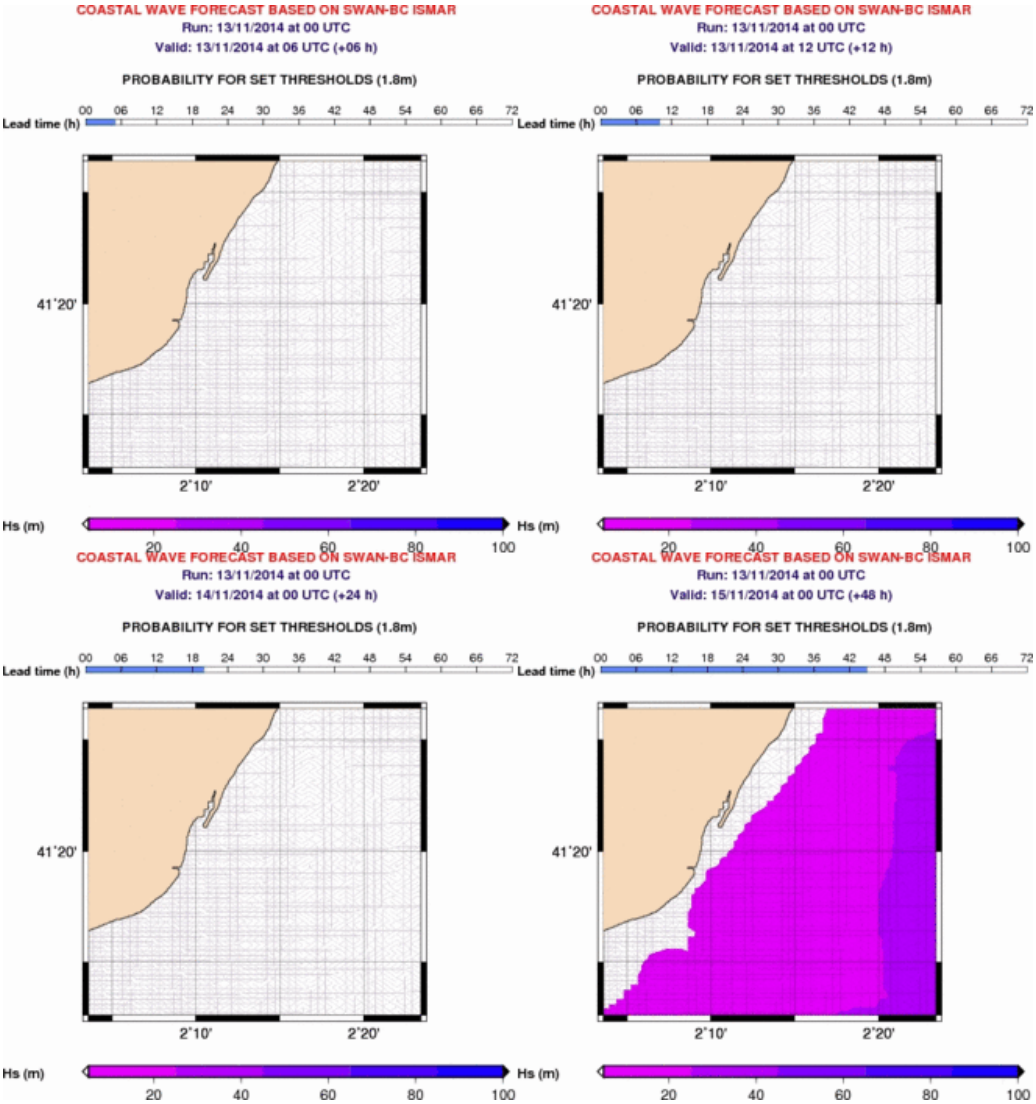


Figura 25.16: Mapas de probabilidad para Barcelona, umbral de Altura significativa: 1,8 metros.

25.6 Conclusiones

Durante los años de trabajo del proyecto, 2012-2014, apenas había comenzado a aplicarse la predecibilidad en los modelos de oleaje. La generación de sistemas de predicción por conjuntos proporcionó nuevos productos y nuevas opciones de visualización de la información, enriqueciendo así las técnicas de predicción del oleaje.

Los sistemas locales de WAVE-EPS se pusieron operativos en septiembre de 2013 con el objetivo principal de proporcionar predicciones categóricas con la mayor exactitud posible y una base cuantitativa para un pronóstico de probabilidad fiable y útil.

La información probabilista fue adaptada a las necesidades de Barcelona, Gijón y Tenerife. Se incluyó en la operativa rutinas para generar EPSgramas, mapas de probabilidad y de dispersión-promedio.

Los mapas de probabilidad con el umbral específico de alerta para cada autoridad portuaria son una herramienta importante para agregar al sistema determinista que usan ahora los puertos.

Aunque los modelos locales de WAVE-EPS podrían generar más productos para los puertos comerciales, los EPSgramas con la dirección media o la Altura significativa y los mapas de probabilidad son las herramientas más útiles para comenzar a introducir información sobre predecibilidad en la meteorología marítima.

Sistemas de Predicción por Conjuntos en el mundo, proyectos TIGGE y TIGGE-LAM

26

JUAN MANUEL SANCHO ÁVILA
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> No vayas a creer lo que te cuentan del mundo (ni siquiera esto que te estoy contando), ya te dije que el mundo es incontable.
>
> MARIO BENEDETTI

El experimento de investigación de sistemas de observación y predecibilidad, en inglés *The Observing System Research and Predictability Experiment* (THORPEX), es un proyecto de la Organización Meteorológica Mundial, World Meteorological Organization (WMO), cuyo objetivo es mejorar las predicciones de fenómenos adversos de 1 día a 2 semanas. Dentro de THORPEX existe un proyecto interactivo de sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) globales, el proyecto *THORPEX Interactive Grand Global Ensemble* (TIGGE), que nació en 2005 con el fin de crear un archivo de acceso a la comunidad científica en el que estuvieran disponibles los datos de los modelos atmosféricos globales producidos por los nueve centros principales del mundo. El objetivo fundamental es que los investigadores puedan disponer de los datos almacenados para comparar los diferentes SPC con el fin de entender más profundamente la influencia de las diferentes fuentes de error en la contribución final a la calidad de las predicciones según los diferentes diseños de los SPC. Otro objetivo importante es estudiar e investigar las posibilidades de mejora en el desarrollo de SPC combinando diferentes ensembles en los llamados enfoques multimodelo. En este técnico capítulo, por un lado, se describen en detalle los proyectos TIGGE y TIGGE-LAM. Por otro lado, se revisan los principales SPC del mundo, participen en TIGGE o no, lo que permite esbozar una silueta del estado del arte a nivel mundial en la actualidad.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos en el mundo, proyecto TIGGE, proyecto TIGGE-LAM.

Imagen parte superior: Arcoíris supernumerario. Chamonix (Francia), hacia el noreste, 28 de julio de 2006, a las 20:10. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

26.1 SPC globales en el mundo: El proyecto TIGGE

Fueron EPSTEIN [181] y LEITH [365] los pioneros en proponer un enfoque basado en predicciones probabilistas en lugar del uso de modelos deterministas a la vista de la rápida degradación de la calidad de los pronósticos con el alcance de la predicción.

Pero no fue hasta diciembre de 1992, después de una investigación exhaustiva acerca de cómo perturbar de forma efectiva las condiciones iniciales y la física de los modelos de predicción, cuando el European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) (cap. 19 en la página 295) y el National Centers for Environmental Prediction, EE. UU. (NCEP) iniciaron la producción de predicciones probabilistas de forma operativa. A estos siguieron poco después el canadiense MSC (Meteorological Service of Canada) en 1995, y más tarde otros seis centros nacionales comenzaron a implementar sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC): el australiano BMRC (Australian Bureau of Meteorology), el chino CMA (China Meteorological Administration), el brasileño CPTEC (Brazilian Center for Weather Prediction and Climate Studies), el japonés JMA (Japanese Meteorological Administration), el coreano KMA (Korean Meteorological Administration) y el británico UKMO (United Kingdom Meteorological Office).

A estos nueve SPC, que contribuyen al proyecto TIGGE y que actualmente proporcionan de forma operativa productos basados en predicciones probabilistas a escala global, habría que añadir también el SPC global de Météo-France, denominado PEARP (Prévision d'Ensemble ARPEGE). Por otro lado el DWD alemán está actualmente desarrollando un sistema de asimilación para su modelo a escala global ICON (Icosahedral Nonhydrostatic Model), basado en asimilación de datos por conjuntos (Ensemble of Data Asimilation (EDA), sec. 16.2.5 en la página 254 [305, 306]) y un SPC a escala global (ICON-EPS).

Anteriormente, la información producida diariamente por los SPC de los diferentes Centros Nacionales de Predicción podía ser accedida únicamente desde cada centro. Además, el formato de los datos producidos así como los campos, variables e incluso unidades eran distintos para cada sistema.

El experimento de investigación de sistemas de observación y predecibilidad, en inglés *The Observing System Research and Predictability Experiment* (THORPEX), es un proyecto de la Organización Meteorológica Mundial, World Meteorological Organization (WMO), cuyo objetivo es mejorar las predicciones de fenómenos adversos de 1 día a 2 semanas.

Dentro de THORPEX existe un proyecto interactivo de SPC globales, el proyecto *THORPEX Interactive Grand Global Ensemble* (TIGGE), que nació en 2005 con el fin de crear un archivo de acceso para la comunidad científica en el que estuvieran disponibles los datos producidos por los 9 centros en un formato homogéneo, estándar y con las mismas unidades. El objetivo fundamental era que los investigadores pudieran utilizar los datos almacenados para comparar los diferentes SPC con el fin de entender más profundamente la influencia de las diferentes fuentes de error en la contribución final de la calidad de las predicciones según los diferentes diseños de los SPC. Otro objetivo importante era estudiar e investigar las posibilidades de mejora en el desarrollo de SPC combinando diferentes ensembles en los llamados enfoques multimodelo.

En TIGGE se almacenan diariamente, cada 6 horas, a nivel global y para todo el alcance de la predicción, campos superficiales de 30 variables así como campos en altura a varios niveles de la atmósfera para distintas variables. La disponibilidad de los datos en TIGGE se remonta a octubre de 2006 (dependiendo el inicio del archivo de los datos de cada centro nacional de predicción). El acceso a los datos almacenados en TIGGE se puede hacer a través de tres centros mundiales: el ECMWF europeo, el CMA chino y el National Center for Atmospheric Research (NCAR) en Estados Unidos.

Una de las conclusiones de la implementación del archivo TIGGE es que no existe una receta única para el tratamiento de las fuentes de error en el diseño de SPC. Es posible utilizar distintos enfoques y tratamientos aunque, como se verá posteriormente, hay sistemas que muestran claramente un mejor comportamiento que otros, como es el caso del sistema del ECMWF, que hoy por hoy se comporta con claridad mejor que el resto, sobre todo para variables en escala sinóptica y a medio plazo.

Centro	#M	Pert. CCII	Pert. Mod	Alcance	Resolución horiz. (km) / vert. (#niveles)	#Ejecuciones
ECMWF (EU)	1+50	SV +EDA	SPPT+ SKEB	0-15 d	TCO639 (18 km)/91	00/12
				16-46 d	TCO319(36 km)/91 niveles	
NCEP (EEUU)	1+20	ETR	SPPT	0-7 d	T254 (90 km)/28 niveles	00/06/12/18
				8-16 d	T190 (120 km)/28 niveles	
CMA (China)	1+14	BV	NO	0-10 d	T213(70 km)/31 niveles	00/12
CMC (Canada)	1+20	EnKF	SPPT+ SKEB	0-16 d	600x300(75 km)/40 niveles	00/12
UKMO (UK)	1+17	ETKF	RP2+ SKEB	0-7 d	N640(20 km)/70 niveles	00/06/12/18
BMRC (Au)	1+32	SV	NO	0-10 d	TL119(210 km)/19 niveles	00/12
CPTEC (Br)	1+14	EOF	NO	0-15 d	T126(120 km)/28 niveles	00/12
JMA (Jap)	1+25	SV+ETKF	SPPT	0-11 d	T479(50 km)/100 niveles	00/12
KMA (Kor)	1+23	ETKF	RP2+ SKEB	0-12 d	N320(40 km)/70 niveles	00/06/12/18

Tabla 26.1: Principales Características de los 9 modelos en TIGGE en agosto 2017. #M: Número de miembros perturbados (1 + indica un miembro adicional de control, no perturbado). Perturbaciones condiciones iniciales (CCII): Método de perturbación: Bred Vectors (BV [609], Ensemble Kalman filter (EnKF [299]), Ensemble Transform Kalman Filter (ETKF) [53, 646], Ensemble Transform with Rescaling (ETR [650]); EDA [60, 80, 306]; Singular Vectors (SV [434]); Empirical Orthogonal Functions (EOF [419]). Perturbaciones en el modelo (Mod): Stochastic Perturbed Parameterization Tendencies (SPPT) [81]; Stochastic Kinetic Energy Backscatter (SKEB) [45]; Random Parameters (RP2, [471])

26.1.1 Características de los Sistemas de Predicción por Conjuntos (SPC)

En la actualidad se siguen archivando los datos de 7 sistemas de predicción global en la base de datos de TIGGE, ya que los procedentes del modelo Australiano (BMRC) dejaron de archivarse en julio de 2010 y los del modelo británico (UKMO) en julio de 2014. Los diferentes SPC están desarrollados con el fin de simular el efecto de las principales fuentes de error en las predicciones numéricas. Por un lado, las incertidumbres en las condiciones iniciales propias, debidas tanto a los errores observacionales como a las aproximaciones realizadas en el proceso de asimilación de datos para la estimación estado inicial, también llamado análisis de la atmósfera. Por otro lado, las incertidumbres del modelo debidas tanto a las aproximaciones de las ecuaciones de la física del mismo como a las simplificaciones asociadas a las parametrizaciones de los procesos físicos en resoluciones mayores que la malla del modelo. Los enfoques para el tratamiento de estas fuentes de error son diferentes aunque comunes en algunos casos (ver Tabla 26.1). Una ejecución del modelo o miembro de control, se alimenta inicialmente por un análisis no perturbado de la atmósfera durante el proceso de asimilación de datos, de manera que los datos observacionales son introducidos en el modelo sin ser añadidas perturbaciones. El resto de integraciones o predicciones, que constituyen el conjunto de los llamados miembros perturbados, simulan los efectos de las incertidumbres en la medida y asimilación de las observaciones. La mayor parte de ellos, además, tiene también en cuenta las incertidumbres o errores propios de la física del modelo a través de la aplicación de perturbaciones estocásticas a las tendencias del mismo. También hay diferencias sustanciales en el número de miembros perturbados, la resolución tanto horizontal como en número de niveles verticales, el alcance máximo de predicción y el número de ejecuciones diarias de los sistemas, que por lo general suelen ser dos (00 h y 12 h).

Con el fin de estimar el coste computacional en la producción de los ensembles por parte de cada uno de los centros, es útil definir los siguientes cuatro índices:

- La resolución espacial, HR^2 (que tiene en cuenta que si la resolución se duplica, el número de puntos de grid se multiplica por 4).
- El número de niveles verticales LEV
- El número de miembros por día $\#M$
- El alcance de la predicción en días FCD.

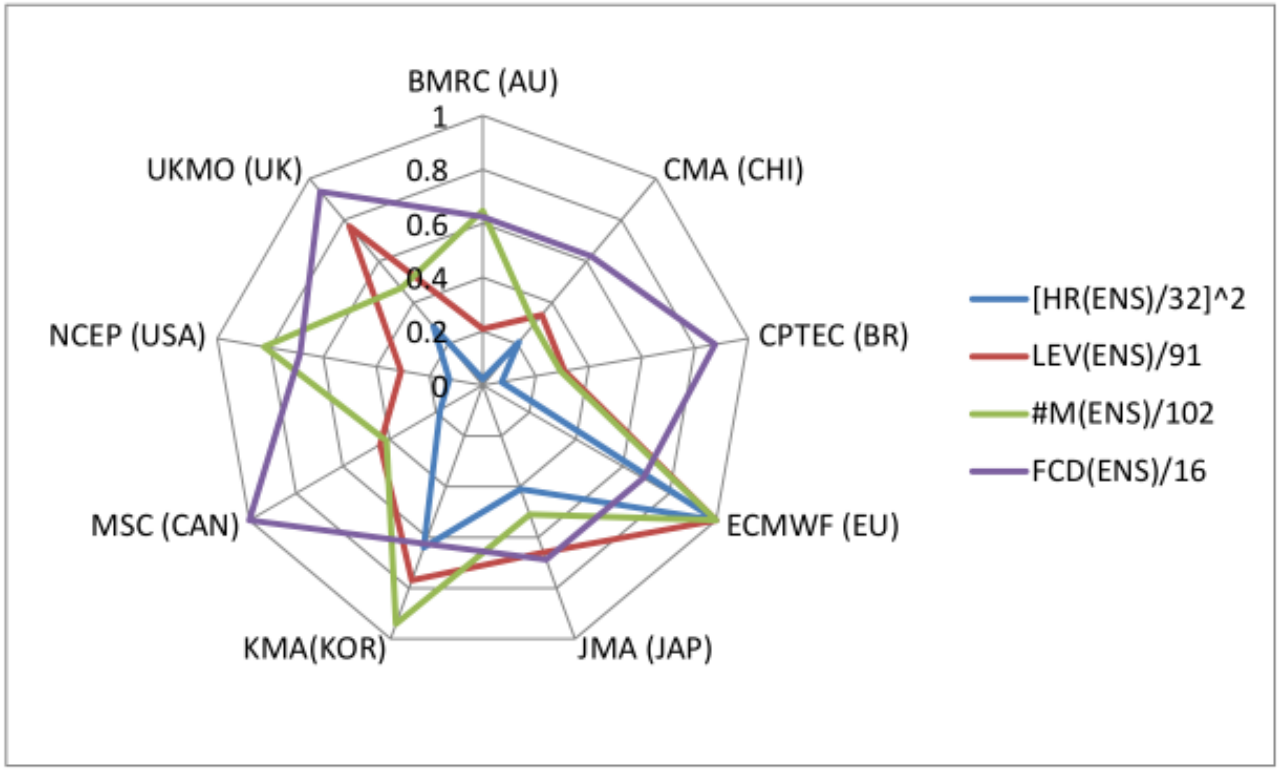


Figura 26.1: Comparación de 4 índices normalizados de coste computacional: el cuadrado de la resolución horizontal (HR), el número de niveles verticales (LEV), el número de miembros perturbados por día (#M) y el alcance de la predicción en días (FCD). Cada índice esta normalizado con respecto al máximo valor de entre todos los SPC (ECMWF, 2017).

Estos cuatro índices están normalizados dividiendo los valores por el correspondiente al SPC que proporciona el valor mas costoso computacionalmente (Ver Figura 26.1). El esfuerzo o coste computacional relativo r_n en la producción de cada predicción probabilista diaria en cada SPC se puede estimar con el producto de estos cuatro índices:

$$r_n = (HR_n/32)^2 \cdot (LEV_n/91) \cdot (\#M_n/102) \cdot (FCD_n/16)$$

Teniendo en cuenta este índice, es el SPC del ECMWF el que requiere más recursos computacionales debido fundamentalmente a su mayor número de miembros y resolución tanto horizontal como en número de niveles verticales, seguido por el SPC coreano del KMA, el japonés del JMA, el británico del UKMO, el canadiense del MSC y el resto de sistemas. Existe una relación directa entre los recursos computacionales necesarios para la producción de predicciones probabilistas y la calidad de dichas predicciones.

A continuación se describirán brevemente las características principales de los distintos SPC a escala global.

26.1.2 Europa, ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), ECENS

El SPC del ECMWF, llamado ECENS (ECmwf Ensemble Prediction System), fue uno de los dos sistemas pioneros junto con el GEFS (Global Ensemble Forecast System) del NCEP norteamericano, en la producción de predicciones probabilistas a escala global a partir de noviembre de 1992. Se comenzó a archivar información del ECENS en TIGGE en octubre de 2006, continuando en la actualidad. Sus características actuales (2018) son las siguientes:

- Está formado por 51 miembros (1 de control y 50 perturbados)

- Se ejecuta 2 veces al día (00 h/12 h) con un alcance de 46 días y una resolución variable según el alcance de la predicción
- La resolución horizontal es de 18 km hasta los 15 días y de 36 km desde los 16 a los 46 días de alcance. El número de niveles en la vertical es de 91 en ambos casos. Anteriormente la resolución horizontal disminuía a partir del día 10 y es a partir de la introducción del ciclo 41r2 en marzo de 2016 cuando se introducen estas importantes mejoras en la resolución horizontal.
- El modelo atmosférico esta acoplado con un modelo dinámico oceánico (NEMO) con una resolución horizontal de 1 grado y 42 capas oceánicas y a un modelo de olas (WAM) con 55 km de resolución. Esta es una mejora destacable con respecto a otros sistemas de predicción, sobre todo para los alcances mayores. El acoplamiento con el modelo oceánico se realiza desde noviembre de 2013 desde el alcance mas corto y no desde el día 10 como anteriormente.
- Las condiciones iniciales son perturbadas utilizando combinaciones lineales de Vectores Singulares (Singular Vectors, SV [434], sec. 16.2.6 en la página 255) y perturbaciones definidas por asimilación de datos por conjuntos (EDA [305, 306], sec. 16.2.5 en la página 254). Los vectores singulares se calculan teniendo en cuenta las direcciones en las que la energía asociada a las perturbaciones crecen más rápidamente en un intervalo de 48 h. Por otra parte, cada uno de los 25 miembros EDA se genera perturbando las observaciones según una gaussiana con una desviación estándar de acuerdo con la muestra de observaciones reales y haciendo evolucionar cada trayectoria en una ventana de asimilación de 12 h teniendo en cuenta los errores del modelo según un esquema SPPT [81]. Una vez calculados los vectores singulares, estos se combinan con los miembros EDA para obtener 25 miembros perturbados. Los otros 25 miembros que faltan hasta alcanzar los 50 miembros que constituyen el ensemble completo se obtienen cambiando el signo a dichos miembros obteniendo, por tanto, otras 25 perturbaciones *simétricas*.
- La incertidumbre del modelo atmosférico se tiene en cuenta mediante la introducción de perturbaciones estocásticas de las tendencias SPPT y el método SKEB [45]. El SPPT está diseñado para simular errores aleatorios del modelo debido a los procesos físicos parametrizados y el método SKEB simula la transferencia de energía desde escalas no resueltas por el modelo a escalas que sí lo son, es decir, de fenómenos de resoluciones finas a escalas mayores.

26.1.3 EEUU, NCEP (National Centers of Environmental Prediction, USA), GEFS

El sistema estadounidense, denominado GEFS (Global Ensemble Forecast System), comenzó a funcionar operativamente en diciembre de 1992, disponiéndose de datos en TIGGE desde 2007. Las predicciones probabilistas de los sistemas NCEP y del CMC canadiense son intercambiadas en tiempo real generando un sistema de predicción por conjuntos multimodelo para América del Norte en el marco del proyecto NAEFS (North American Ensemble Forecast System), en el que además de Estados Unidos y Canadá, está involucrado el servicio meteorológico mexicano. Las características de este sistema son las siguientes:

- Esta formado por 21 miembros (1 miembro de control y 20 perturbados).
- Se ejecuta 4 veces al día (00/06/12/18) con un alcance de 16 días.
- La resolución horizontal es variable según el alcance de las predicciones: 90 km hasta 7 días y 120 km hasta 16 días, siendo 28 los niveles verticales.
- No cuenta con un modelo oceánico acoplado al atmosférico.
- El esquema de perturbaciones de las condiciones iniciales esta basado en un esquema Ensemble Transform with Rescaling (ETR [646]) que es una evolución del método original Bred Vectors (BV [608, 609]).
- Las incertidumbres del modelo están tratadas según un esquema SPPT.

26.1.4 China, CMA (China Meteorological Administration)

El sistema desarrollado por China comenzó en 2001 continuando en la actualidad, archivando datos en TIGGE desde 2007.

Sus características principales son las siguientes:

- Consta de 15 miembros (1 miembro de control y 14 perturbados).
- Se ejecuta diariamente hasta 10 días a las 0 h y 12 h.
- Su resolución horizontal es de 70 km con 31 niveles verticales.

- Solo tiene en cuenta las componentes de tierra y atmosférica, ya que no cuenta con un modelo oceánico acoplado al atmosférico.
- El método de perturbación de las condiciones iniciales se basa en Bred Vectors (BV) basados en la primera versión del ensemble del NCEP (EE. UU.).
- No se simulan incertidumbres de la física del modelo, es decir, se hace la suposición de modelo perfecto.

26.1.5 Canadá, CMC (Meteorological Centre of Canada), GEPS

Denominado GEPS (Global Ensemble Prediction System), el sistema canadiense inició la producción de predicciones probabilistas en 1998, estando disponibles los datos en TIGGE desde 2007. Este sistema:

- Consta de 21 miembros (1 miembro de control y 20 perturbados).
- El alcance es de 16 días con 2 ejecuciones diarias (00/12).
- La resolución horizontal es de 75 km con 40 niveles en la vertical.
- No cuenta con un modelo oceánico acoplado al atmosférico.
- El método de perturbación de las condiciones iniciales se basa en un esquema Ensemble KALMAN Filter (EnKF).
- La incertidumbre del modelo atmosférico se estima mediante la introducción de perturbaciones estocásticas a las tendencias SPPT y el método SKEB.

26.1.6 Reino Unido, UKMO (United Kingdom Meteorological Office), MOGREPS-G

Este sistema se describe con mayor detalle en el capítulo 23 en la página 367. No obstante, se describe aquí por completitud en el capítulo. El sistema desarrollado en Met Office, denominado MOGREPS-G (Met Office Global and Regional Ensemble Prediction System - Global version, cap. 23 en la página 367), comenzó a producir predicciones en 2005, interrumpiendo su operación en 2014 con el fin de continuar más adelante generando conjuntos de predicciones siguiendo un enfoque basado en Lagged Average Forecasts, LAF [168, 285, 386]. Los datos están disponibles en TIGGE desde 2006.

- Está formado por 18 miembros (1 miembro de control y 17 perturbados).
- El alcance es de 7 días con 4 ejecuciones diarias (00/06/12/18 h).
- La resolución horizontal es de 20 km con 70 niveles verticales.
- No cuenta con un modelo oceánico acoplado al atmosférico.
- Para la generación de las perturbaciones en las condiciones iniciales utiliza un esquema ETKF.
- La incertidumbre en el modelo esta simulado mediante la introducción de parámetros aleatorios RP2 y el método SKEB.

26.1.7 Australia, BMRC (Bureau of Meteorology Research Center), BoM-EPS

El SPC del BMRC, denominado BoM-EPS (BMRC Medium-Range Ensemble Prediction System), comenzó a producir predicciones por conjuntos en julio de 2001 y ha continuado hasta julio de 2010, momento en que cesó la producción con el fin de comenzar de nuevo después de desarrollar un sistema de asimilación de datos y de predicción similar al sistema del UKMO.

Las características de este sistema no han variado sustancialmente desde su inicio en 2001 hasta 2010 y son las siguientes:

- Está formado por 33 miembros (1 miembro de control y 32 perturbados).
- El alcance de predicción es de 10 días con 2 ejecuciones diarias (00 UTC / 12 UTC).
- La resolución horizontal es de aproximadamente 210 km con 19 niveles verticales.
- No tiene en cuenta un modelo oceánico acoplado al modelo atmosférico.
- El esquema de perturbación de las condiciones iniciales se basa en la primera versión de Vectores Singulares desarrollado en el ECMWF y son computados solo para el Hemisferio Sur.
- No se simulan incertidumbres de la física del modelo.

26.1.8 Brasil, CPTEC (Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos)

El CPTEC comenzó a producir predicciones probabilistas en 2001 y se archivan en TIGGE desde 2008.

Su sistema:

- Consta de 15 miembros (1 miembro de control y 14 perturbados).
- Produce predicciones hasta 15 días con 2 ejecuciones diarias (00 UTC / 12 UTC).
- La resolución horizontal es de 120 km con 28 niveles en la vertical.
- No considera un modelo oceánico acoplado al modelo atmosférico.
- Las incertidumbres en las condiciones iniciales se obtienen a partir de un sistema basado en funciones empíricas ortogonales (Empirical Orthogonal Functions; EOF [381, 419]). El miembro de control se obtiene a partir del análisis del NCEP.
- No utiliza un esquema de errores del modelo.

26.1.9 Japón, JMA (Japan Meteorological Agency)

El SPC de Japón comenzó a funcionar de manera operativa desde 2001 y archiva datos en TIGGE desde 2011. Este sistema:

- Consta de 26 miembros (1 miembro de control y 25 perturbados).
- Produce predicciones hasta 11 días con 2 ejecuciones diarias (00 UTC / 12 UTC).
- La resolución horizontal es de 50 km con 100 niveles en la vertical.
- No considera un modelo oceánico acoplado al modelo atmosférico.
- Las incertidumbres en las condiciones iniciales se obtienen a partir del un sistema basado en funciones empíricas ortogonales EOF. El miembro de control se obtiene a partir del análisis del NCEP.
- Las condiciones iniciales son perturbadas utilizando combinaciones lineales de Vectores Singulares (SV) y recientemente (2017) también mediante el método basado en ETKF.
- La incertidumbre del modelo atmosférico se tiene en cuenta mediante la introducción de perturbaciones estocásticas a las tendencias SPPT. Sistema similar al originalmente desarrollado en el ECMWF.

26.1.10 Corea, KMA (Korea Meteorological Agency)

El sistema coreano comenzó a funcionar de manera operativa en marzo de 2000, archivando datos en TIGGE desde 2007. Desde el año 2011 utiliza un sistema muy similar al SPC del UKMO. Sus características son:

- Está formado por 24 miembros (1 miembro de control y 23 perturbados)
- Se realizan predicciones con un alcance de hasta 12 días con 4 pasadas diarias (00/06/12/18 h)
- La resolución horizontal es de 40 km y 70 niveles verticales
- No tiene en cuenta un modelo oceánico ni de olas acoplado al modelo atmosférico
- Las condiciones iniciales se perturban utilizando el esquema ETKF.
- La incertidumbre del modelo se tiene en cuenta mediante la introducción de parámetros aleatorios RP2 y el método SKEB.

26.1.11 Francia, Météo-France, PEARP

Météo-France comenzó a ejecutar en 2004 su sistema de predicción por conjuntos denominado PEARP (Prévision d'Ensemble ARPEGE), basado en su modelo determinista a escala global ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle). A diferencia del resto de SPC globales, se caracteriza por utilizar una resolución espacial variable, de forma que sobre el dominio de Francia la resolución es mayor que en el resto del globo.

- Consta de 35 miembros (1 miembro de control y 34 perturbados).
- El alcance de las predicciones es de 4.5 días con una única pasada a las 18 h.
- La resolución espacial es variable: 15.5 km sobre Francia y 89 km en el resto del globo, contando con 65 niveles en la vertical.
- Las condiciones iniciales son perturbadas utilizando Vectores Singulares (SV) y perturbaciones definidas por un conjunto de asimilación de datos, EDA.
- Para tener en cuenta el error del modelo se realiza un enfoque *multifísica* basado en 10 configuraciones distintas de parametrizaciones físicas.

Centro	#Miembros	Miembro de control	Alcance (h)	Ejecuciones diarias
ALADIN-LAEF	16	YES	72	00/12
COSMO-DE-EPS	20	NO	27	00/03/06/09/12/15/18/21
COSMO-LEPS	16	NO	132	00/12
DMI-HIRLAM	25	YES	64	00/06/12/18
GLAMEPS	54	NO	60	06/18
HUNEPS	11	YES	60	18
MOGREPS	12	NO	54	03/09/15/21
PEARP	35	YES	54	06/18

Tabla 26.2: Principales Características de los ocho modelos presentes en TIGGE-LAM en agosto de 2017.

26.2 SPC regionales: Proyecto TIGGE-LAM

El proyecto TIGGE-LAM es una extensión del archivo TIGGE para incluir información procedente de SPC regionales desarrollados utilizando modelos de área limitada (Limited Area Models; LAM). Estas predicciones probabilistas se producen para resoluciones de 2 a 12 km y para alcances de unos pocos días.

El proyecto TIGGE-LAM permite mejorar las metodologías para la aplicación y generación de SPC regionales y comparar los diferentes sistemas para el corto o muy corto plazo. Inicialmente los métodos de predicción probabilistas estaban enfocados al medio plazo y en los últimos años se está avanzando en el desarrollo y uso de estos métodos en el corto y muy corto plazo.

Por otra parte, el archivo TIGGE-LAM proporciona una información muy útil para el desarrollo de los sistemas globales de predicción por conjuntos descritos anteriormente, ya que estos están evolucionando rápidamente hacia resoluciones mayores y es previsible que lo sigan haciendo en los próximos años.

Los ensembles basados en modelos de área limitada se desarrollan para resoluciones mayores (actualmente de 2 km a 25 km), y alcances menores (de 18 a 72 h) que en el caso de los SPC globales descritos anteriormente. Cuando un modelo puede resolver explícitamente la convección (debido a sus características y su configuración en alta resolución), es capaz de representar de forma más realista los típicos patrones de los campos de precipitación, por ejemplo. Sin embargo, las predicciones de la convección (así como de otros procesos que tienen lugar a pequeña escala) están muy limitados por su predecibilidad determinista, que es inevitablemente baja debido a su comportamiento caótico. Por tanto, incluso para un plazo corto de solo 24 horas, la predicción de detalles de la convección como la localización o el momento en que se puede producir una tormenta es normalmente incierta.

Los SPC basados en modelos de área limitada y alta resolución pueden añadir información a los pronósticos procedentes de modelos de alta resolución deterministas. Por esta razón, muchos servicios meteorológicos nacionales están desarrollando sistemas regionales de predicción por conjuntos.

26.2.1 Características específicas

Los sistemas regionales de predicción por conjuntos están basados en modelos de área local no hidrostáticos y de alta resolución. Son desarrollados dentro de diferentes proyectos, como es el caso de ALADIN (desarrollado y mantenido por un consorcio de 16 Servicios Meteorológicos Nacionales liderados por Météo-France), COSMO (desarrollado por un consorcio de 7 Servicios Meteorológicos Nacionales y liderado por el servicio alemán, Deutscher Wetterdienst), Weather Research and Forecasting (WRF) (desarrollado en Estados Unidos por el NCAR, la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y otros), HARMONIE (un modelo que comparte código con ALADIN, y desarrollado por un consorcio de 10 SMN), y el Unified Model (MetOffice).

Estos sistemas pueden tener un ciclo de asimilación de datos que utiliza una extensa variedad de observa-

ciones meteorológicas, incluyendo en algunos casos datos procedentes de radares meteorológicos, tratando de representar con la máxima fiabilidad posible los patrones de precipitación en las observaciones que alimentan el sistema. Necesitan, así mismo para su ejecución, condiciones de contorno laterales que proceden normalmente de SPC globales con menor resolución.

En la Tabla 26.2 en la página anterior se muestran algunas de las principales características de los SPC regionales que se archivan en TIGGE-LAM.

A modo de ejemplo, en las subsecciones que siguen se resumen las características de los SPC regionales como COSMO-DE-EPS [218] del DWD, Arome-France-EPS de Météo-France, SREF [609] de NCEP y el AEMET-SREPS [215]. Otros sistemas son el noruego EPS LAMEPS [209], el hungaro LAMEPS basado en ALADIN [248], el sistema multimodelo GLAMEPS [307] (de los consorcios ALADIN y HIRLAM) y la versión en área limitada de MOGREPS [249] (MetOffice).

26.2.2 COSMO-DE-EPS de COSMO

El sistema de predicción por conjuntos COSMO-DE-EPS entró en operación en 2012 y participa actualmente en el proyecto TIGGE-LAM. Está basado en el modelo no hidrostático (y que por lo tanto puede resolver la convección) COSMO-DE y produce predicciones probabilistas en un grid de 2.8 km y para 50 niveles verticales en un dominio centrado en Alemania abarcando también algunos países colindantes. Está formado por 20 miembros con un alcance de 27 horas (45 horas en el caso de la pasada de las 03 UTC), ejecutándose cada 3 horas. Utiliza un sistema de perturbación de las condiciones iniciales basado en un esquema Ensemble Kalman Filter y condiciones de contorno procedentes de 4 modelos globales (ECMWF, ICON del DWD, GFS del NCEP y GSM de Japón). Sin embargo, está prevista una próxima sustitución de este sistema de perturbación de las condiciones de contorno por un sistema basado en el uso de distintos miembros de un único modelo (ICON), es decir, abandonar el enfoque multimodelo en favor de un sistema monomodelo. También tiene en cuenta el error del modelo mediante un sistema de perturbaciones de un número fijo de parámetros que se distribuyen de manera aleatoria entre los 20 miembros del sistema, manteniéndose posteriormente fijos durante cada ejecución. También es destacable que, durante el proceso de asimilación, se alimenta de estimaciones de datos de precipitación procedentes de radares meteorológicos.

26.2.3 Arome-France-EPS de Météo-France

El sistema regional de mesoescala Arome-France-EPS, desarrollado por Météo-France, entró en funcionamiento en modo de desarrollo en septiembre de 2015 y de forma operativa en octubre de 2016. Está basado en el modelo no hidrostático HARMONIE-AROME y consta de 12 miembros con una resolución horizontal de 2.5 km y 60 niveles en la vertical. Se ejecuta dos veces al día (09/21 UTC) para un alcance de 45 horas. Utiliza un sistema de perturbación de las condiciones iniciales y de contorno basado en un algoritmo de agrupamiento (clustering) de perturbaciones de PEARP (Prévision d'Ensemble ARPEGE), el sistema de predicción por conjuntos a escala global de Météo-France, centrando dichas perturbaciones en torno al análisis determinista del modelo de mesoescala HARMONIE-AROME. Los errores en la física del modelo se tienen en cuenta mediante un esquema de perturbaciones estocásticas de las tendencias, SPPT (sec. 17.4.4 en la página 275).

26.2.4 Short Range Ensemble Forecast (SREF) del NCEP

En cuanto al sistema de predicción por conjuntos regional desarrollado por NCEP empezó a funcionar de forma operativa en 2001 y se denomina SREF (Short Range Ensemble Forecast). Este sistema está basado en el modelo no hidrostático de mesoescala WRF y sus diferentes configuraciones, teniendo en cuenta los diferentes tratamientos de las parametrizaciones físicas y el uso de los dos núcleos dinámicos desarrollados para este modelo: el NMN (Non-hydrostatic Mesoscale Model), desarrollado por el NCEP y el ARW (Advanced Research WRF) del NCAR. Está formado por 26 miembros que se ejecutan 4 veces al día (03/09/15/21 h) con un alcance de hasta 87 horas para el dominio de Norteamérica. La resolución horizontal es de 16 km con 40 niveles verticales. Las condiciones de contorno son proporcionadas por el modelo global GFS (Global Forecast System) actualizadas cada 3 horas. Es un sistema multimodelo que trata la incertidumbre en la modelización de la física

teniendo en cuenta varios modelos (o configuraciones del mismo modelo) diferentes. De forma análoga, las condiciones iniciales se tratan en un enfoque multianálisis y utilizando técnicas LAF (Lagged Average Forecast).

26.2.5 AEMET-SREPS de AEMET

El sistema AEMET-SREPS (este sistema se describe con pleno detalle en el cap. 21 en la página 319) funcionó diariamente desde 2007 hasta 2014. Combinaba técnicas multimodelo para los errores en la formulación del modelo, multianálisis para las incertidumbres en las condiciones iniciales y multicondiciones de contorno para el tratamiento de los errores debidos a las condiciones de contorno. Utilizaba 5 modelos globales (DWD-GME, ECMWF-IFS, MSC-CMC, NCEP-GFS y UKMO) para las condiciones iniciales y de contorno y 4-5 modelos de área limitada (de entre los cinco siguientes: COSMO-LM, DWD-HRM, HIRLAM, MM5 y UKMO-UM) que se ejecutaban para cada una de las condiciones de contorno e iniciales, proporcionando finalmente un total de 20-25 miembros. La resolución horizontal era de 25 km con alcances de hasta 72 horas ejecutándose 2 veces al día, cubriendo una región amplia que incluía el Atlántico Norte, Europa y el norte de África.

26.3 Personalidades

En la Figura 26.2 en la página siguiente se da un pequeño detalle de algunas personalidades responsables del surgimiento y desarrollo de los SPC pioneros en el mundo.

EDWARD NORTON LORENZ (1917-2008), matemático y meteorólogo estadounidense, formuló el concepto de atractor extraño e introdujo el caos en meteorología, acuñando o recuperando (sec. 5.5 en la página 70) la idea de efecto mariposa.

EUGENIA KALNAY, meteoróloga argentina, experta en dinámica y predecibilidad, pionera mundial en el desarrollo de sistemas probabilistas de predicción basados en técnicas por conjuntos, en particular la técnica *bred vectors* (cap. 16 en la página 249). Trabaja actualmente en la Universidad de Maryland, trabajó en el NCEP y ha visitado Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en algunas ocasiones como científica asesora para el proyecto AEMET-SREPS.

TIM PALMER, físico-matemático británico, experto en predecibilidad del tiempo y el clima, pionero mundial en el desarrollo de sistemas probabilistas de predicción basados en técnicas por conjuntos, aplicados tanto para la predicción del tiempo como para proyecciones del clima. Ha trabajado en el ECMWF. Actualmente en la Universidad de Oxford.

FRANCO MOLTENI, experto en predecibilidad del tiempo y el clima, ha trabajado en el Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics en Trieste, así como en el ECMWF. Experto internacional en predicción estacional y proyecciones del clima. Junto con PALMER y BUIZZA, es considerado uno de los padres del ECENS.

ROBERTO BUIZZA, experto en predecibilidad del tiempo y el clima, es uno de los directores científicos en el ECMWF. Experto internacional en predicción por conjuntos, fundador de la técnica de los *singular vectors* (sec. 16.2.6 en la página 255). Junto con PALMER y MOLTENI, es considerado uno de los padres del ECENS.

ZOLTAN TOTH, experto en predicción por conjuntos y temas afines, dirige actividades de investigación y desarrollo en asimilación de datos y SPC, aplicaciones en tiempo real, posproceso, observaciones y verificación en el NCEP.

Figura 26.2: Pioneros en el mundo de los SPC.

Parte V
Aplicaciones

Parte V Aplicaciones

Incluimos en esta parte un abanico amplio y heterogéneo de diversas aplicaciones de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC). La naturaleza de cada capítulo puede pedir un enfoque más bien teórico o relativamente práctico. Para dar soporte teórico a toda la parte de *Casos*, es imprescindible abrir esta parte de *Aplicaciones* con un capítulo amplio dedicado a la predicción probabilista como tal: cómo abordar la predicción del tiempo usando estos SPC. Seguimos con exposiciones bien detalladas y rigurosas, con un capítulo de predicciones de largo plazo (mensual, estacional y anual) y otro para proyecciones del clima, que aborda las candentes cuestiones del calentamiento global y el cambio climático. Un capítulo breve cuenta después cómo pueden usarse observaciones de radar de forma probabilista para diseñar productos muy útiles, aplicables por ejemplo en el llamado *nowcasting*. De crucial importancia es la predicción aeronáutica, en la que pueden aplicarse con extrema utilidad los SPC de escala convectiva. Siguen dos capítulos específicos del Mediterráneo, uno de propósito general y otro sobre previsión de *medicanes*, los huracanes del *Mare Nostrum*. En relación con los avisos y los fenómenos adversos, presentamos en dos capítulos la previsión de rayos y una aplicación específica para los fenómenos meteorológicos adversos. Aunque nos gustaría mostrar aplicaciones de los SPC en muchos lugares del mundo, hemos elegido dos por cercanía cultural o lingüística: Portugal y Argentina. Finalizamos esta parte con dos capítulos que muestran cómo pueden ser útiles y rentables las predicciones probabilistas en la optimización de las energías sostenibles: uno para la solar y otro para la eólica.

Página anterior: Entorno del aeropuerto de Jerez de la Frontera, el lunes 21 de abril de 2014, sobre las 09 UTC, después de un chubasco fuerte originado por una tormenta, en la Oficina Meteorológica Aeronáutica (OMA). La fotografía muestra el asfalto de la pequeña carretera de acceso a la Torre de Control y la imagen de esta misma reflejada en un charco producido por el chubasco. Fotografía tomada por PEPE TORRES, con un Samsumg Galaxy SII y posterior aplicación de un filtro de instagram.

Predicción probabilista

27

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

ANEXO: SERGI GONZÁLEZ HERRERO
Delegación territorial (DT) en Cataluña, AEMET

ANEXO: ÁLVARO SUBÍAS DÍAZ-BLANCO Y ALEJANDRO ROA ALONSO
Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), AEMET

> El mundo es tan impredecible. Cosas suceden de repente, inesperadamente. Queremos sentirnos en control de nuestra propia existencia. En algunas cosas lo estamos, en otras no lo estamos. Nos regimos por las fuerzas del azar y la casualidad.
>
> *frase atribuida* – PAUL AUSTER

La *probabilidad* es un modelo rico y razonable para describir y comprender muchos aspectos del mundo físico. Los Sistemas de Predicción por Conjuntos (SPC) proporcionan información útil y honesta cuando los miramos como sistemas de predicción intrínsecamente probabilistas. ¿Cómo se interpreta adecuadamente esta información para hacer predicciones, ya sean generales o específicas? Veremos en este capítulo que los SPC deben usarse cuidadosamente, porque sin previo entrenamiento pueden chocar con el «sentido común». Bien usados, nos brindan información cuantitativa, detallada y explícita sobre la incertidumbre de la atmósfera y, por ende, de su predecibilidad.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, agrupamiento, dispersión, mapas de probabilidad, EPSgramas, predicción de riesgos, fenómenos adversos, fenómenos extremos, predecibilidad dependiente del flujo.

Imagen parte superior: Cumulonimbus mamma. Ciudad Universitaria, Madrid, hacia el nordeste, 22 de mayo de 2007, a las 20:13. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

Advertencia. En este capítulo se presentan numerosos productos para la predicción, aunque solamente unos pocos están disponibles para el público general en los sitios web correspondientes. En los sitios web de los servicios meteorológicos no se publica toda la información debido a políticas de datos. Además, la información probabilista es menos susceptible de ser publicada, pues todavía falta costumbre para ello y a menudo se piensa que el público no está preparado, lo cual es un eterno tema interno de discusión. En este este libro se alternarán productos, la mayoría restringidos, del sitio web del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) [492] y, de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), del sitio web y de su Intranet. Esperamos fervientemente que las políticas de datos y productos tiendan hacia la apertura en un futuro cercano.

27.1 Incertidumbres propias en predicción del tiempo

Este capítulo presenta los principios de la predicción probabilista orientada principalmente a la predicción del tiempo atmosférico en el corto y medio plazo, desde el D+1 hasta, como mucho, un D+10 o un D+15, rangos que suelen englobarse en lo que se denomina comúnmente *predicción del tiempo*. La predicción en escalas superiores como la mensual, la estacional, la anual o, más allá, las proyecciones del clima, son ámbitos desarrollados en otros capítulos de este libro (cap. 28 en la página 453 y cap. 29 en la página 483). Como se describía con cierto detalle en el capítulo sobre predecibilidad (cap. 12), cada rango de predicción tiene unas incertidumbres propias con diferentes pesos en diferentes aspectos físicos. Así, la predicción del tiempo es más un problema de predecibilidad de primera clase, es decir, con mucho peso en las condiciones iniciales mientras que, en el otro extremo de la escala, las proyecciones del clima son más un problema de predecibilidad de segunda clase, es decir, con mucho peso en las condiciones de contorno o forzamientos (ver sec. 12.2.3 en la página 166). Las escalas intermedias están a caballo entre ambos problemas: las predicciones mensuales, estacionales, anuales o decadales tienen sus pesos más repartidos entre ambos aspectos.

27.2 Productos crudos

Como hemos ido viendo en capítulos anteriores, los SPC se componen de miembros que individualmente son *predicciones deterministas* y, en principio, nada impide disponer de esa plétora de información determinista [215]. Esta información tiene utilidades diversas: puede ayudar a los predictores «clásicos» a entender los SPC, puede proporcionar información complementaria a la propiamente probabilista, etc. Dado un punto de rejilla del SPC en el que tenemos N predicciones (correspondientes a un SPC de N miembros), llamamos *productos crudos* a aquellos en los que se muestran tan sólo esos N valores directamente. Tenemos tres ejemplos básicos de productos crudos: *sellos*, *penachos* y *espaguetis*.

27.2.1 Sellos

En los *mapas meteorológicos clásicos* se muestran una o más variables meteorológicas interesantes para el diagnóstico o la predicción del tiempo. Uno de los más usuales es el famoso «mapa de isobaras», que representa la presión reducida al nivel del mar (*mean sea level pressure* o MSLP). Esas isobaras muestran estructuras interesantes, como los anticiclones, las borrascas, etc. A menudo se acompaña con la temperatura; pero no con la temperatura en superficie, que es una variable muy «orográfica» (sigue fielmente la orografía) y por tanto no aporta una información tan rica. Se suele acompañar con la temperatura en el nivel de 850 hPa, que es un campo algo más suave e informa mejor de la distribución térmica en niveles bajos.

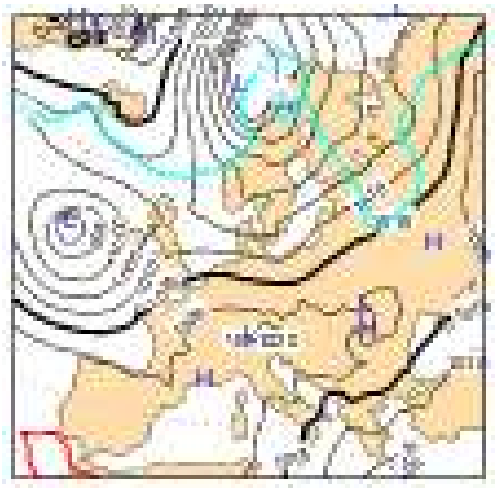


Figura 27.1: Mapa meteorológico previsto de presión y temperatura. ECMWF 2017.

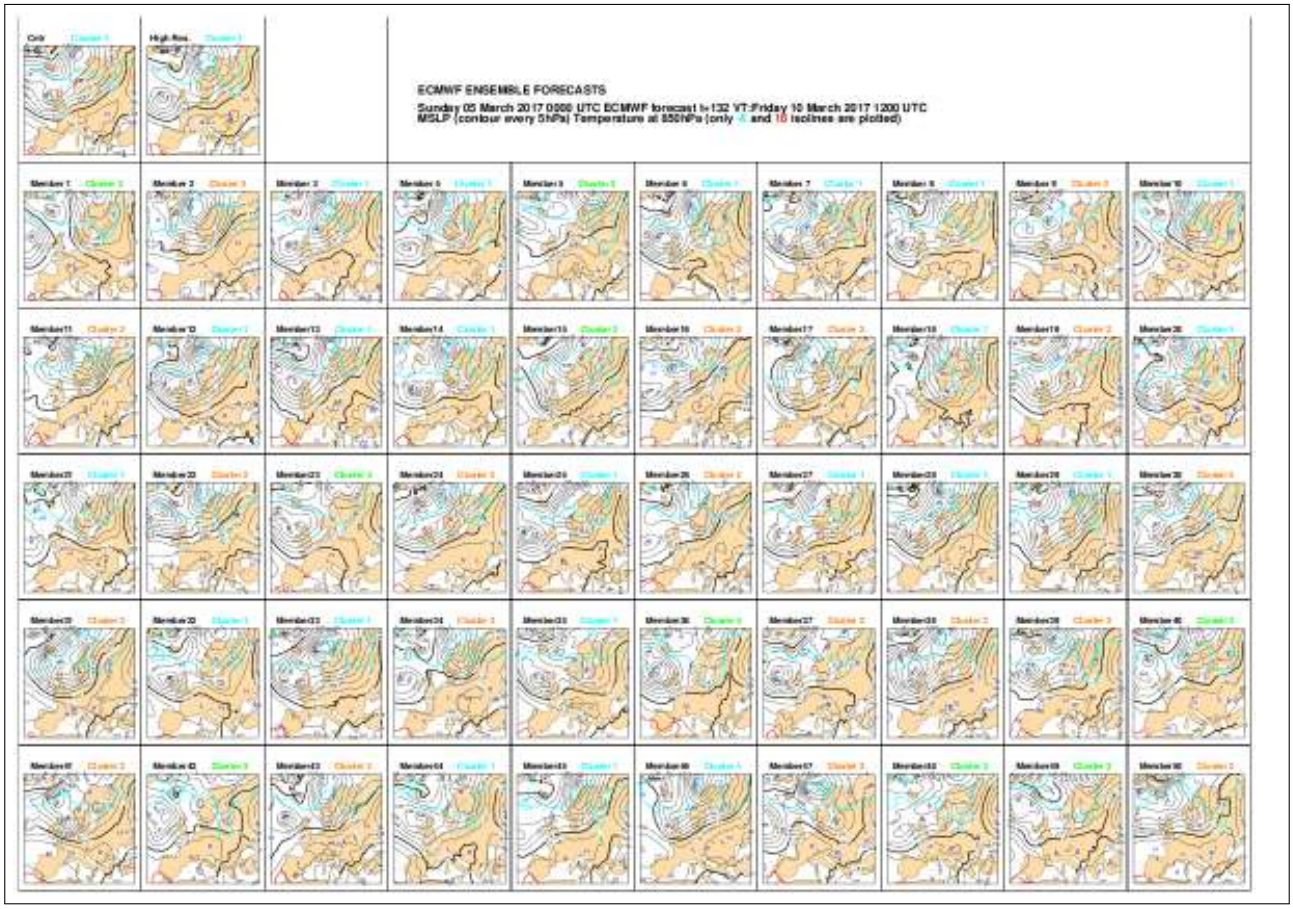


Figura 27.2: Sellos de «presión» y «temperatura» para un D+5 (ver texto). ECMWF 2017.

En la Figura 27.1 en la página anterior tenemos un ejemplo: mapa de presión y temperatura del modelo ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) del ECMWF (cap. 19 en la página 295). Las isobaras son líneas negras, pintadas cada 4 hPa, y sólo se pintan dos isotermas para no «embarullar», en azul la de 16 ºC y en rojo la de -6 ºC. Este mapa combinado es una primerísima aproximación para diagnosticar o predecir la situación atmosférica basándonos en los niveles bajos. La presión y la temperatura son salidas, usualmente, de un modelo determinista. Si disponemos de un SPC que conste de N miembros, entonces podríamos disponer de N mapas distintos de presión y temperatura similares a éste.

Los *sellos* son mosaicos ordenados de mapas meteorológicos de todos los miembros de un SPC (ver Figura 27.2). Estos sellos incorporan el *miembro de control* (si lo hay, ver sec. 13.5 en la página 182), el *modelo determinista de mayor resolución* (si lo hay y si procede) y el resto de miembros (llamados miembros *perturbados* en algunos SPC). Estos sellos proporcionan un abanico de escenarios atmosféricos posibles, por lo que la dificultad principal es que el predictor/usuario tiene que tratar con una enorme cantidad de información. El ECMWF muestra en su sitio web sellos de «presión» y «temperatura» de su ECENS junto con su ECHRES.

La Figura 27.2 muestra un ejemplo de estos sellos, con la presión reducida al nivel medio del mar (MSLP) y la temperatura en 850 hPa, para un D+5 (previsión para un «día más cinco»).

Esta imagen, en particular, está realizada con la pasada 2017030500 UTC, alcance T+132, es decir, válida para 2017031012 UTC (ver sec. 10.2 en la página 150). Arriba a la izquierda tenemos el miembro de control del ECENS (aquel que se ha corrido con condiciones iniciales sin perturbar, y por tanto «parecido» en principio al ECHRES). A su lado, el ECHRES, determinista de mayor resolución.

El resto despliega, en 5 filas y 10 columnas, los 50 miembros perturbados del ECENS (sec. 13.5 en la página 182). Para simplificar esta avalancha de información se pintan sólo dos isotermas en cada sello (como decíamos, la de -6 ºC y la de 16 ºC). Si se dispone de información complementaria de agrupamiento (*clustering*, ver 27.4.1 en la página 412), entonces

puede resultar muy interesante saber en qué grupo (cluster) ha caído cada miembro, y esa información consta, en principio, en cada sello.

La similitud de estos 1+1+50=52 escenarios atmosféricos que brindan los sellos es una primera indicación sobre la dispersión del SPC. Cuanto más se parezcan, menos dispersión presentará el SPC y podremos atribuir a la atmósfera menos incertidumbre y, por ende, más predecibilidad. Si, por el contrario, los diferentes escenarios muestran diferencias notables y/o numerosas, entonces el SPC mostrará más dispersión y podremos atribuir a la atmósfera más incertidumbre y, por ende, menos predecibilidad.

27.2.2 Espaguetis

Resulta imposible superponer los mapas meteorológicos de todos los miembros de un SPC en una sola imagen: resultaría absolutamente ilegible. Para poder representar muchas predicciones (muchos miembros) en el mismo mapa, existe un truco: puede hacerse seleccionando solamente una misma isolínea de cada miembro, y pintando esa isolínea, de forma que el mapa tendrá N versiones de esa isolínea. Así se podrá observar, a grandes rasgos, el comportamiento de todos los miembros sobre una zona determinada. Se suelen dibujar mapas de espaguetis de campos dinámicos (e. g. altitud geopotencial) acompañados de otros campos.

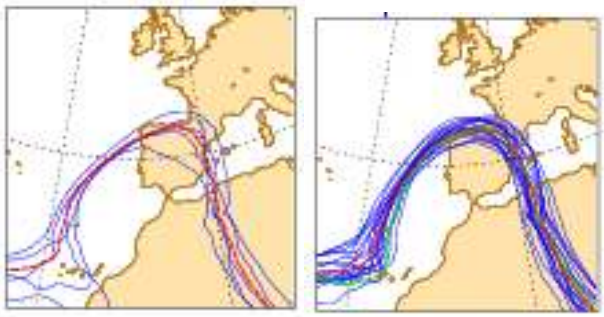


Figura 27.3: Izquierda: grupo con unos pocos espaguetis, en azul, y control, en rojo. Derecha: grupo con muchos espaguetis y control. AEMET 2017.

Puede dibujarse en un color diferente el miembro de control (si lo hay), y dibujarse, también en otro color, el modelo determinista de mayor resolución (si lo hay). En la Figura 27.3 podemos observar dos ejemplos de espaguetis seleccionando la isolínea de 5820 mgp de altitud geopotencial; a la izquierda de la figura, unos pocos miembros en azul y control en rojo; a la derecha de la figura, muchos miembros en azul, control en rojo y el modelo determinista de mayor resolución en verde. Igual que los penachos (sección 27.8.2 en la página 438), estos mapas proporcionan información sobre la dispersión del SPC, es decir, la incertidumbre y, por ende, la predecibilidad atmosférica. Si de entre todos los espaguetis seleccionamos unos pocos que se parecen y que por lo tanto representan configuraciones sinópticas parecidas, observamos que aunque son parecidos, todavía presentan ligeras diferencias. En la Figura 27.4 se muestra un ejemplo de mapas de espaguetis típicamente utilizados en AEMET por los predictores.

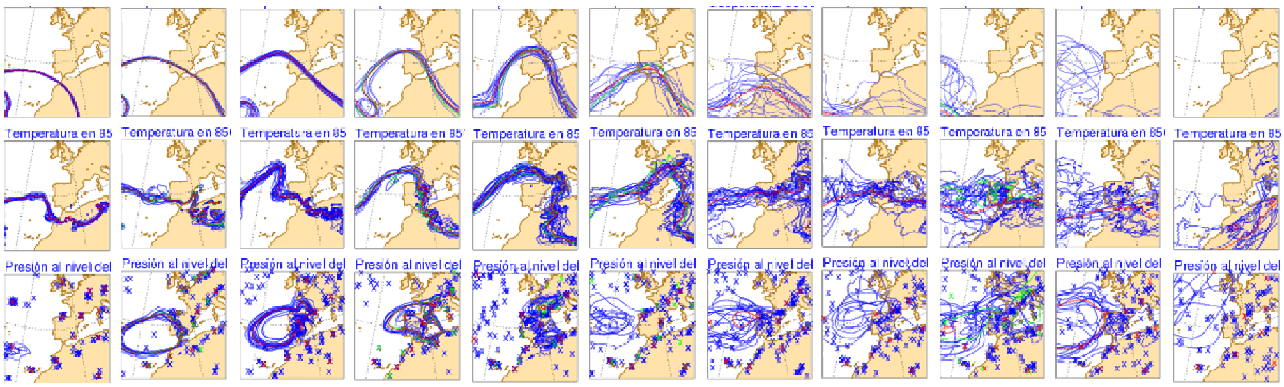


Figura 27.4: Montaje de 11 días de espaguetis. D+0 a la izquierda y sucesivamente. Al tratarse de un montaje específico para la figura, los títulos no pueden leerse completos. AEMET 2017.

En tres filas se muestran, respectivamente, la altitud geopotencial en 500 hPa (solamente la isohipsa de 5820 mgp para cada miembro, por tanto se muestran 52 isohipsas), temperatura en 850 hPa (solamente la isoterma de 10 ºC), y presión reducida al nivel del mar (solamente la isobara 1028 hPa). En esta figura, por simplicidad, hemos condensado la información usual, mostrando 11 días en 11 columnas: desde D+1 uno por uno hasta D+10 y después D+15. Puede observarse muy bien que las diferentes isolíneas están, al principio (columnas de la izquierda), muy juntas y son muy similares. A medida que el plazo de predicción aumenta y nos alejamos en el tiempo (columnas más hacia la derecha), las isolíneas van presentando cada vez más diferencias y más notables. Llega un plazo en el que hay tal «barullo» que parece un plato de espaguetis. Puede observarse, así mismo, que la altitud geopotencial en 500 hPa, al ser un campo más «dinámico», va desarrollando diferencias menos ruidosas que la temperatura en 850 hPa y ésta, a su vez, presenta también menos ruido que la presión reducida al nivel del mar. Las diferencias aportan información, detallada *espacialmente*, sobre la *dispersión* y su naturaleza meteorológica. Si, por ejemplo, la zona de diferencias es una vaguada de geopotencial con el eje posicionado en diferentes lugares, sabemos que la incertidumbre va asociada, en principio, a la zona de más inestabilidad baroclina, etc. Estos conceptos se desarrollan con más detalle en el apartado 27.12 en la página 419.

Todos los productos crudos comparten la misma desventaja: una dificultad inherente para manejar la enorme cantidad de información que brindan. Es preciso sintetizarla e interpretarla por otros caminos. Esos caminos son los productos probabilistas.

27.2.3 Penachos

Se desarrollan más adelante en este mismo capítulo pues, aunque encajarían aquí por categoría, conceptual y didácticamente resultan más útiles en otro apartado (sec. 27.8.2 en la página 438).

27.3 El papel de la resolución

La resolución horizontal de los modelos ha sido siempre una cuestión crucial a la hora de interpretarlos apropiadamente, conocer sus fortalezas y debilidades y sacarles el mejor fruto que pueden dar. Cuanto más fina la resolución horizontal, más fina es la dinámica del modelo, más realistas su parametrizaciones (incluso hay procesos que dejan de requerir parametrización pues se resuelven a nivel de rejilla del modelo), más realista su orografía, etc. Siempre que un modelo sufre una mejora en resolución horizontal (que suele ir acompañada de otras mejoras) esperamos que «resuelva» mejor los fenómenos meteorológicos, aunque también nos dice la experiencia que puede haber otros problemas. A menudo, un aumento de resolución requiere una temporada de prueba, pues puede ir acompañado de representación ruidosa de algunos fenómenos en particular, como por ejemplo rachas de viento a sotavento de barreras montañosas, cuya intensidad puede exagerar el modelo notablemente en comparación con la realidad. Ahí está la mano del predictor para evaluar el realismo de estas representaciones. En cualquier caso, un mismo modelo con dos resoluciones horizontales diferentes puede mostrar resultados con mayores o menores diferencias según la situación meteorológica. Cuando, independientemente de la resolución, el modelo muestra resultados similares, decimos que la resolución horizontal no juega un papel crítico. Por el contrario, cuando hay diferencias notables en el resultado dependiendo de la resolución horizontal, es más claro que ésta desempeña un papel crucial: decimos entonces que en esos casos, *cuando hay diferencias debido únicamente a este factor, la resolución horizontal juega un papel crítico.*

27.3.1 Comparación control-determinista

En aquellos SPC donde haya un miembro de control y, además, se disponga de un modelo determinista de mayor resolución horizontal que el SPC, puede realizarse un «chequeo» interesante. Un ejemplo cercano es el SPC del ECMWF (ECENS). Se compara el miembro de control del SPC con el citado modelo determinista de mayor resolución ECHRES (el modelo determinista era la única herramienta en predicción hasta hace relativamente poco, y en predicción clásica no había modelos atmosféricos). Dado que el miembro de control tiene menor resolución horizontal (18 km en 2017) que el determinista (9 km en 2017), pero como modelo es bastante equivalente (los dos se han corrido con el análisis sin perturbar), entonces la comparación entre ambos revela el *papel que juega la resolución horizontal*.

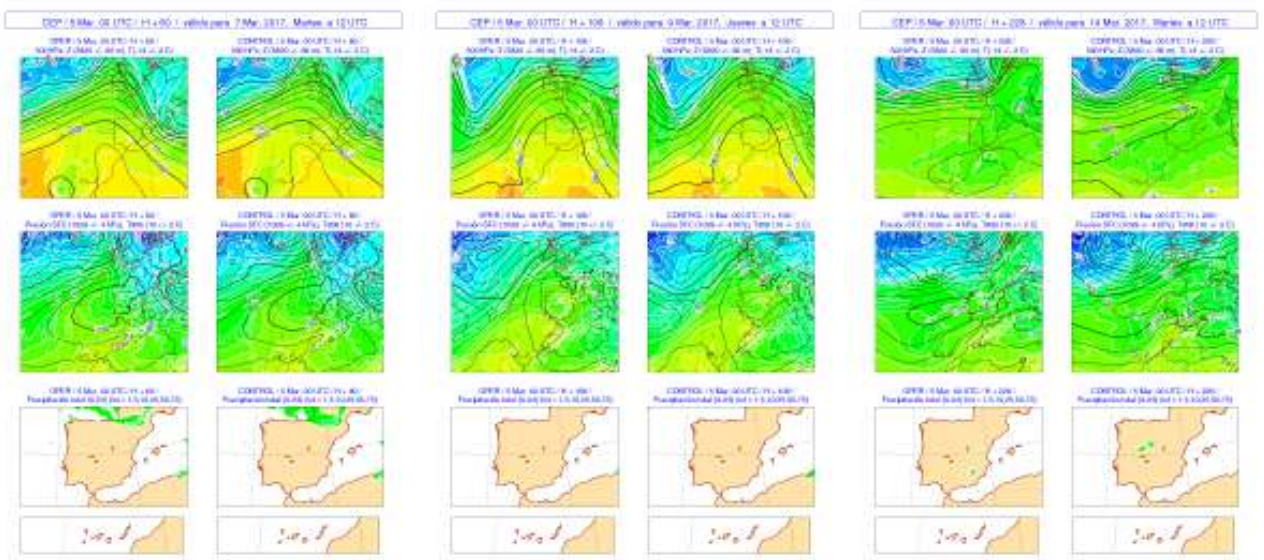


Figura 27.5: Comparación control-determinista para tres alcances de predicción: D+3, D+5, D+10. En cada alcance se muestran, en filas, un bosquejo de la atmośfera en niveles medios-altos (T y Z en 500 hPa), otro en niveles bajos (MSLP y T en 850 hPa) y la precipitación en 24 h. En columnas se muestran el determinista ECHRES a la izquierda y el control del ECENS a la derecha. En este caso control y determinista presentan pautas relativamente similares en todos los alcances (aunque las diferencias van aumentando con el alcance de predicción, en este caso no son diferencias notables) y se infiere que la resolución horizontal no juega un papel primordial en la situación (ver texto). AEMET 2017.

Si *control* y *determinista* presentan pautas similares, entonces la resolución horizontal no es algo crucial en la situación y podemos seguir el resto de la información del SPC sin más consideraciones (ejemplo en la Figura 27.5). Sin embargo, si presentasen pautas distintas, eso implicaría que la resolución horizontal jugaría un papel importante en la situación y, por tanto, podemos seguir la información del SPC pero con cierta precaución, dado que su resolución es menor y la resolución es importante en esa situación.

27.4 Estimación de la incertidumbre: agrupamiento

Mucho más allá de la información determinista de los miembros en los «productos crudos», los SPC proporcionan su aspecto más útil, dan «el do de pecho», cuando los miramos como sistemas de predicción intrínsecamente probabilistas. En este contexto, muchas de las salidas de los SPC reflejan esta naturaleza probabilista. La *probabilidad* es un modelo rico y razonable para describir y comprender muchos aspectos del mundo físico. Pero la interpretación de la información proporcionada (salidas) por los SPC debe aprenderse y usarse cuidadosamente más allá de la interpretación directa, porque (especialmente para los predictores y usuarios «deterministas») algunas interpretaciones pueden chocar con su «sentido común» (anexo G en la página 1005).

La valoración de la incertidumbre atmosférica es un requisito previo importante en el proceso de predicción. Esta valoración puede realizarse con diferentes herramientas, complementarias y no excluyentes. Presentamos aquí las agrupaciones (grupos y supergrupos) y los mapas dispersión-promedio.

27.4.1 Grupos AEMET

Para la predicción operativa, el manejo de un producto como los sellos es inviable en la práctica: no se dispone del tiempo suficiente para analizar en detalle 51 miembros o escenarios, con todos los parámetros (presión, temperatura, etc.), alcances (plazos en el tiempo), etc. Para hacer tratable la información y resaltar partes predecibles, una primerísima aproximación natural a este problema es la *agrupación*: considerar similitudes entre los diferentes miembros, y agruparlos según un cierto criterio. El criterio de similitud puede ser una cierta *norma* o *métrica* (e. g. correlación entre campos, o diferencia cuadrática media) y, una vez agrupados los miembros, se promedian los miembros de cada grupo constituyendo nuevas «predicciones» o escenarios. El *agrupamiento* (*clustering*) es un mundo en sí mismo dentro de la ciencia [269, 403, 434];

existen numerosos algoritmos de agrupamiento, según el propósito buscado, según la naturaleza de los elementos que queramos agrupar o el espacio en el que trabajemos, etc. No existe un método de agrupamiento que sea mejor que los demás, cada método tiene sus ventajas e inconvenientes y, según el contexto, podrá aplicarse un método mejor que otro.

En AEMET se realiza un *agrupamiento localizado* del ECENS (51 miembros) mediante ordenador. Es localizado (*target clustering*) porque la similitud entre miembros se calcula para un dominio regional que comprende la Península y Baleares (el ECENS es global, por lo que cualquier subconjunto es regional) o Canarias en otro agrupamiento distinto. El agrupamiento se computa mediante el llamado *algoritmo de Ward* [434], que pertenece a la familia de los llamados algoritmos jerárquicos [269]: la similaridad entre miembros se mide con la diferencia cuadrática media del campo de altitud geopotencial en 500 hPa (Z500) para una serie de alcances (T+120...T+168), de modo que el cálculo garantiza una «continuidad sinóptica». Por debajo de un umbral predeterminado de diferencia cuadrática, se considera que dos miembros son suficientemente similares para pertenecer al mismo grupo. Aunque el número total de grupos (clusters) puede ser, en principio, variable, en AEMET se computan siempre seis grupos. El número de grupos, potencialmente variable aunque se fije en seis, dependería de tres factores principales: (i) la dispersión atmosférica propia del día, (ii) el umbral de diferencia cuadrática media escogido y (iii) el grado de modalidad (en principio, multimodal implica más grupos). Una vez agrupados los miembros, y asumiendo que la *varianza interna* de cada grupo es pequeña, se calcula el representante o *centroide* del grupo haciendo el valor medio de los miembros del grupo. Recuérdese que el promedio del SPC no se debe utilizar, en principio, o en todo caso utilizar con mucha precaución, pues puede no corresponder a ninguna situación meteorológica plausible (sec. 13.6.3 en la página 186). Sin embargo, el promedio de los miembros de un grupo sí que representará una situación meteorológica plausible, dado que la varianza interna del grupo es pequeña por construcción (Figura 27.6).

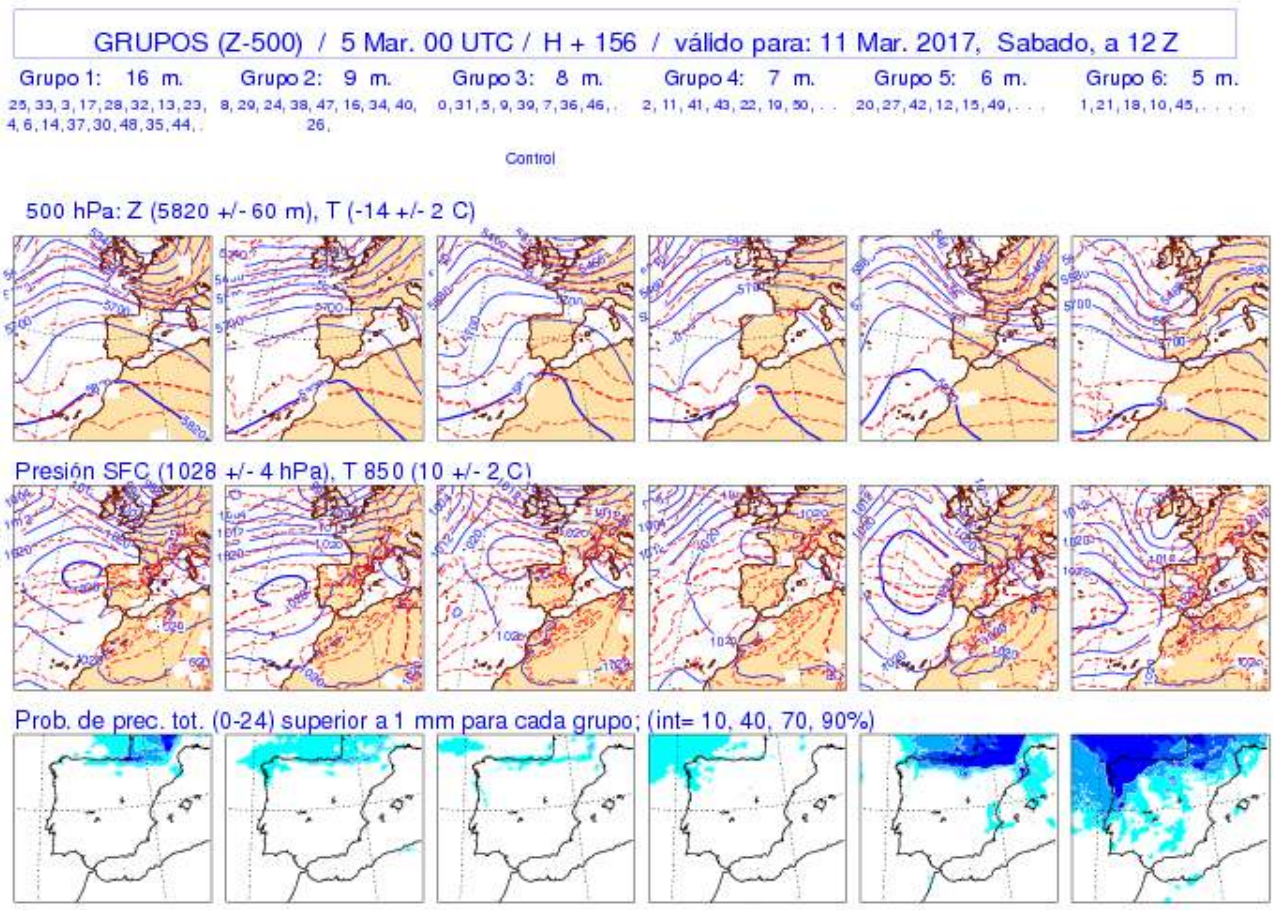


Figura 27.6: Grupos AEMET D+7 (ver texto). AEMET 2017.

Como ejemplo, la Figura 27.6 en la página anterior muestra los grupos elaborados en AEMET con el ECENS del día 20170305 pasada 00 UTC, alcance D+7, es decir, válido para el 20170311 a las 12 UTC. En la primera fila se muestra un resumen de la atmósfera en niveles medios, 500 hPa (altitud geopotencial y temperatura), en la segunda fila un compendio del comportamiento atmosférico en niveles bajos (presión reducida al nivel del mar y temperatura en 850 hPa; no se pinta la temperatura en superficie por ser un parámetro muy «orográfico», sigue la orografía demasiado fielmente, y por tanto no brinda información tan útil) y en la última fila la probabilidad de precipitación acumulada en 24 horas superior a 1 mm (sec. 13.6.14 en la página 197). Las columnas muestran los diferentes grupos resultado del algoritmo de Ward. Para cada columna, en cabecera se muestra el número de miembros comprendidos en ese grupo, y cuáles son. Dado que asumimos que los miembros representan escenarios atmosféricos equiprobables (sec. 13.7.2 en la página 199), entonces ese número de miembros del grupo puede considerarse como el *peso* probabilista del grupo, de modo que la probabilidad de cada grupo sería proporcional a su peso.

Figura 27.7: Grupos para la Península y Baleares desde el día D+1 hasta el D+10, y luego D+13 y D+15 (ver texto). AEMET 2017.

Figura 27.8: Grupos D+3 y supergrupos D+3, realizados con la pasada 2017-03-19 de las 00 UTC, válidos para 2017-03-21 a las 12 UTC.AEMET 2017.

Nótese que los grupos se muestran de más peso a la izquierda a menos peso a la derecha. Es importante conocer en qué grupo está comprendido el miembro de control, y se dispone precisamente de esa información: en este caso el control ha caído en el grupo 3. Obsérvese que con los grupos se dispone de información cuantitativa, detallada y explícita de la PDF atmosférica (sec. 13.6 en la página 184) en forma de mapas, en particular de la dispersión y de la incertidumbre. Es una información riquísima y con un gran valor sintético: se resume mucha información en 3x6 imágenes. El grupo 1 es el más probable, el siguiente el grupo 2, etc. El miembro de control está comprendido usualmente en el grupo 1 o en el 2, pero no siempre es así (como es el caso en este ejemplo). El escenario atmosférico que finalmente representó mejor lo que se observó (la «realidad») no tiene por qué estar comprendido en los grupos más probables y, aunque ciertamente suele estarlo, aquellos días del año en que esto no es así suelen ser más difícilmente predecibles (presentan menos predecibilidad). Una atmósfera muy estable (e. g. situación anticiclónica) suele corresponder a una PDF más bien *monomodal* del SPC, con un grupo 1 muy numeroso y los demás grupos con pocos miembros. Atmósferas más inestables presentan más dispersión y pueden ser más bien bimodales, trimodales, etc. Ese grado de *modalidad* (en el sentido de número de *modos*) tiene cierta correspondencia con la *incertidumbre* atmosférica, y por ende con la falta de *predecibilidad*. En ocasiones hay ingredientes muy finos para considerar: por ejemplo, no siempre la falta de dispersión implica poca incertidumbre; cuando el determinista de mayor resolución y el miembro de control no se parecen, entonces la resolución horizontal juega un papel crítico, y la PDF que representa el SPC puede desviarse bastante del escenario del determinista. En esos casos hay poca predecibilidad aunque haya poca dispersión en el SPC. A lo largo de todo el alcance de predicción, los grupos suelen evolucionar aumentando la dispersión gradualmente y, aunque no siempre un día tiene menos dispersión que el siguiente, sí que suele ser la pauta general. La Figura 27.7 en la página anterior muestra los grupos elaborados en AEMET con el ECENS del día 20170305 pasada 00 UTC, alcances desde D+1 hasta D+15, es decir, válido desde el 20170306 a las 12 UTC hasta el 20170320 a las 12 UTC. Puede observarse como pauta general que los grupos del D+1 suelen ser todos similares. A medida que avanzamos en el plazo de predicción (D+2. D+3, ...) la dispersión atmosférica y la incertidumbre van creciendo a su vez, y los grupos van pareciéndose cada vez menos, de modo que la atmósfera es cada vez menos predecible. Los grupos para el D+7 ya presentan diferencias notables, y en el D+13 cualquier parecido entre ellos podría ser «pura coincidencia» si no supiéramos que se trata de predicciones para el mismo día. Es notable y señalamos aquí que en este contexto se tiene ya un soporte cuantitativo, detallado y explícito para afirmar que la atmósfera es menos predecible según avanza el alcance de predicción.

27.4.2 Supergrupos AEMET

En las Figuras 27.8 y 27.9 en la página siguiente se muestran ejemplos de grupos y, también, supergrupos correspondientes, generados en el CNP de AEMET. ¿En qué consisten estos supergrupos?

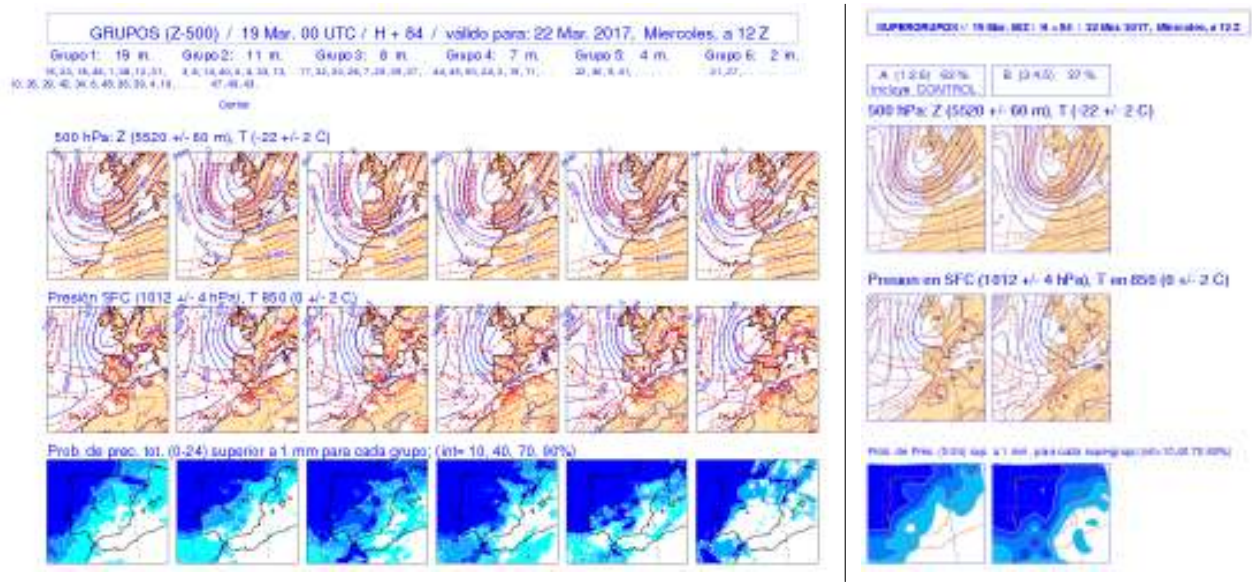


Figura 27.9: Grupos D+4 y supergrupos D+4, realizados con la pasada 2017-03-19 de las 00 UTC, válidos para 2017-03-22 a las 12 UTC.AEMET 2017.

En el procedimiento operativo de AEMET, una vez que se han computado automáticamente los grupos, el meteorólogo predictor examina estos grupos para los alcances D+3, D+4 y D+5, analizando para cada día diferencias a gran escala entre grupos en la situación atmosférica y su posible impacto en el tiempo sensible (viento, precipitación...). Una vez examinados, los «reagrupa» en «supergrupos». El número de supergrupos no es fijo, sino que dependerá de la dispersión y la incertidumbre del día en cuestión.

Cuando todos los grupos son muy similares, se genera un solo supergrupo, el día tiene muy poca incertidumbre, la atmósfera puede predecirse con el modelo determinista de mayor resolución ECHRES y no es necesario apoyarse en el ECENS; este sería el caso, típicamente, de las situaciones anticiclónicas. Muchos otros días hay dispersión suficiente para formar dos, o incluso tres, supergrupos; este sería el caso de días con paso de vaguada móvil, paso de frentes, etc. En casos excepcionales pueden llegar a formarse cuatro supergrupos; podría ser el caso de algunas depresiones aisladas en niveles altos (depresión aislada de niveles altos (DANA)) muy erráticas, por ejemplo. Igual que ocurre con los grupos, se cumple en general que la dispersión aumenta con el alcance de predicción, por lo que en el D+3 a menudo se forma un sólo supergrupo, en el D+4 uno o dos, y en el D+5 uno, dos o hasta tres en los casos usuales.

Pero este comportamiento, aunque sea una pauta general aproximada, no puede generalizarse y ahí está la ciencia y el arte del predictor. Podemos decir que la dispersión aumenta y la predicibilidad disminuye con el alcance de predicción, pero no todos los días en el mismo grado ni al mismo ritmo. No se puede simplificar diciendo que «los SPC se usan en el medio plazo porque es ahí donde la atmósfera empieza a presentar más dispersión». Los SPC resultarán más útiles, a menudo, en el medio plazo que en el corto, pero habrá días, importantes por su dificultad, en que los SPC resulten utilísimos o incluso imprescindibles en el corto plazo. Como decíamos, estos supergrupos se deciden manualmente, y después mediante ordenador se calculan los *centroides* correspondientes a esos supergrupos y se muestran en la intranet de AEMET. Quedan disponibles para el resto de predictores de AEMET, ahorrando una buena cantidad de tiempo y de trabajo, dado que la información sobre dispersión e incertidumbre queda aún más sintetizada que con los grupos.

En las Figuras 27.8 en la página anterior y 27.9 se muestran dos ejemplos de grupos y, también, supergrupos correspondientes, generados en el CNP de AEMET con el ECENS del día 20170319 pasada de 00 UTC, válidos para el D+3 y para el D+4, respectivamente. Para el D+3 hay poca dispersión y se genera un sólo supergrupo, por lo que se sugiere al personal de predicción operativa que utilice directamente el modelo determinista de mayor resolución. Para el D+4, sin embargo, hay dispersión suficiente como para generar dos supergrupos distintos, dos escenarios atmosféricos propiamente dichos en cuanto a modelo conceptual y tiempo presente.

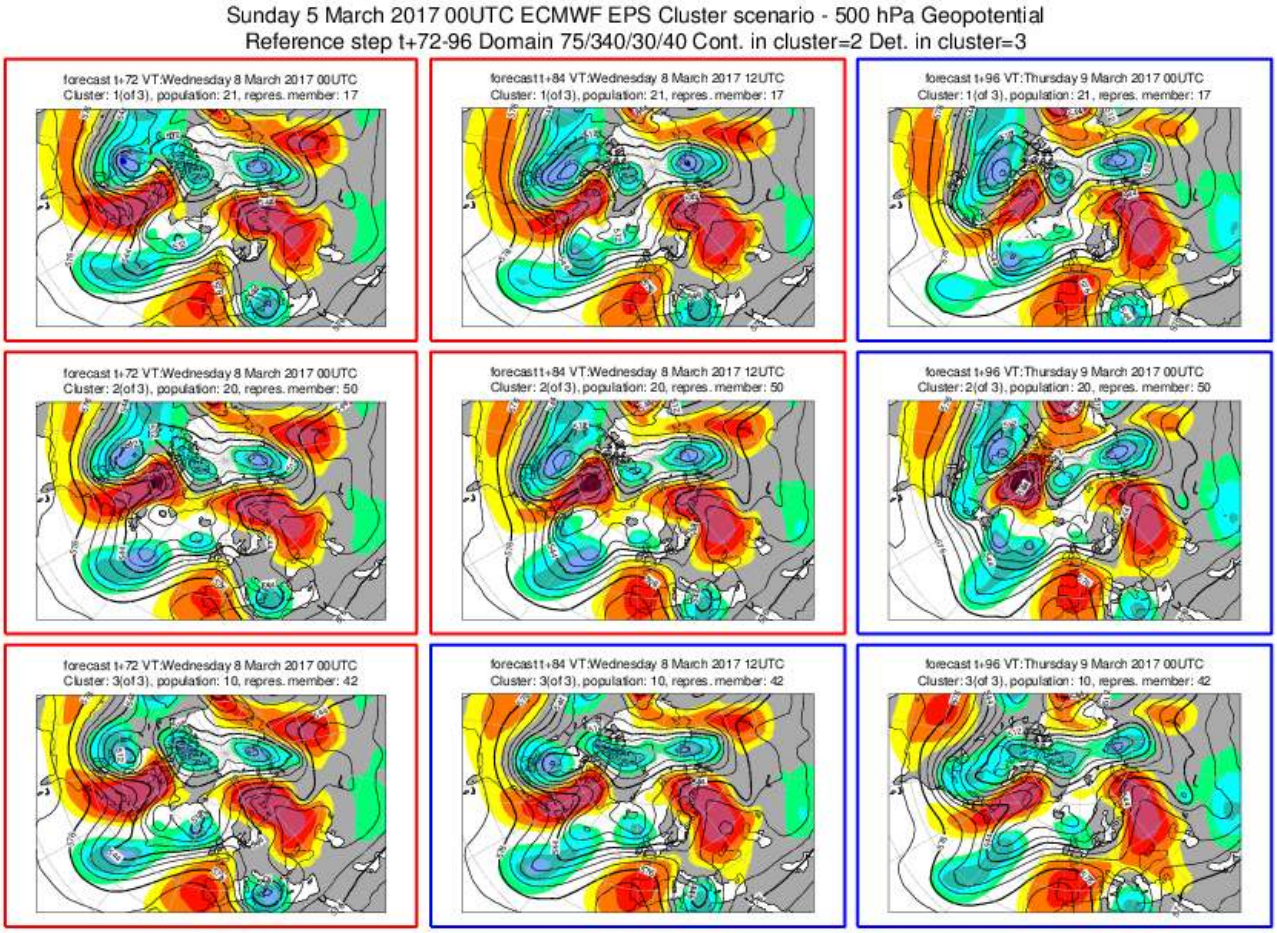


Figura 27.10: Grupos ECMWF. ECMWF 2017.

27.4.3 Grupos ECMWF

En el ECMWF se realiza otro tipo de agrupamiento, con características diferentes, que no se suele utilizar operativamente en AEMET, pero se describe aquí por completar el enfoque. El dominio de agrupamiento es distinto, incorporando una buena parte del hemisferio norte (mucho más amplio que el dominio usado en AEMET). El algoritmo también es diferente: el número de grupos es variable, no fijo. Se buscan similitudes en el campo de altitud geopotencial en 500 hPa, en distintos intervalos de alcance de predicción: 72-96 h, 120-168 h, 192-240 h y 264-360 horas. Se ejecuta un procedimiento diario de agrupamiento para determinar escenarios de tiempo atmosférico, cada uno definido por el miembro del ECENS más cercano al centroide del grupo, lo cual aporta realismo. Se utiliza, además, un conjunto predefinido de cuatro regímenes climatológicos para cada estación del año, calculados con 29 años de *reanálisis* (ERA-Interim [149] y ERA-40 [618]), denominados *bloqueo*, *NAO positiva*, *NAO negativa* y *dorsal atlántica* (ver Figura 27.11 en la página siguiente y sec. 29.2.2 en la página 491). A cada escenario de tiempo se le atribuye un régimen climatológico, aportando una medida de diferencias entre escenarios según el flujo de gran escala. De este modo, el usuario tiene dos informaciones útiles: el escenario y su atribución climatológica. En un futuro se darán medidas de calidad de las predicciones según el reǵimen, es decir, dependiendo del flujo. Ese contraste permitirá conocer la predecibilidad dependiente del flujo (sec. 12.7 en la página 172). En los paneles de grupos (Figura 27.10) se muestra la altitud geopotencial en 500 hPa y en 1000 hPa, en contornos sólidos, de los miembros del ECENS representativos de cada grupo (cada uno es el más cercano al centroide). En 500 hPa se muestran, además, las anomalías en colores. En aquellos casos en que la distribución del ECENS es suficientemente homogénea, el algoritmo de agrupamiento no puede agrupar de modo significativo: en esos casos se representa el miembro más cercano al promedio del ECENS. Cada escenario, como decíamos antes, está asociado a uno de los cuatro regímenes climatológicos de gran escala predefinidos, lo que se representa mediante un marco de color que lleva cada mapa: rojo para *bloqueo*, azul para *NAO positiva*, verde para *NAO negativa* y violeta para *dorsal atlántica*.

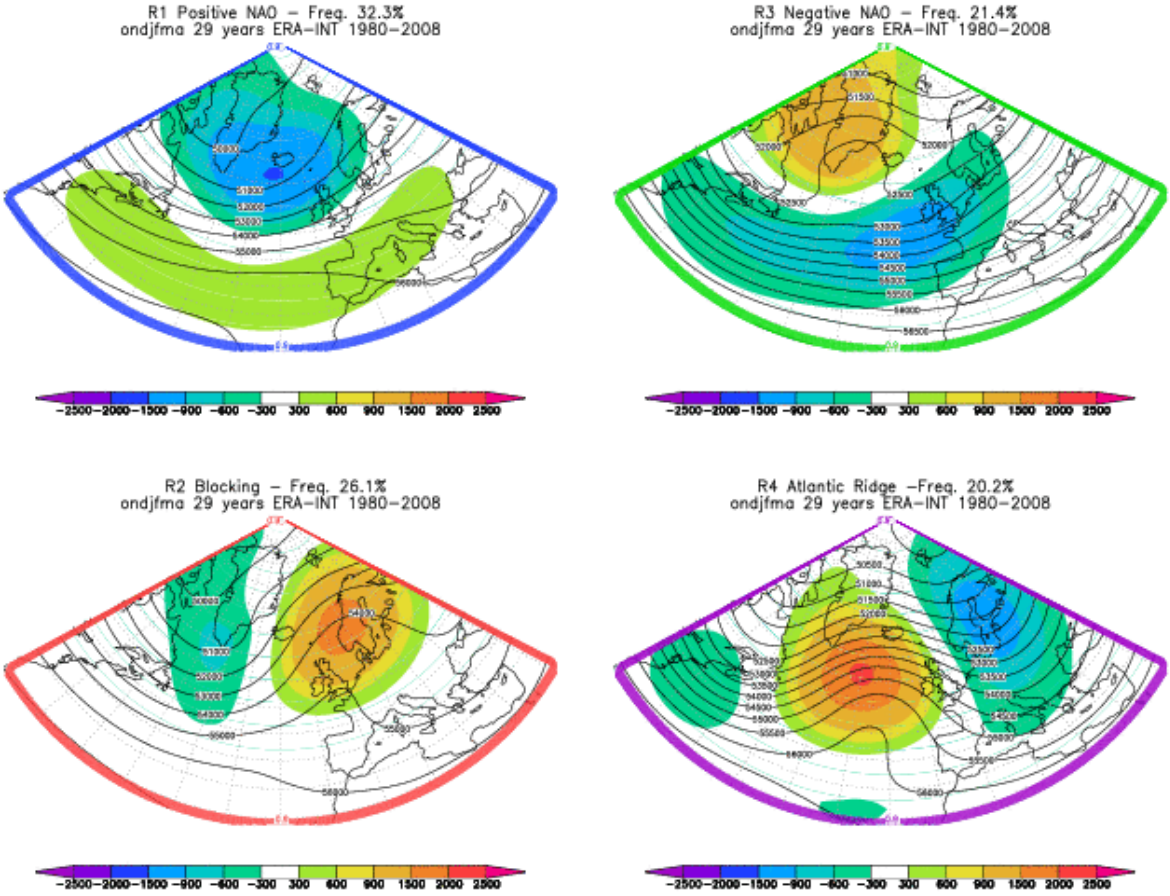


Figura 27.11: Regímenes climatológicos usados para atribuir a cada grupo. ECMWF 2017.

27.4.4 Nuevos grupos (2017) en AEMET

En noviembre de 2017 se implementó en AEMET una nueva técnica de agrupamiento, sustituyendo a la anterior junto con todos los paneles de presentación. Dado que la mayoría de casos meteorológicos presentados en este libro se han construido con las técnicas anteriores, se ha mantenido la descripción de la presentación antigua. En algún caso concreto se usa la nueva que, con mucho detalle, presentamos en el anexo de este capítulo (sec. 27.14 en la página 446).

27.5 Estimación de la incertidumbre: dispersión

27.5.1 Mapas de dispersión-promedio

Como se detalla en el capítulo de Sistemas de Predicción por Conjuntos (sec. 13.6.3 en la página 186) el promedio aritmético del ensemble no es siempre una situación meteorológica plausible, pues es resultado de una operación estadística y no de un modelo atmosférico [78, 215]. Por tanto, se ruega encarecidamente no usar el promedio del ensemble en predicción operativa, salvo que se haga con mucha precaución. No obstante, una excepción notable son los mapas de dispersión-promedio que aquí presentamos, en los que el promedio se dibuja solo orientativamente. Junto a la *centralización*, la *simetría*, la *curtosis* y otras propiedades, la *dispersión* es una de las herramientas estadísticas conceptuales para sintetizar la información de un conjunto, a menudo amplio, de información. Asociamos en general la dispersión del SPC a la *incertidumbre atmosférica*, aunque en particular hay casos en los que esta relación requiere de matices adicionales. En un punto de malla del SPC, se dispone de N predicciones para un parámetro y alcance de predicción. Se trata de una distribución de números, una cantidad grande de información que se requiere sintetizar.

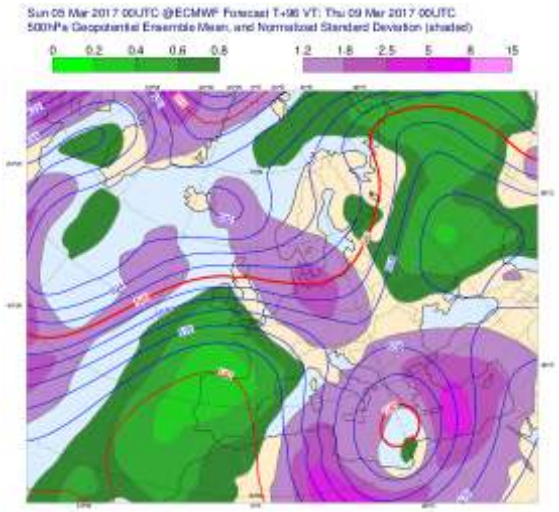


Figura 27.12: Ejemplo de mapa dispersión-promedio, en este caso dispersión normalizada y ECHRES sustituyendo al promedio. ECMWF 2017.

Dos cantidades que pueden sintetizar la información dada por esa distribución son la media, medida de centralización (sec. 13.6.3 en la página 186) y la desviación estándar, medida de dispersión (sec. 13.6.5 en la página 189). Extendiendo ese procedimiento a todos los puntos de la malla y dibujándolo, resultará un mapa de promedio y dispersión, abreviadamente dispersión-promedio, de los cuales hay diversas modalidades.

En la Figura 27.12 vemos un ejemplo de mapa de dispersión-promedio elaborado con el ECENS del ECMWF, de la altitud geopotencial en 500 hPa. Los mapas de esta variable ofrecen una orientación sobre el flujo atmosférico en altitudes en torno a los 5.5 km; las estructuras que aparecen en forma de ondulaciones, dorsales, vaguadas, etc., permiten al predictor, junto con mapas de otras variables en este y otros niveles, una primera composición 3D de la atmósfera para poder hacer diagnóstico y predicción. Las isolíneas muestran el promedio del SPC que, insistimos una vez más, debe mirarse con mucha precaución [215]. No está garantizado que el promedio sea una situación atmosférica plausible [78], ni siquiera realista de modo que, aunque a menudo el mapa pueda ser interpretado meteorológicamente a gran escala, puede haber estructuras de pequeña escala que tengan un sentido relativo y matizable. Se muestran algunas isolíneas en rojo como referencia, cada 6 decámetros (6 dam) y el resto en azul, cada decámetro (dam). Por otra parte se representa la desviación estándar como medida de dispersión. En este mapa no se representa la desviación estándar tal cual, sino que se normaliza con respecto a la desviación de los últimos 30 días, para tener una idea ponderada de desviación relativa a la desviación promedio de esos últimos 30 días. Por tanto, la *desviación estándar normalizada* no tiene unidades, dado que está dividida entre una cantidad con sus mismas unidades. Esta desviación normalizada nos indicará que la desviación es similar, superior o inferior a la del último mes si su valor es similar, superior (tonos rosados) o inferior (tonos verdes) a 1, respectivamente. Esas zonas sombreadas verdes (rosas) en color más oscuro son aquellas en las que hay menos (más) desviación estándar relativa y por tanto donde los miembros del SPC se parecen más (menos), es decir, menos (más) dispersión relativa. De modo que en las zonas verdes asumimos menos incertidumbre atmosférica y, en principio, más predecibilidad. Por el contrario, en las zonas rosadas asumimos más incertidumbre atmosférica y, en principio, menos predecibilidad. La utilidad de estos mapas es, entonces, muy clara: nos muestran aquellas *áreas en las que tendremos una predecibilidad potencialmente mayor y menor comparativamente con el último mes* y, por tanto, áreas en las que se deberá poner atención especial en el proceso de predicción.

En la Figura 27.13 vemos un ejemplo diferente de mapa de dispersión-promedio elaborado con el ECENS del ECMWF, de la altitud geopotencial en 500 hPa. Diferente porque ahora se muestra el ECHRES en lugar del promedio del ECENS y porque ahora se muestra la desviación estándar tal cual. Las isolíneas muestran el modelo determinista ECHRES.

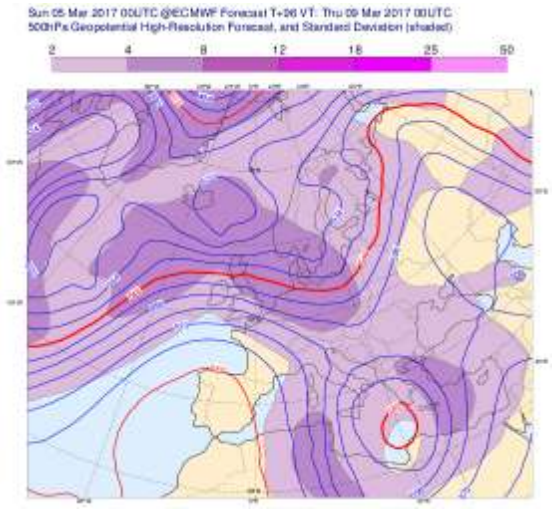


Figura 27.13: Ejemplo de mapa dispersión-promedio, en este caso dispersión sin normalizar y promedio directo del ECENS. ECMWF 2017.

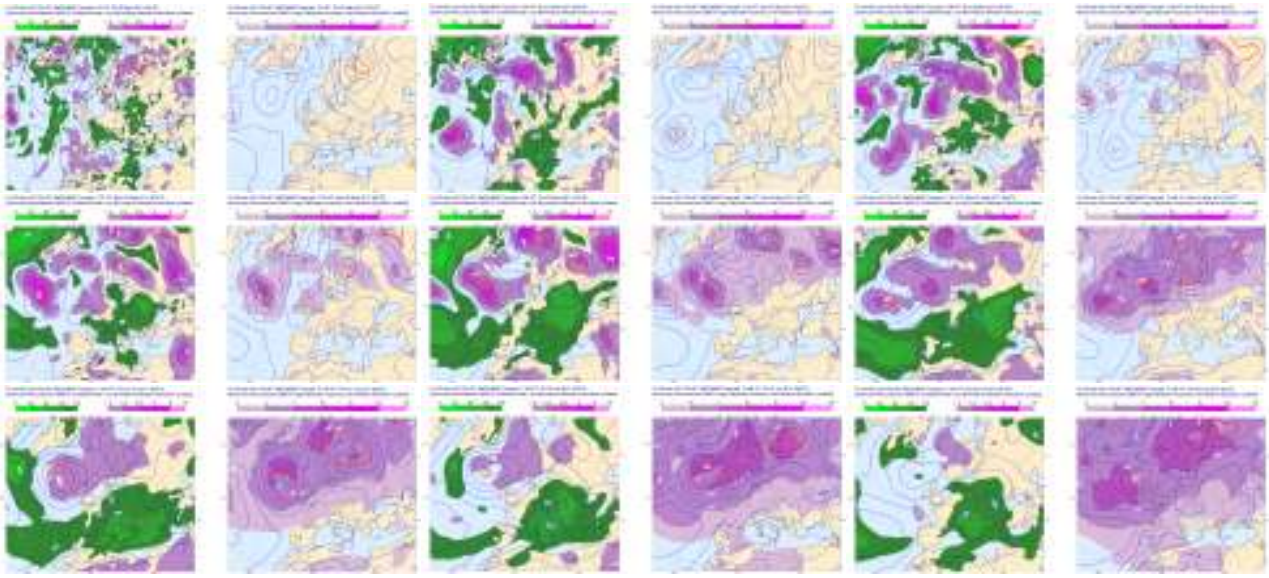


Figura 27.14: Mapas dispersión-promedio evolucionando con el alcance de predicción. ECMWF 2017.

Se muestran, como antes, algunas isolíneas en rojo como referencia, cada 6 decámetros (6 dam) y el resto en azul, cada dam. Por otra parte se representa la desviación estándar como medida de dispersión. En este mapa sí que se representa la desviación estándar tal cual. Sus unidades son las mismas que las de la variable en sí, en este caso dam. La zonas sombreadas en color más oscuro son aquellas en las que hay más desviación estándar y por tanto donde los miembros del SPC se parecen menos (los valores están más dispersos). En esas zonas asumimos más incertidumbre atmosférica y, en principio, menos predecibilidad. La utilidad de estos mapas es, entonces, muy clara y similar al ejemplo anterior, pero sin el ingrediente comparativo relativo a los últimos 30 días: nos muestran aquellas *áreas en las que tendremos una predecibilidad potencialmente menor* y, por tanto, áreas en las que se deberá poner atención especial en el proceso de predicción.

La evolución con el alcance de predicción suele ir unida a un aumento de dispersión: la incertidumbre atmosférica suele crecer con dicho horizonte y, por ende, disminuir la predecibilidad. Pero es importante saber que esto no es siempre así, y aquellos alcances en los que la dispersión, en vez de aumentar, disminuye, muestran señales muy interesantes para el proceso de predicción. Esta evolución con el alcance de la predicción la podemos ver en la Figura 27.14, donde se muestran en 3 filas y 3 columnas ordenadamente de derecha a izquierda y de arriba abajo los mapas de dispersión promedio, en sus dos variantes mostradas anteriormente, para los alcances de predicción desde D+0 («hoy») hasta D+8 («día más ocho»). Se observa claramente cómo, en general y a gran escala, la dispersión, mapas sólo en rosa, va aumentando con el alcance: en el D+0 el color rosa no aparece, en el D+1 aparece alguna tímida sombra aquí y allá y después, progresivamente, van apareciendo cada vez más áreas con dispersión, mayor cada vez. Es importante resaltar que, para una región particular como podría ser una parte de la península ibérica, la dispersión no tiene por qué ir siempre a más: puede haber algún día en el que la dispersión baje o se mantenga relativamente constante. También destacamos que en ocasiones, la dispersión puede ser grande en un área en el panel derecho y, sin embargo, presentar valores iguales o inferiores a 1 en el panel izquierdo; ésto se debe a que, en predicciones hechas en días previos se dieron valores de dispersión en ese área iguales o mayores a los presentes.

Estos mapas de dispersión-promedio suelen utilizarse para valorar la incertidumbre atmosférica en diferentes zonas según los distintos alcances de predicción, incertidumbre en una escala sinóptica (procedimientos usuales en 2017), evaluando los patrones sinópticos de campos dinámicos en niveles medios-altos, e. g. altitud geopotencial en 500 hPa, o bien campos de niveles más bajos pero no demasiado ruidosos, e. g. presión reducida al nivel del mar, temperatura en 850 hPa, velocidad del viento en 850 hPa. Si se dibujaran, por ejemplo, para la temperatura a 2 m, que es un campo muy orográfico y ruidoso comparado con los anteriormente citados, la dispersión sería así mismo bastante ruidosa, lo que dificultaría mucho su interpretación y le restaría utilidad a la herramienta.

¿Cómo se interpretan estos mapas? En líneas generales, la interpretación se realiza identificando las áreas de mayor dispersión sobre los patrones sinópticos que presente la situación. Presentamos a continuación tres pautas sencillas y generales, ilustradas en las Figura 27.15, 27.17 y 27.17.

Eje de vaguada. Si las áreas de mayor dispersión se presentan sobre un eje de vaguada, esperaremos más incertidumbre en la intensidad de la vaguada, dado que las zonas donde los miembros difieren más están sobre el eje. Puede visualizarse bien el razonamiento comparando espaguetis con dispersión, como en la figura.

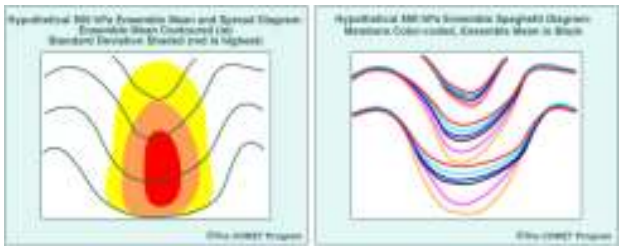


Figura 27.15: Interpretación conceptual de los mapas de dispersión. Eje de vaguada. COMET.

Ambos flancos de una vaguada. Si las áreas de mayor dispersión se presentan corriente arriba y abajo (a ambos lados de la vaguada), esperamos más incertidumbre en la posición de dicha vaguada, no en su intensidad.

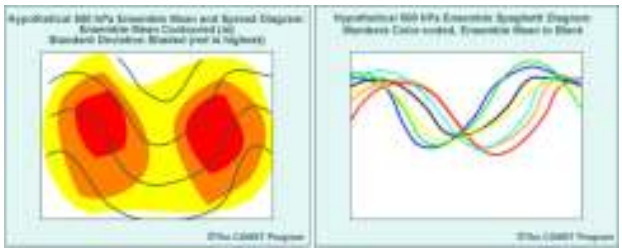


Figura 27.16: Interpretación conceptual de los mapas de dispersión. Ambos flancos de una vaguada. COMET.

Un solo flanco de vaguada. Si las áreas de mayor dispersión se presentan a un lado de la vaguada solamente, entonces esperamos probablemente características menos predecibles, presentes a menudo en una escala menor, e. g. mesoescala de algún orden y ocultas por el procedimiento de suavizado al dibujar los campos.

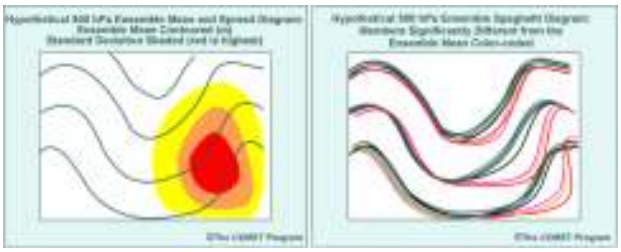


Figura 27.17: Interpretación conceptual de los mapas de dispersión. Un solo flanco de vaguada. COMET.

Valores altos de desviación estándar suelen indicar una incertidumbre en la predicción también alta y, por ende, la fiabilidad de los mapas de la variable correspondiente, tanto la del modelo determinista de mayor resolución correspondiente (si lo hay) como la del promedio del SPC. Por otro lado, la desviación estándar normalizada pone en contexto el comportamiento general del SPC en el área mostrada en los últimos 30 días. Valores de desviación altos, aunque en general van asociados a mayor incertidumbre, si los días previos han sido altos también o incluso superiores, entonces la desviación normalizada mostrará valores relativamente bajos, aumentando ligeramente nuestra confianza en los mapas de la variable.

En el sitio web del ECMWF pueden consultarse mapas dispersión-promedio de cuatro variables meteorológicas diferentes del ECENS: presión reducida al nivel del mar, temperatura en 850 hPa, velocidad del viento en 850 hPa y altitud geopotencial en 500 hPa. Estos mapas se presentan (2017) en parejas: a la izquierda el promedio del ECENS con la desviación estándar normalizada y a la derecha, para comparar, el modelo determinista de mayor resolución ECHRES con la desviación estándar tal cual.

Como resumen diremos que estos mapas de dispersión-promedio son más específicos para la predicción operativa que para los usuarios, mostrando por un lado la dispersión (o dispersión normalizada) que tiene la predicción probabilista de un parámetro, y por otro, el valor del modelo determinista correspondiente (o del promedio del SPC). Aunque no está rigurosamente demostrada una relación directa entre mayor dispersión y menor predecibilidad, esta relación se asume ordinariamente por la experiencia en el uso de los SPC y tiene un uso orientativo. Así, en aquellas regiones donde la dispersión sea mayor, la incertidumbre será mayor, y el predictor puede poner especial atención en esas zonas.

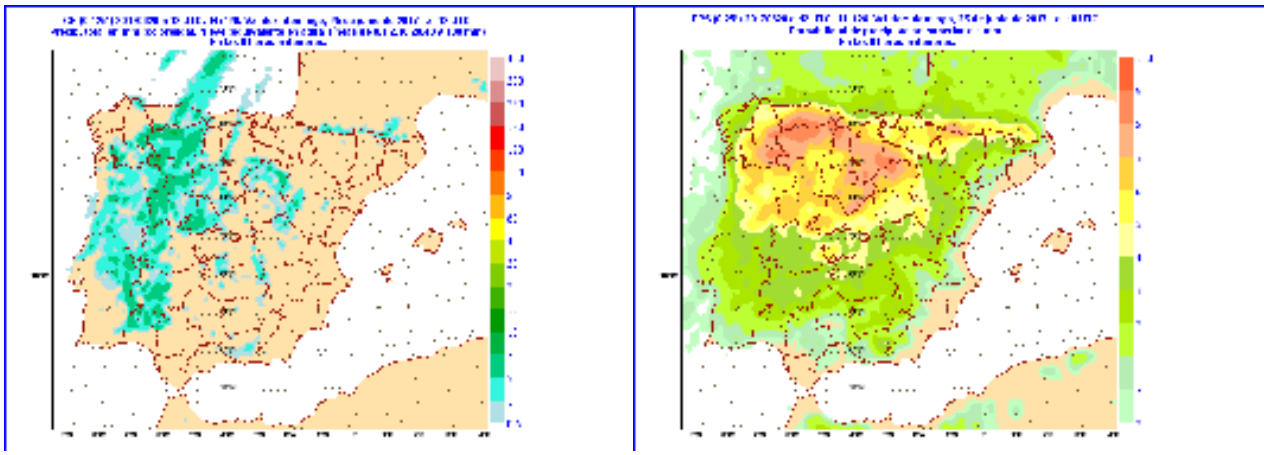


Figura 27.18: Comparación de un mapa de precipitación prevista determinista (izquierda) con el correspondiente mapa de probabilidad de precipitación prevista (derecha) (ver texto). AEMET 2017.

27.6 Predicción de eventos

27.6.1 Mapas de probabilidad

Los típicos productos meteorológicos de los modelos deterministas se muestran en un mapa, con una gama de colores, la gama de valores del parámetro meteorológico de interés. Por ejemplo, la precipitación prevista (entre 0 y 50 mm) para mañana entre las 06 y las 12 UTC (Figura 27.18 izquierda). En contraposición, los SPC muestran en un mapa, con una gama de colores, las diferentes probabilidades de que ocurra un evento meteorológico de interés. Por ejemplo, la probabilidad prevista de obtener precipitación superior a 1 mm para mañana entre las 12 y las 18 UTC (Figura 27.18 derecha).

Centremos nuestro interés en una variable meteorológica como la precipitación. La casuística de la precipitación puede desarrollarse según una serie de umbrales de precipitación (e. g. 1, 5, 10 y 20 mm) y sus correspondientes probabilidades de superación. Ahora fijemos el umbral de 1 mm y hagamos la pregunta ¿qué probabilidad tenemos de superar 1 mm de precipitación? (algo así como preguntar ¿llueve o no llueve?). Pues con ayuda del SPC, en cada punto de rejilla tenemos un conjunto de valores previstos de precipitación (e. g. 51 valores). Si en un punto concreto de rejilla la mitad de esos valores superan 1 mm de precipitación, entonces la probabilidad, con un sencillo cálculo, es del 50 %, para ese punto. Para otro punto será 70 %, para otro 20 %, para otros 0 %, etc. Podemos dibujar esta idea en un mapa, coloreando con diferentes colores distintos valores de probabilidad. En la Figura 27.18 derecha se ilustra el resultado de este proceso. El color blanco es para probabilidades entre 0 y 2 % («no llueve»), el verde playa entre 2 y 10 % («apenas llueve»), gama de verdes entre 10 y 40 % («no se descarta lluvia»), amarillo-naranja entre 40 % y 70 % («lluvia posible»), naranja-rojo entre 70 % y 90 % («lluvia probable») y, por último, rojo entre 90 % y 100 % («llueve seguro»). El mismo procedimiento puede realizarse con dieferentes umbrales de precipitación: en la Figura 27.19 se muestran, completando la Figura anterior, los umbrales de 5, 10 y 20 mm, típicos en predicción operativa.

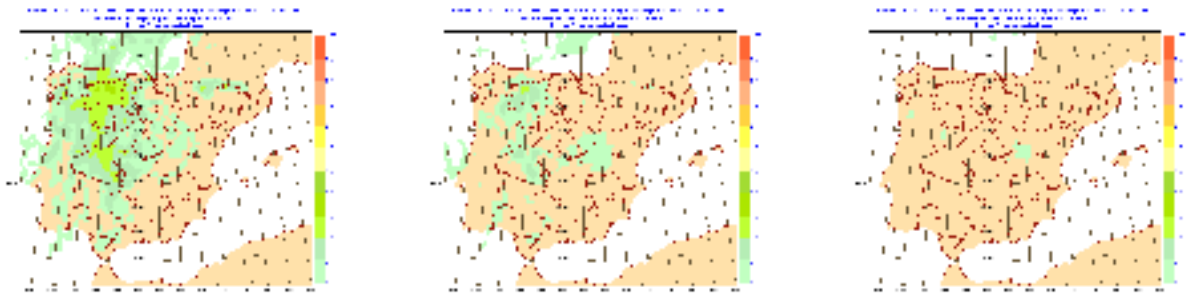


Figura 27.19: Mapas de probabilidad de precipitación prevista para superación de umbrales de 5, 10 y 20 mm (ver texto), completando la Figura 27.18. AEMET 2017.

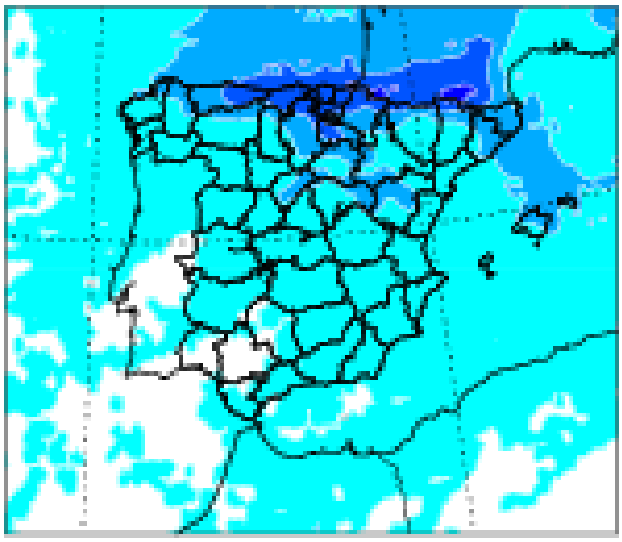


Figura 27.20: Mapa de probabilidad de precipitación prevista superior a 1 mm, según el estilo antiguo de colores: el color blanco es para probabilidades entre 0 y 10 % («no llueve»), el celeste entre 10 y 40 % («no se descarta lluvia»), azul entre 40 % y 70 % («lluvia posible»), azul oscuro entre 70 % y 90 % («lluvia probable») y, por último, azul muy oscuro entre 90 % y 100 % (llueve «seguro»). Ver texto. AEMET 2017.

Existían varios estilos de mapas de probabilidad usados en AEMET durante el proceso de escritura de este libro: por ejemplo, los mostrados anteriormente son más modernos. Otro estilo, más antiguo pero usado profusamente en los casos de este libro, utiliza gamas de azules para la probabilidad. Para precipitación, por ejemplo, el color blanco es para probabilidades entre 0 y 10 % («no llueve»), el celeste entre 10 y 40 % («no se descarta lluvia»), azul entre 40 % y 70 % («lluvia posible»), azul oscuro entre 70 % y 90 % («lluvia probable») y, por último, azul muy oscuro entre 90 % y 100 % (llueve «seguro»).

Para diferentes umbrales de precipitación y alcances de predicción tendremos diferentes mapas. La Figura 27.21 muestra abanicos de diversos mapas de probabilidad. Nubosidad y precipitación para diferentes umbrales (1, 5, 10, 20 mm) y alcances de predicción (D+3, D+4, D+5), tanto en la Península y Baleares como en Canarias.

Dado el fenómeno meteorológico de superación de un umbral (e. g. precipitación prevista > 5 mm / 24 h), el mapa de probabilidad muestra la distribución espacial de las probabilidades previstas proporcionadas por el SPC. Mapas similares pueden hacerse para los percentiles, aunque en AEMET se utilizan poco. Los mapas de probabilidad son una útil guía para el predictor, mostrando una primera aproximación de los lugares en los que esperamos con más o menos probabilidad que ocurran eventos interesantes (e. g. precipitación mayor que 20 mm en 24 horas).

La «temperatura a 2 m» dada por los modelos suele ser una variable posprocesada, derivada de una interpolación entre el nivel más bajo del modelo, y la superficie misma. Es una variable tremendamente «orográfica» (influida por la «orografía»), por lo que en ese posproceso puede tenerse en cuenta la diferencia entre la orografía del modelo y la orografía verdadera. La Figura 27.22 en la página siguiente muestra abanicos de mapas de probabilidad relacionados con la tendencia de la temperatura, es decir, la diferencia de la temperatura con la temperatura del día anterior. A la izquierda, las probabilidades por umbrales de la tendencia de las máximas. A la derecha, lo mismo para la tendencia de las mínimas.

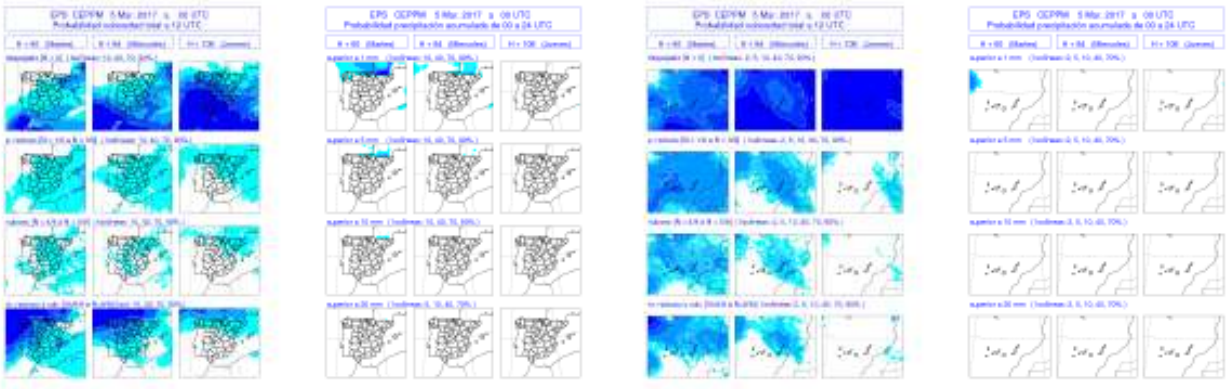


Figura 27.21: Probabilidades de nubosidad y precipitación. AEMET 2017.

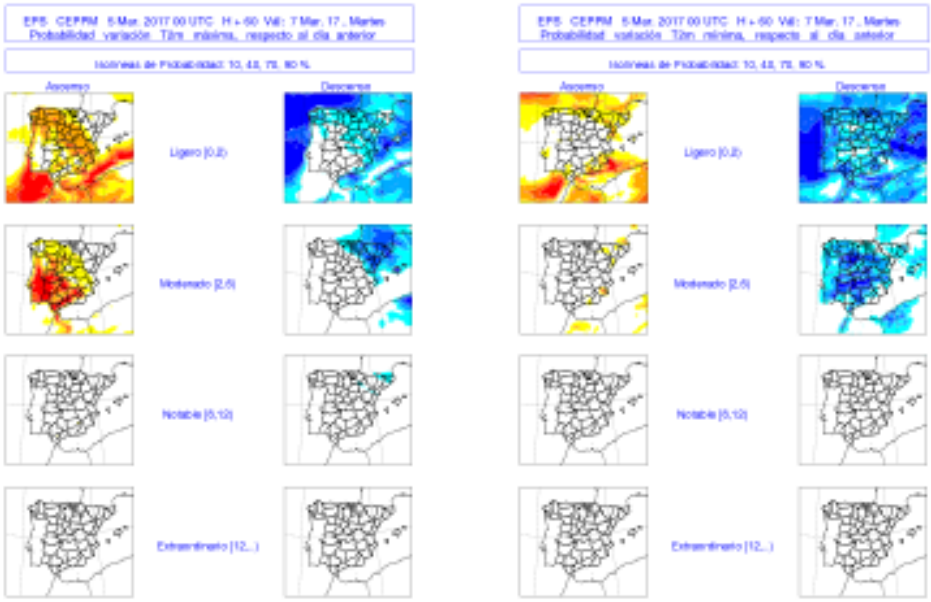


Figura 27.22: Probabilidades relacionadas con la tendencia de la temperatura (diferencia de la temperatura del día con la del día anterior). AEMET 2017.

En la Figura 27.23 se muestran otros mapas de probabilidad. De izquierda a derecha: «superación por encima» de distintos umbrales de temperatura, «rebasamiento por debajo» de umbrales de temperatura, viento y rachas de viento. Por sencillez, no se muestran otros mapas de probabilidad, e. g. convective available potencial energy (CAPE), nieve acumulada en 24 horas, altura de olas de mar de viento, etc. Pueden dibujarse, y se dibujan, innumerables mapas de probabilidad, para muchas variables meteorológicas diferentes y, para cada una de ellas, distintos umbrales, alcances de predicción y dominios geográficos. Una batería de información útil. La clave de la labor del predictor o del usuario experimentado es filtrar, entre la enorme cantidad de información, aquella que le puede ser más útil en cada situación. Se trata de algo similar a lo que se dice en la *frase del fontanero*, que «no cobra por apretar un grifo con una llave, sino por saber dónde hay que apretar».

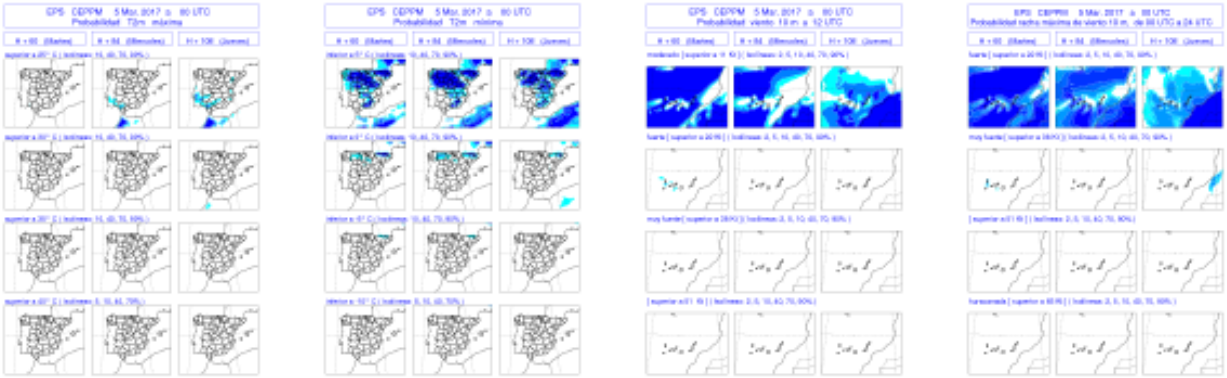


Figura 27.23: Otras probabilidades. AEMET 2017.

27.7 Predicción del riesgo

Los fenómenos *extremos* no siempre son *adversos*, aunque los fenómenos *adversos* suelen ser *extremos* [182]. Un fenómeno extremo es un fenómeno raro según un cierto criterio meteorológico de normalidad, mientras que un fenómeno adverso es un fenómeno con consecuencias potencialmente dañinas para la sociedad y, para valorar al fenómeno como adverso, el criterio es de carácter social, económico, etc. La idea de *extremo* o *anormal* como opuesto a *normal* es una idea muy intuitiva en meteorología de andar por casa, y se pueden oír frases como *este mes es más cálido de lo normal*, *estas lluvias han sido extremas*, etc. Pero entrando en detalles hace falta cierta precisión, pues una cosa es la idea intuitiva y otra es cómo sacarle punta a los SPC para tener una idea cuantitativa de *normalidad* o *anormalidad*. Las probabilidades en sí mismas no son indicativas de anormalidad; e. g. que la probabilidad de 20 mm de lluvia en 24 horas en un día de octubre sea del 40 %, en Gandía no es un fenómeno anormal, pero sí lo sería en Almagro. Para poder hablar de *anormalidad* necesitamos dos ingredientes: primero, la predicción en sí misma, y segundo, un *historial de predicciones* que suele llamarse *climatología del modelo o del SPC*. De ese modo y, con técnicas matemáticas muy sofisticadas, se puede calcular si una predicción (e. g. para mañana) corresponde a un tiempo *normal* o si, por el contrario, puede catalogarse como de *anormal,* o incluso de *extrema*. En ese último caso, nos vendría de perlas saber *cuán extrema es* de algún modo. También se puede conocer esa información.

27.7.1 Climatología del ECENS (M-climate)

Un primer paso esencial es definir los márgenes de normalidad. Para ello no se toma la distribución climatológica de las observaciones, por presentar valores demasiado extremos que restan utilidad a las herramientas que se diseñan, que no suelen presentar señal [358]. En su lugar, se construye la climatología del modelo o del SPC, denominada *model climate* o *M-climate* en el ECMWF. Es función del alcance de predicción, para tener en cuenta derivas del modelo. Se utiliza un SPC especial denominado repredicción: se repredice el tiempo a 15 días vista, con fecha de partida la fecha de hoy (e. g. 15 de julio), del año pasado, del anterior y así los últimos 20 años; es decir, 20 repredicciones. La repredicción se ejecuta dos veces a la semana, lunes y jueves (2017), con 1 miembro de control y 10 miembros perturbados cada pasada. Usando 9 pasadas de esta repredicción, centradas en la fecha actual, cubrimos un abanico de unas 5 semanas. Juntando las 9 pasadas de los últimos 20 años, cada una con 11 miembros, tendremos un abanico de 9x20x11=1980 valores previstos para definir los márgenes de tiempo representativo de «lo que es normal en esta época del año», quitando el posible ruido muestral que da la variabilidad diaria. Se usa la misma climatología, basada en la pasada de 00 UTC, para los productos de las pasadas de 00 UTC y 12 UTC para evitar inconsistencias (la pasada de 12 UTC es más antigua, etc. [681]). Esta metodología puede extenderse para los extremos hidrológicos [362, 363].

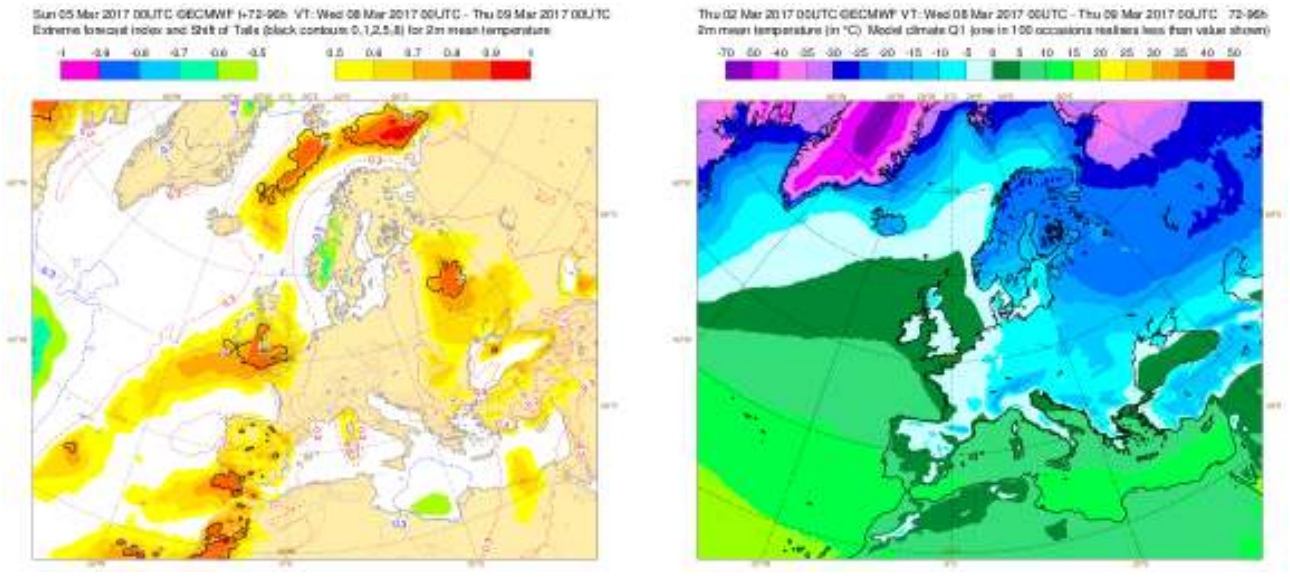


Figura 27.24: Índice de predicción extrema o Extreme Forecast Index (EFI). ECMWF 2017.

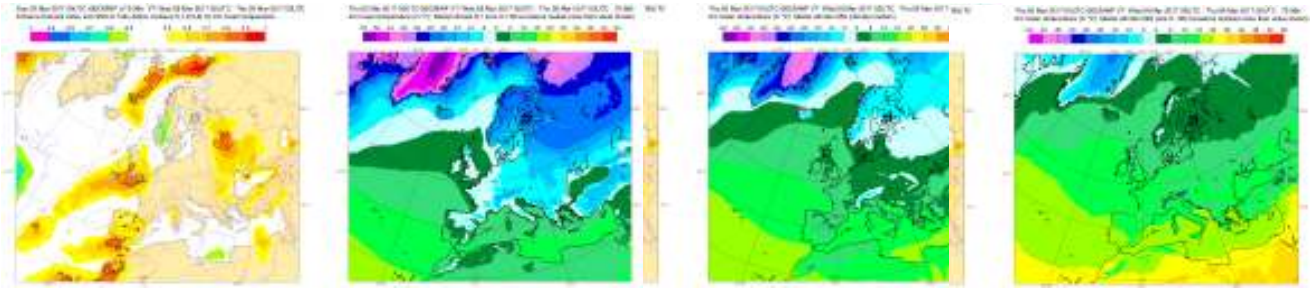


Figura 27.25: EFI para temperatura con el percentil climatológico Q1 (izquierda) y recorte de otros dos percentiles climatológicos, Q50 (centro) y Q99 (derecha). ECMWF 2017.

27.7.2 Índice de predicción extrema (EFI)

Las siglas EFI significan Extreme Forecast Index (Índice de predicción extrema)[358]. El EFI es una cantidad que puede calcularse usando el SPC y su climatología (llamada la *climatología del modelo* o, para ser más precisos, del SPC) que no es otra cosa que el historial de predicciones. Para un lugar determinado, se compara la predicción probabilista (la famosa PDF, sec. 13.6 en la página 184) con ese historial, y se calcula un número, un índice, que dice *cuán extrema* es la predicción.

Extreme forecast index (EFI). Es una medida integral de la diferencia entre la distribución del SPC y la distribución de la climatología de dicho SPC (llamada a menudo climatología del modelo o *M-climate*).

$$EFI = \frac{2}{\pi}\int_0^1 \frac{p - F_f(p)}{\sqrt{p(1-p)}}dp \qquad (27.1)$$

Así, se da una idea de *anormalidad* de la situación prevista sin necesidad de definir umbrales (ni en el espacio ni el tiempo). Si todos los miembros del SPC están por encima del máximo climatológico, entonces EFI=+1, si todos están por debajo del mínimo climatológico, entonces EFI=-1. Cuando más cerca de estos dos extremos, más *inusual* puede considerarse el tiempo previsto; cuando más cerca de 0, más *normal*.

El ECMWF muestra en su web (producto restringido) los parámetros EFI/SOT y la correspondiente climatología. En la Figura 27.24 en la página anterior podemos ver en el panel izquierdo el EFI coloreado en tonos amarillo/rojos para valores altos y en tonos fríos para valores bajos. Se pinta también el SOT (explicado más adelante en este mismo apartado) contorneado con isolíneas negras, así como la orografía [680]. En el panel derecho de la misma figura, el ECMWF presenta distintos percentiles de la climatología, para que el usuario pueda constrastar los valores climatológicos potencialmente extremos. En la Figura 27.25 vemos EFI para temperatura con distintos percentiles climatológicos. En la Figura 27.27 en la página siguiente se muestran EFI para viento y para precipitación acumulada.

EFI combinado. Para ofrecer ideas generales sobre potenciales fenómenos extremos de las variables de tiempo presente «todo en uno», se pueden dibujar distintos EFI diferenciando entre variables, usando distintos símbolos y colores. Símbolos rosas para el viento, símbolos verdes para la precipitación, sombra amarillo-naranja para temperaturas cálidas y celeste-azul para las frías. Para ayudar a la interpretación se superponen isohipsas de altura geopotencial en 1000 hPa (algo similar a la presión). Ver Figura 27.26.

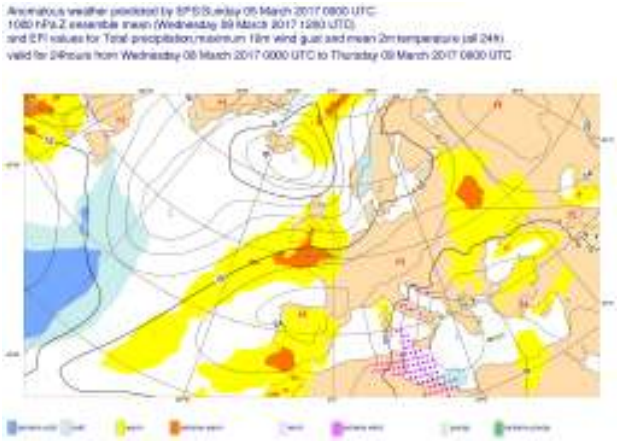


Figura 27.26: EFI combinado. ECMWF 2017.

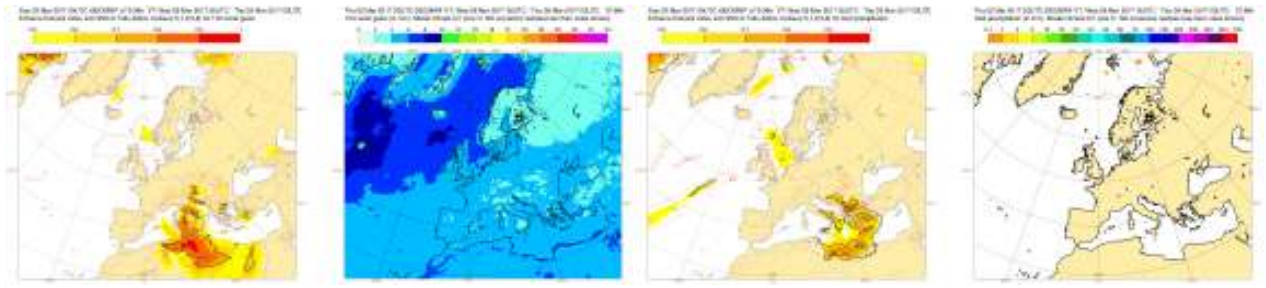


Figura 27.27: EFI para rachas de viento y para precipitación. ECMWF 2017.

27.7.3 Desplazamiento de cola SOT

Del inglés Shift of Tail (desplazamiento de cola) el *SOT* [357], es un índice complementario del *EFI*, proporcionando información sobre cuán extremo un evento extremo podría ser, dado un punto de referencia que es el percentil X-ésimo en la cola de la distribución.

Shift of tail (SOT). Fijando X=90, se compara la cola de la distribución del SPC con la cola de la distribución del M-clima. Para la parte alta de la cola X se computa siguiendo la relación:

$$SOT_{90} = \frac{Q_p(90) - Q_c(99)}{Q_c(99) - Q_c(90)} \qquad (27.2)$$

donde $Q_f(90)$ es el percentil 90 de la distribución prevista del SPC, mientras que $Q_c(90)$ y $Q_c(99)$ son los percentiles 90 y 99 de la distribución de la climatología del ECENS.

Para las variables de temperatura se computa el SOT también para la cola inferior, tomando en ese caso X=10. Nótese la diferencia con el EFI, porque el SOT se computa para dar valores positivos también el la cola de abajo. La elección de 10 y 90 es relativamente arbitraria. El SOT 90 se contornea en trazo sólido y el SOT 10 en fino discontinuo. El SOT no está definido cuando Qc(90)=Qc(99), lo cual conduce a mapas ruidosos e. g. de precipitación en regiones áridas y, para la nieve, cuando sucede ésto se fija SOT=-1 por consistencia. Valores positivos de SOT90 (SOT10) indican que las colas de la distribución prevista están por encima (debajo) del percentil 99 (percentil 1) de la climatología del ECENS. SOT=0 indica que el 10 % de los miembros (5 de 51) cae por debajo de uno de estos percentiles. Valores EFI cerca de +1 y de -1 junto con valores positivos de SOT significan que se espera un evento muy inusual, más extremo cuanto más alto el SOT. Aunque teóricamente el SOT puede adquirir valores infinitos, se restringe gráficamente a un valor máximo de 8-10, siendo muy poco plausible que el percentil 90 de la distribución prevista por el ECENS exceda en más de 10 veces la distancia entre los percentiles 90 y 99 de la climatología.

Con respecto al EFI, se dibujan valores positivos y negativos para temperatura y *altura significativa* de ola y solamente positivos para el resto de variables, lo que concuerda conceptualmente con lo que en predicción se considera extremo o no. Como excepción tenemos la precipitación para los periodos 1-10, 1-15 y 10-15 días, donde se computan y muestran valores negativos, resultando enormemente útil para indicar periodos anormalmente secos. Nótese que, de todos modos, en zonas áridas precipitación nula no es un valor extremo. Para el periodo 10-15 días se dibujan también isolíneas de EFI de valores +0,1 y -0,1 pues pueden ser útiles aunque presenten señales pequeñas para alcances tan altos.

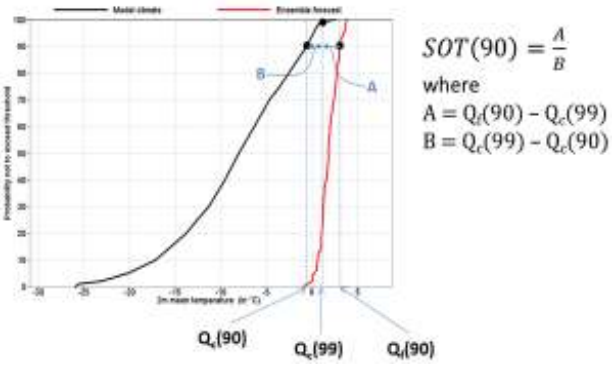


Figura 27.28: Desplazamiento de cola o Shift of Tail (SOT). ECMWF 2017.

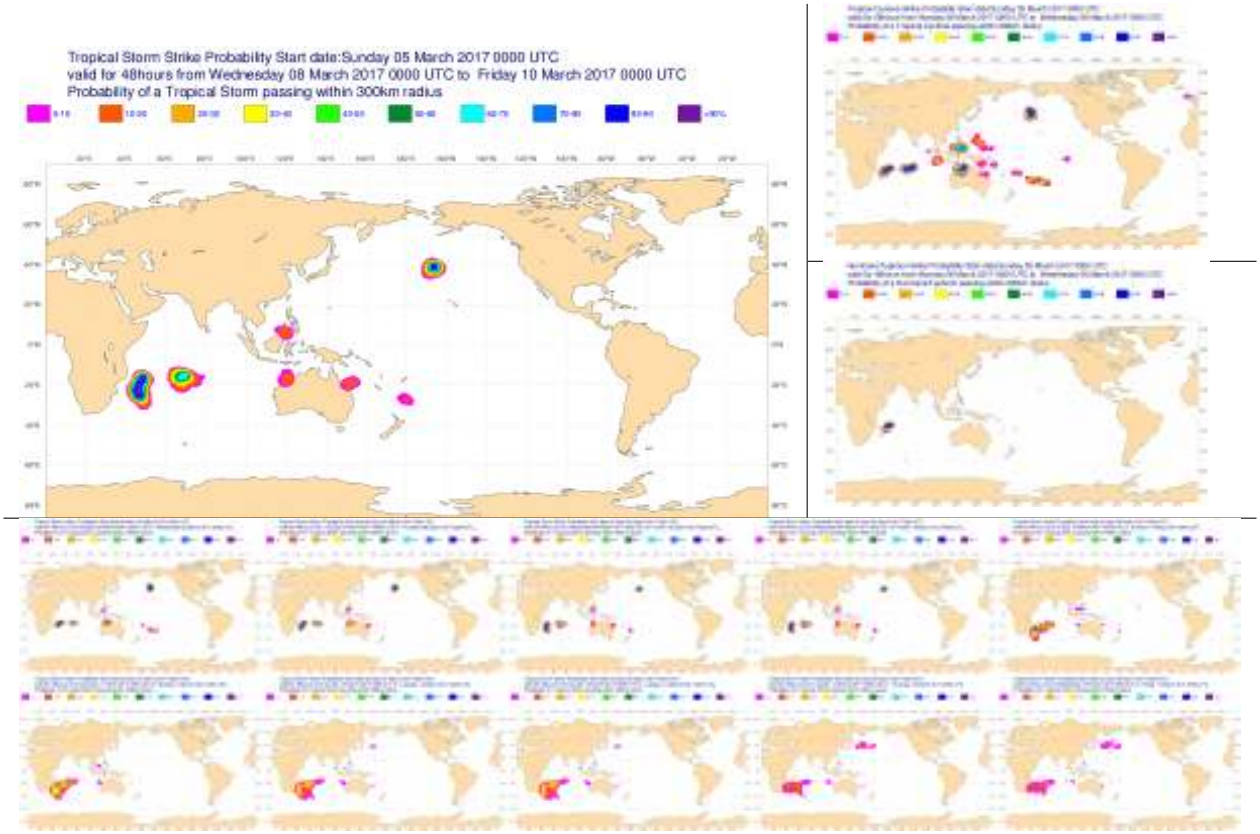


Figura 27.29: Mapas de estructuras tropicales. Arriba a la izquierda: probabilidad de encontrar tormentas tropicales. Arriba a la derecha, encima: probabilidad de encontrar ciclones tropicales. Arriba a la derecha, debajo: probabilidad de encontrar huracanes. Abajo: secuencia de probabilidad de encontrar tormentas tropicales desde el D+0 hasta el D+9. ECMWF 2017.

27.7.4 Estructuras tropicales

En el sitio web del ECMWF puede verse un apartado dedicado a la actividad de (a veces potenciales) ciclones tropicales. Se muestran, por un lado, mapas de probabilidad de impacto de ciclón o *strike probability*, basados en el número de miembros del ECENS que pasan por cada lugar en la previsión. En particular, se calcula la probabilidad de que pasen dentro de un radio de 300 km de la localización y en una ventana de tiempo de 48 h. Incorporando esta incertidumbre, con estos mapas puede evaluarse con eficacia el riesgo en diferentes áreas. Se generan estos mapas para tres categorías diferentes: ciclón tropical (vientos superiores a 8 m/s, tormentas tropicales (17 m/s) y huracanes-tifones (32 m/s). Se dispone de mapas globales, así como de 7 subregiones de interés. Se acompaña información de verificación. Ver Figura 27.29

Como botón de muestra, en las Figuras 27.30, 27.31 y 27.32 en la página siguiente mostramos algunos mapas y gráficos previstos de la depresión extratropical Ophelia, ex huracán emigrado al NE desde los trópicos que pasó cerca de España en octubre de 2017, para comprobar la tremenda utilidad de estas herramientas de predicción probabilista.

Detección de ciclones. La identificación de ciclones en el proceso de predicción utiliza métodos objetivos computacionales [632]. El algoritmo busca un máximo de vorticidad en 850 hPa y localiza el mínimo local de presión en superficie más cercano. Se busca un núcleo cálido en la troposfera alta cerca del centro del ciclón para descartar otros fenómenos que no sean ciclones tropicales. Cuando se localiza un candidato en el proceso, se comprueba su continuidad en alcances sucesivos y se asigna una categoría de ciclón, tormenta o huracán, según los umbrales típicos de la escala Saffir-Simpson. Un algoritmo similar, adaptado para el Mediterráneo, se aplica en la detección temprana de *medicanes* (cap. 33 en la página 557).

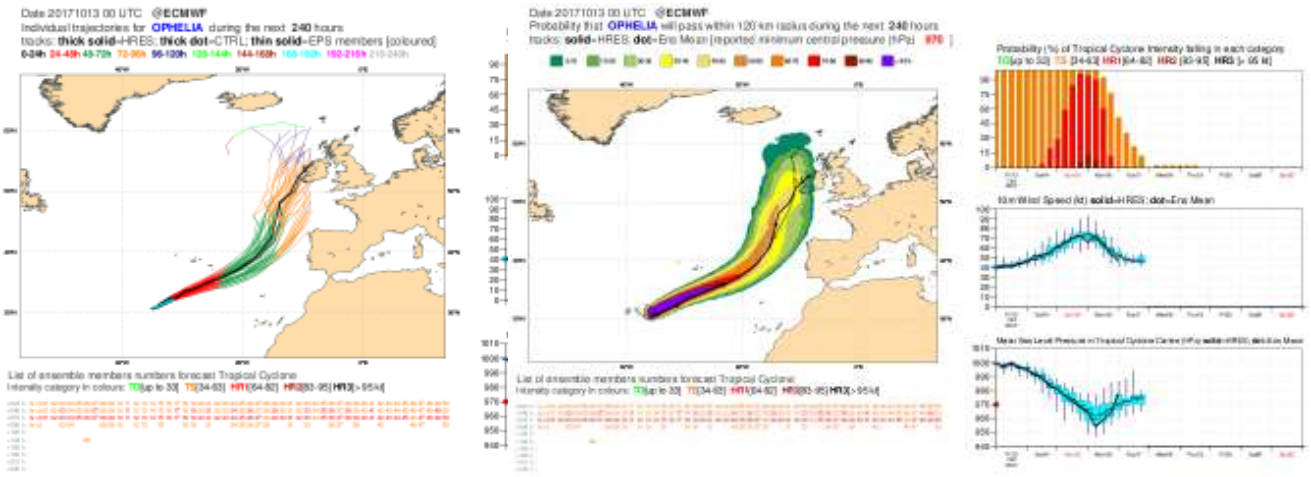


Figura 27.30: Ophelia a su paso cerca de la península ibérica. Izquierda: penachos. Derecha: probabilidades de impacto, junto con verificaciones. ECMWF 2017.

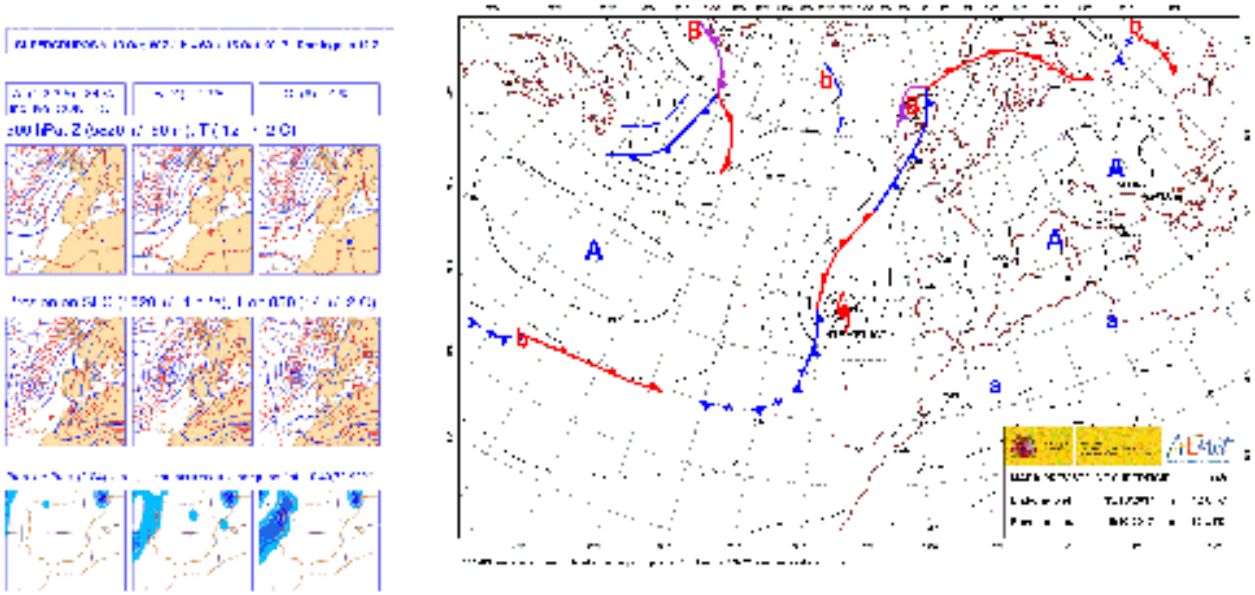


Figura 27.31: Ophelia a su paso cerca de la península ibérica. Izquierda: supergrupos para el 15-10-2017. Derecha: mapa previsto de superficie para esa misma fecha. AEMET 2017.

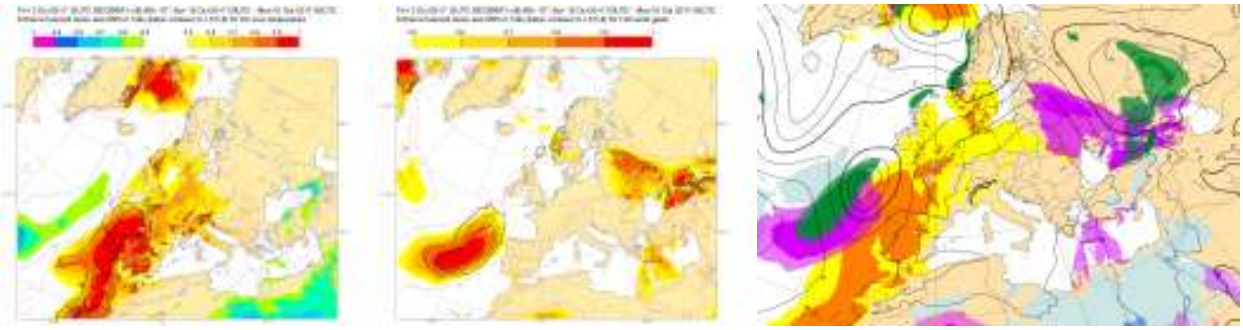


Figura 27.32: Ophelia a su paso cerca de la península ibérica, previsiones para el 15-10-2017. Izquierda: EFI de temperatura. Centro: EFI de viento. Derecha: EFI combinado. ECMWF 2017.

Figura 27.33: Punto de malla más cercano a un punto geográfico de interés de localización arbitraria. ECMWF.

27.8 Productos en localizaciones

Prácticamente todos los productos vistos hasta ahora son mapas geográficos en los que se dibujan campos, normalmente probabilistas, derivados de algún ensemble o SPC. Para dibujarlos se utiliza algún software que toma los datos originales del SPC en sus puntos de malla y se realiza alguna computación en cada punto de malla. Esa computación toma los N valores correspondientes a N miembros en ese punto de malla. Ahora vamos algo más allá. Cuando nos interesa descender a la meteorología del punto geográfico, e. g. la famosa predicción de AEMET *por localidades*, aparece una problemática previa, dado que el punto de interés no tiene por qué coincidir con algún punto de malla del SPC, sino que suele estar en el espacio intermedio entre cuatro puntos de malla (Figura 27.33).

¿Cómo obtenemos, en esos casos, los N valores previstos correspondientes al SPC en ese punto geográfico, habiendo una distancia hasta los puntos de malla? La técnica se llama *interpolación*. Esta técnica consiste en asumir que la variación espacial es, bien lineal, o bien una función conocida y calcular el valor o valores en el punto intermedio de interés. La interpolación tiene su propias dificultades:

La interpolación horizontal, en sí misma, puede dar valores meteorológicamente poco representativos si el punto de interés es de tierra y los puntos de malla más cercanos son de mar. Para ello deben seleccionarse puntos cercanos afines, si los hay.

La interpolación vertical es aún más delicada. El punto de interés tendrá a veces una altitud bien diferente de la de los puntos de malla circundantes. La variabilidad vertical de los parámetros meteorológicos es mucho mayor que la horizontal (sec. 6.3 en la página 83), de modo que una interpolación con resultados realistas debe hacer una corrección de los parámetros en la vertical, sobre todo de la temperatura, que es de los más sensibles. En el ejemplo dado, el punto de malla más cercano a Trevélez está 8 km al ESE. Al ser zona de montaña, con relieves muy acusados, la interpolación puede dar a menudo resultados poco realistas.

La orografía del modelo o del SPC puede diferir significativamente de la altitud física de la localización. El impacto de esta diferencia se corrige para la temperatura, ajustando 6.5 ºC cada 1000 m, gradiente estándar de la Organización de Aviación Civil Internacional (OACI). En los productos se especifican las altitudes, tanto física como del modelo. En el caso de situaciones de inversión térmica, típicas en patrones anticiclónicos, las predicciones locales de temperatura deben tomarse con extrema precaución.

En esta línea, el aumento de resolución es beneficioso. El ECENS de 2017 ofrece sus salidas a una resolución horizontal de unos 18 km en nuestras latitudes, mientras que la versión anterior lo hacía a 32 km. Por su lado, ECHRES ha aumentado de 16 km a 9 km. En versiones aún anteriores, en la isla de Tenerife el Pico del Teide (3 718 m) quedaba circundado por cuatro puntos de malla marinos relativamente cercanos, por lo que era imposible obtener interpolaciones realistas. En los algoritmos actuales (2017), para la generación de cada producto local se consideran, en principio, los cuatro puntos de malla más cercanos a la localización específica. Para variables atmosféricas y, si estamos en tierra, de los cuatro puntos de malla circundantes se selecciona únicamente el punto de malla terrestre más cercano o, si sólo hay puntos marinos disponibles, entonces se toma el más cercano y se avisa de la contingencia en el título del producto. Por otro lado, para el oleaje tendríamos algo similar pero con puntos marinos aunque, si no hay puntos marinos circundantes, entonces el oleaje no se dibuja.

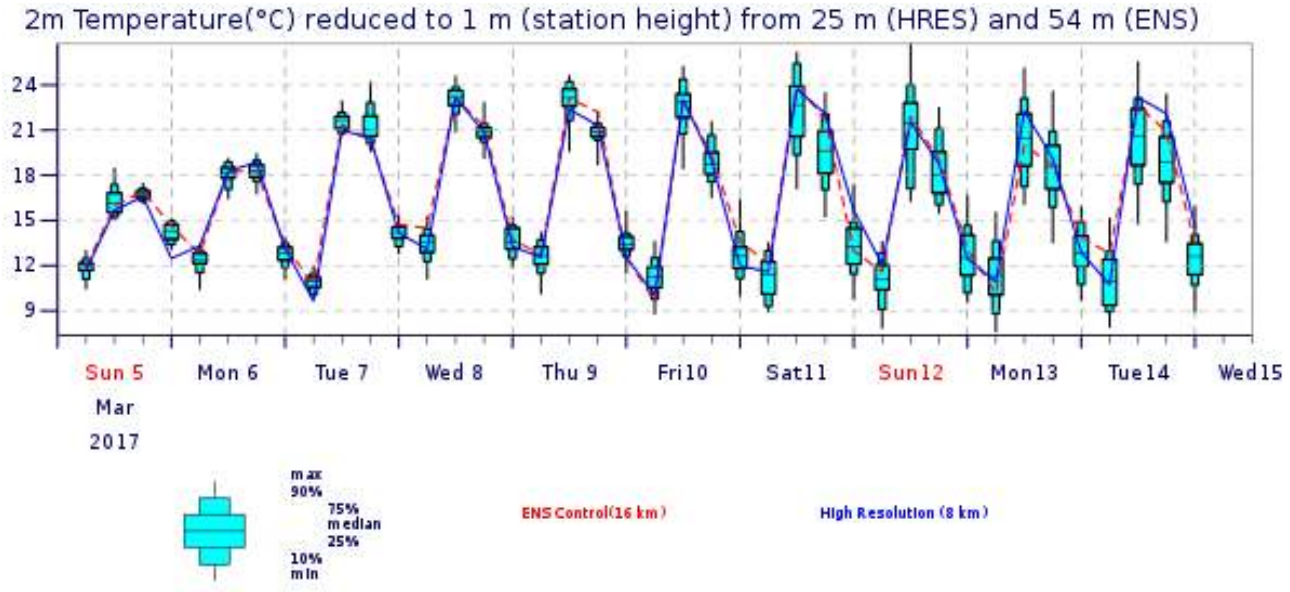


Figura 27.34: Box-plots de temperatura cada 6 horas para Huelva. ECMWF 2017.

27.8.1 EPSgramas

Los EPSgramas o meteogramas de SPC (mantendremos el término EPSgramas a lo largo del libro, por consistencia con la bibliografía más extendida) muestran información probabilista de la predicción para un cierto tiempo de una o varias variables meteorológicas en una localización específica. Son una extensión natural de los meteogramas tradicionales, pero construidos con información de los SPC. Los meteogramas tradicionales son gráficos en los que en el eje X se representan los días, con sus horas y en el eje X se representa una variable meteorológica, que puede ser el viento, la temperatura, la humedad, etc. Los meteogramas tradicionales pueden mostrar la evolución en el tiempo de una variable meteorológica observada, o bien la previsión en el alcance de la predicción (tiempo futuro) de una variable meteorológica prevista. En el sitio web del ECMWF pueden encontrarse EPSgramas de varios tipos: de 10 días, de 10 días con oleaje, de 15 días, de 15 días con climatología, así como EPSgramas de EFI o de CDF (sec. 13.6.12 en la página 196 y sec. 27.7 en la página 425). Quizá los EPSgramas sean más populares para los usuarios finales que para la predicción operativa, aunque deben utilizarse con precaución.

Ingredientes generales. Los EPSgramas, al tener que incluir información de una SPC y no de un sólo modelo, son más complejos que los meteogramas tradicionales. Es decir, los EPSgramas representan información probabilista. La Figura 27.34 muestra un primer ejemplo sencillo de un EPSgrama de una sola variable, la temperatura, con predicción probabilista para 10 días vista. Los ingredientes esenciales del EPSgrama son:

Título: variable meteorológica, en este caso temperatura a 2 m reducida a la altitud de la localización (extraída de una topografía global denominada GTOPO30 con 30 segundos de arco de resolución `https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30`) desde la altitud del modelo.

Eje X: 10 días divididos en intervalos de 6 h, por lo que hay cuatro muescas por día, correspondientes a las 00, 06, 12 y 18 UTC. Además de los días, se muestra debajo el mes y el año.

Eje Y: variable meteorológica, temperatura en este caso, por lo que en este caso en el eje está graduado en grados centígrados.

Curva azul: modelo determinista ECHRES (sec. 19.2 en la página 297). Al ser un solo modelo, la predicción es un solo valor y su evolución en el tiempo es una curva, que toma un valor distinto cada 6 h. La resolución horizontal se indica entre paréntesis, 9 km u 8 km, según los casos.

Curva roja: miembro de control del ECENS (sec. 19.3 en la página 299). Al ser un solo modelo, el de control, la predicción es un solo valor y su evolución en el tiempo es una curva, que toma un valor distinto cada 6 h. La resolución horizontal se indica entre paréntesis, 18 km o 16 km, según los casos.

Box-plots: miembros perturbados (50) del ECENS (sec. 19.3 en la página 299). Al ser 50 modelos,

la predicción es probabilista y su evolución en el tiempo se representa mediante box-plots, uno cada 6 h. Cada box-plot muestra de manera sintética la distribución de los 50 valores previstos: mediana, rango intercuartílico o IQR, 10-90 y min-max [662].

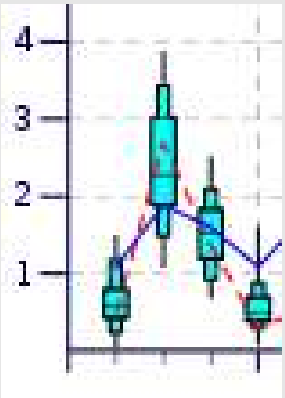


Figura 27.35: Cuatro box-plots consecutivos en el tiempo, uno cada seis horas. Cada box-plot muestra el IQR (caja central), la mediana (línea horizontal en su interior), el rango p10-p90 (cajas menores), el mínimo (línea vertical inferior) y el máximo (línea vertical superior). ECMWF 2017.

Box-plots o diagramas de caja. Los box-plots [662] ofrecen una representación sencilla, sintética y visual de una distribución de números, en términos matemáticos una PDF discreta. Hay diversos tipos de box-plots y, aunque nos centraremos en los que se muestran en el ECMWF, el lector interesado no tendrá problema en extrapolar las ideas para la gran variedad de EPSgramas en los diversos portales meteorológicos en Internet. El box-plot consta de una caja rectangular principal cuyo borde inferior es el percentil 25 de la distribución, el borde superior es el percentil 75 y una línea horizontal interior marca la mediana o percentil 50. Las líneas verticales inferior y superior tienen unos extremos que marcan el mínimo y el máximo respectivamente. Además, pueden incluirse dos pequeñas subcajitas, inferior y superior, que marcarían los percentiles 10 y 90 respectivamente. En la Figura 27.35 podemos ver los cuatro box-plots correspondientes a un día.

Epsgrama de 10 días. Las cuatro variables de tiempo sensible presentes en los EPSgramas usuales se distinguen con claridad. Como ejemplo de EPSgrama completo para ilustrar las diferencias y aspectos, la Figura 27.36 muestra un EPSgrama completo de 10 días para Huelva. La localización de Huelva es, aproximadamente, 37.26 °N 6.95 °W. El punto de malla más cercano del ECENS está localizado en 37.18°N 7.11°W, 16 km al suroeste de Huelva, en pleno océano.

Nubosidad. El valor mostrado es el valor instantáneo previsto para esa hora, medido en *octas*, fracciones múltiplo de 1/8 de cielo cubierto de nubes. Es la variable que con más dificultad resuelven los modelos y SPC y la que más dispersión presenta, con diferencia. A menudo puede observarse un box-plot de nubosidad que abarca todo el rango desde cielo despejado hasta cielo cubierto. Todo un reto para un predictor.

Precipitación. Se muestra la precipitación acumulada, en mm, en las 6 h precedentes a la hora marcada. Cuando hay valores muy altos en algún día, estos valores se indican con números pequeños, pues los box-plot se salen mucho de la escala. Matemáticamente hablando, la precipitación es definida positiva: sólo presenta valores positivos y por tanto en el EPSgrama su eje Y siempre va desde cero hasta algún otro valor. Para cada marca horaria (00, 06, 12, 18 UTC) la distribución de valores previstos de precipitación del SPC tiene casi siempre un valor mínimo de cero, su percentil 25 también puede ser cero, o, más allá, los percentiles 50 (mediana), 75 o, incluso, el máximo de la distribución pueden ser cero. Por tanto, el box-plot suele tocar fondo, está apoyado en el eje X y, a menudo, colapsa en el eje X. Aunque ésto no siempre es así.

Viento. Se presenta el valor instantáneo previsto para la hora marcada medido en m/s (1 m/s son 3.6 km/h). Presenta un ciclo diurno no tan marcado como el de la temperatura, pero sí claramente influido por factores climatológicos: en lugares con reǵimen de brisas y, en ausencia de perturbaciones sinópticas tales como borrascas, la brisa de mar, o virazón, suele ser tener más intensidad que la de tierra o terral y marca sus intensidades máximas en horas centrales del día.

Temperatura. Se presenta el valor instantáneo previsto para la hora marcada medido en ºC. Presenta, como se ha explicado previamente, un ciclo diurno y un ciclo estacional bastante claros, así como mayor dispersión durante el día que durante la noche.

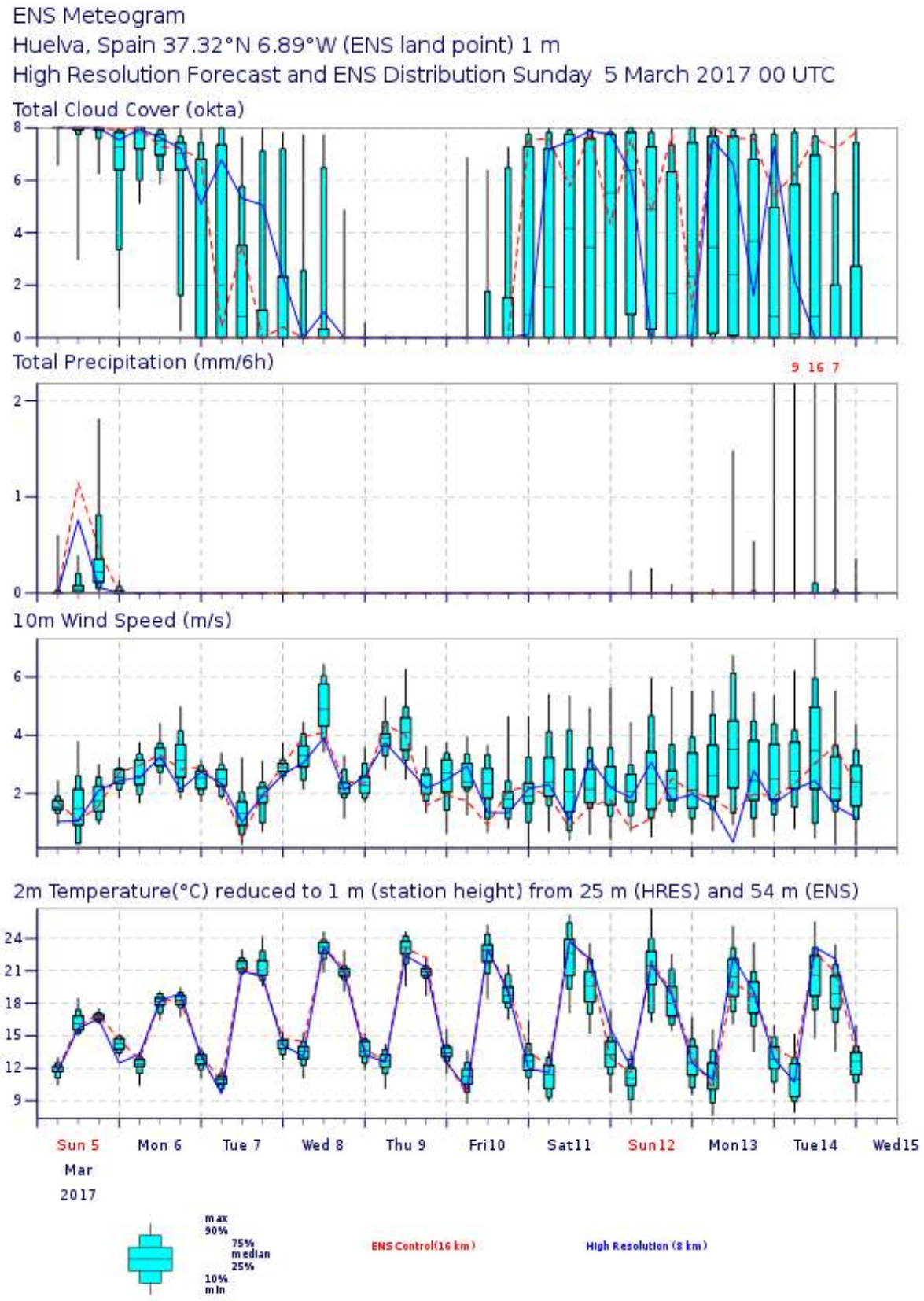


Figura 27.36: Epsgrama de 10 días para Huelva (ver texto). ECMWF 2017.

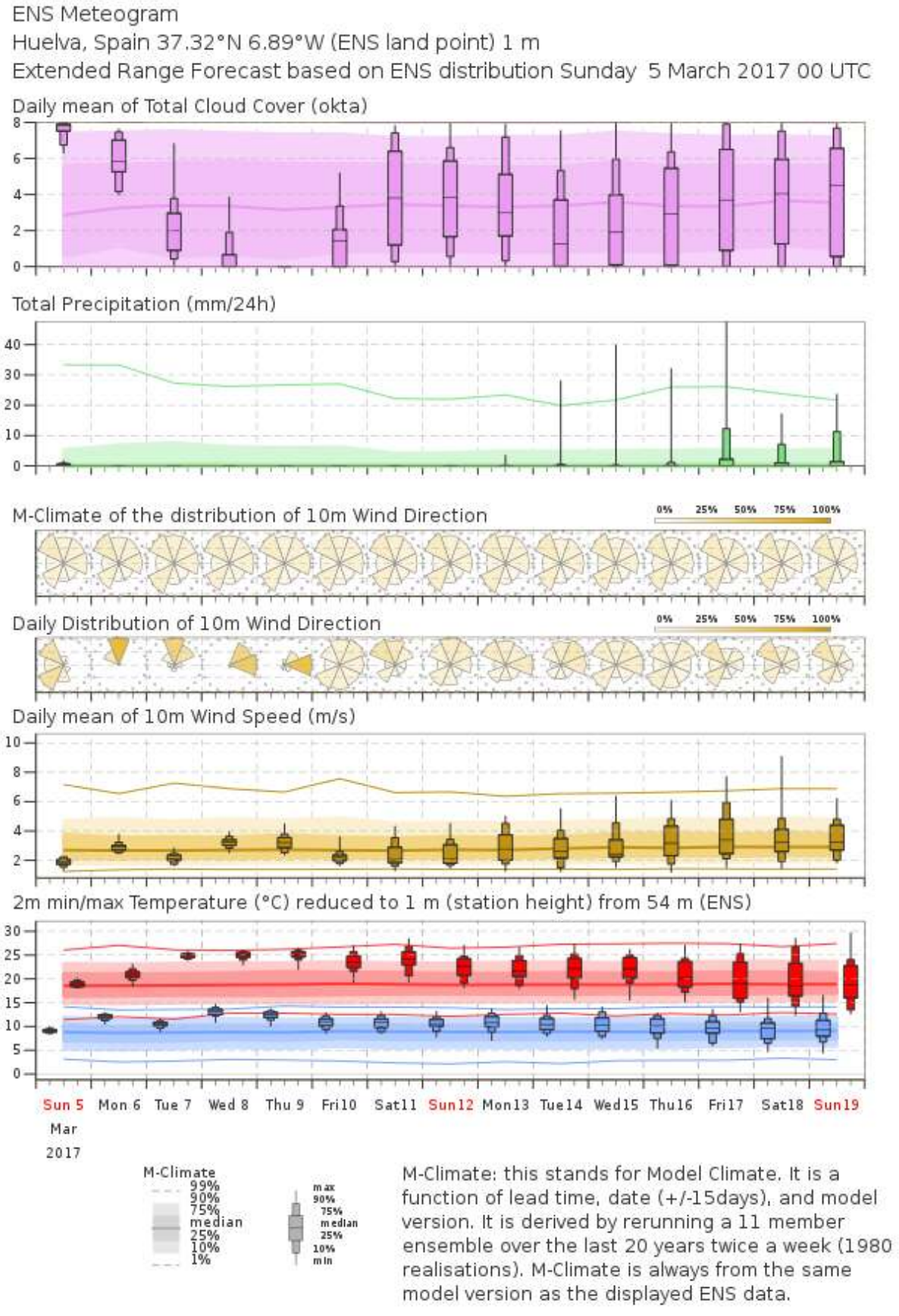


Figura 27.37: Epsgrama de 15 días con clima para Huelva (ver texto). ECMWF 2017.

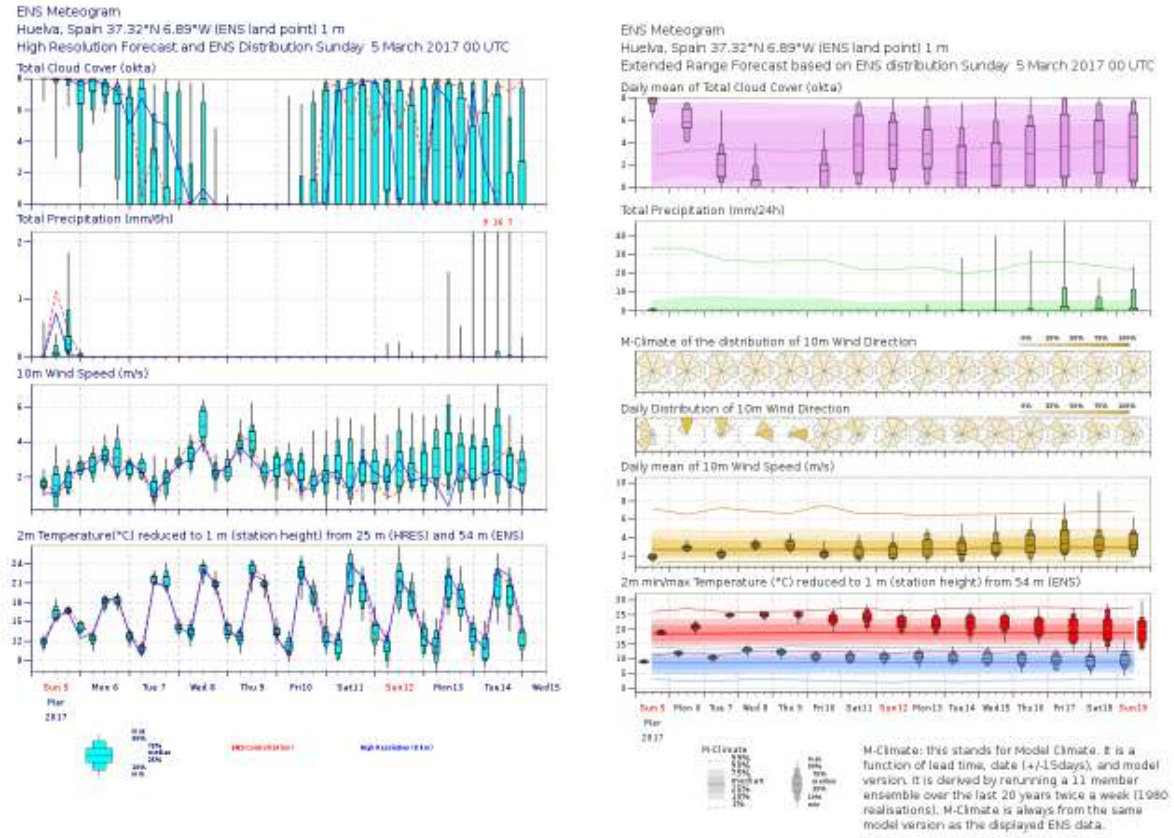


Figura 27.38: Epsgramas para Huelva, 10 días y 15 días con clima. ECMWF 2017.

Epsgramas de de 15 días y de 15 días con clima. La Figura 27.37 muestra un EPSgramas de 15 días con clima para Huelva, para contrastar con el de 10 días. Los EPSgramas de 15 días presentan diferencias con respecto a los de 10 días:

- Amplían el alcance de predicción hasta el D+15.
- Muestran las cuatro variables antes mencionadas de tiempo sensible y añaden la dirección del viento.
- La nubosidad que se muestra es la media diaria (media de los valores en 00, 06, 12 y 18 UTC).
- La precipitación es acumulada en 24 h.
- La dirección del viento es la distribución diaria repartida en octantes (N, NE, E, SE, S, SO, O, NO). El área relativa de cada octante es proporcional a la probabilidad de esa dirección de viento. Cada día se reescala de acuerdo al octante más poblado, por tanto cada día tiene una escala diferente.
- La velocidad del viento son valores medios diarios.
- La temperatura se descompone en dos partes en la misma gráfica: temperatura máxima en rojo y temperatura mínima en azul, en ºC.

Los EPSgramas con clima, además, añaden para cada gráfica unas áreas sombreadas que representan la climatología del ECENS de los últimos 20 años (sección 27.7.1 en la página 425), proveen así de información de normalidad climatológica, que permite estimar si los valores previstos son normales, superiores o inferiores a lo normal, además de poder inferir cuán significativa sería la diferencia. La línea gruesa central es la mediana, mientras que las líneas finas inferior y superior son los percentiles 1 y 99 respectivamente (es más útil que pintar los valores mínimo y máximo que a veces son muy extremos). La sombra más oscura es el IQR y la sombra más clara es el intervalo entre percentiles 10 y 90.

Aspectos importantes. En todo EPSgrama deben resaltarse los siguientes aspectos, potencialmente útiles para el proceso de predicción:

Interpolaciones. Todos los valores previstos representados, ECHRES, control y box-plot, son interpolaciones espaciales desde los puntos de malla hasta la localización en cuestión, por lo que deben tenerse en cuenta las limitaciones descritas en 27.8. Nótese que, en el título del EPSgrama se indica la altitud de la localización, la altitud del ECHRES y la altitud del ECENS para tener en cuenta este aspecto.

Dispersión creciente con el alcance de predicción. La dispersión de las variables atmosféricas crece de forma natural con el alcance de la predicción (sec. 13.6.5 en la página 189 y sec. 27.5.1 en la página 418). Esto se refleja, como no podía ser de otra manera, en el EPSgrama. La dispersión está relacionada con el tamaño del box-plot, de su IQR, de su 10-90 y de su min-max. Podemos comprobar en el ejemplo que el tamaño de los box-plot crece gradualmente con el alcance de la predicción. No siempre la dispersión crece: en ocasiones un día con atmósfera estable sucede a otro día más complejo y, en esos casos, la dispersión puede decrecer. Se trata de una pauta general que tiene que ver con la predecibilidad: a más dispersión, menos predecibilidad y, aunque en general la dispersión crece con el alcance de la predicción, cuando no es así tenemos muchas pistas sobre el aumento de predecibilidad de un día para otro.

Dependencia estacional y horaria de la dispersión. En el EPSgrama de la Figura 27.34 podemos ver cómo la dispersión correspondiente a las 00 y 06 UTC es, en general, inferior a la de las 12 y las 18 UTC. Se trata de otra pauta general que revela aspectos meteorológicos en el EPSgrama: la temperatura a 2 m es más predecible durante la noche en condiciones de atmósfera relativamente estable. Durante el día, el calentamiento solar induce actividad convectiva, más inestabilidad, temperaturas más altas, etc. Por otro lado, también pueden observarse pautas estacionales en la dispersión, aunque más complejas pues tienen también que ver con el paso de perturbaciones.

Ciclos diurno y anual. Variables como la temperatura a 2 m muestran en el EPSgrama un ciclo diurno muy claro en el que las temperaturas, en general, son más bajas durante las horas nocturnas, en los entornos de 00 y 06 UTC. La temperatura mínima suele alcanzarse *circa* las 06 UTC y la máxima entre las 12 UTC y las 18 UTC. Así mismo muestran el ciclo anual, con temperaturas más altas en verano y primavera.

Factores del clima. los condicionamientos climatológicos ambientales correspondientes a la localización en cuestión son decisivos a la hora de entender el EPSgrama: altitud, continentalidad, orientación de las laderas, etc. Por ejemplo, en un lugar costero (e. g. A Coruña) la oscilación térmica es suave en comparación con un emplazamiento continental (e. g. Granada); también puede haber diferencias entre un ambiente marino atlántico y uno mediterráneo (e. g. Tarragona). La Figura 27.39 ilustra este ejemplo.

Naturaleza de la variable. Cada variable meteorológica tiene su naturaleza propia: variabilidad, ciclos, dispersión, etc., que se analizan en otro apartado.

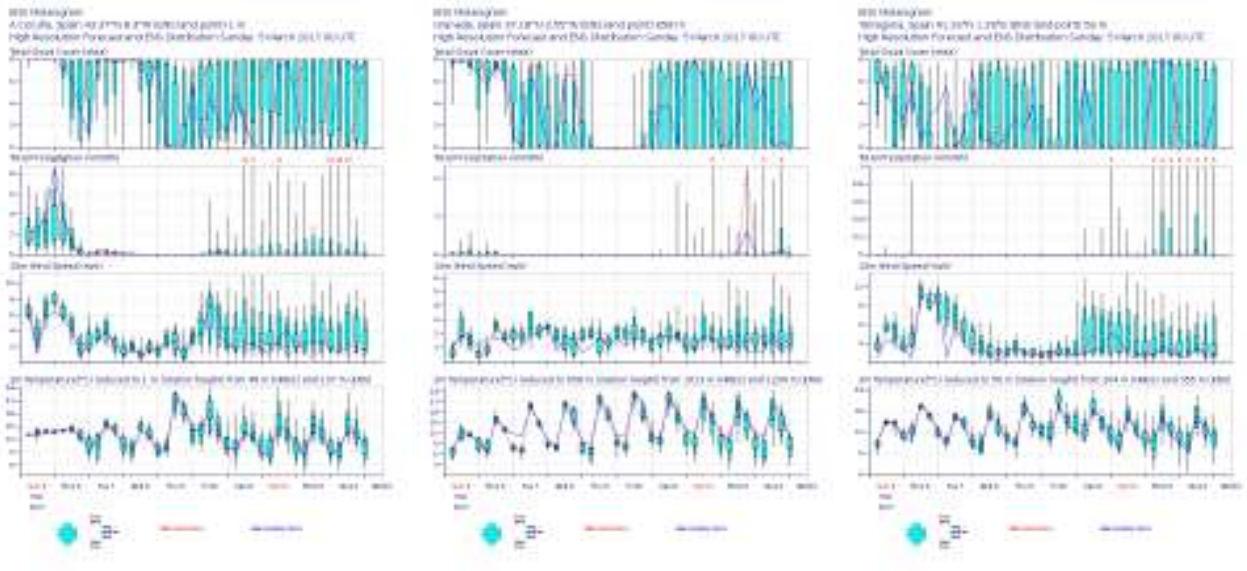


Figura 27.39: Epsgramas para A Coruña, Granada y Tarragona. ECMWF 2017.

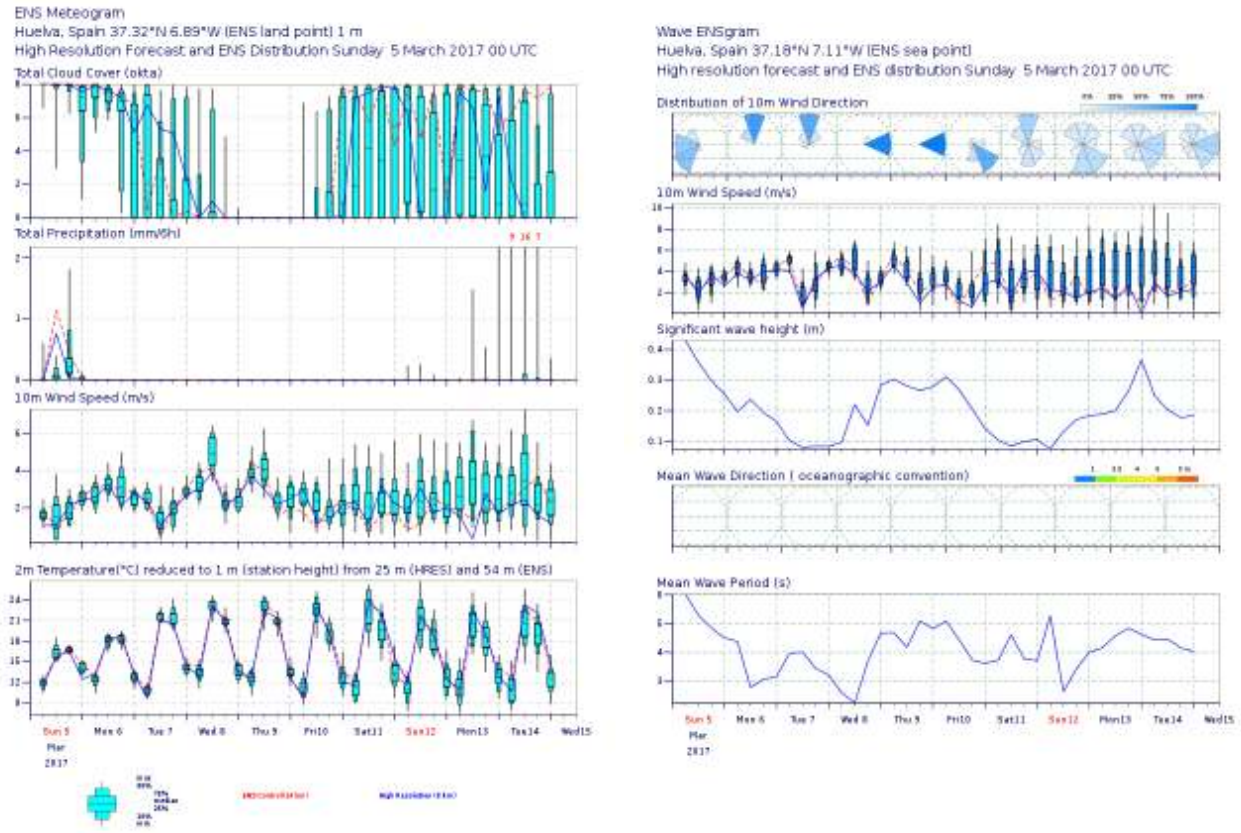


Figura 27.40: Epsgramas para Huelva: 10 días y oleaje. ECMWF 2017.

Epsgramas de 10 días de oleaje. También llamados ola-gramas (wave-grams) muestran variables de oleaje basadas en los WAM ENS y WAM HRES del ECMWF, con resoluciones de unos 28 km y unos 14 km respectivamente (2017), así como dirección y velocidad del viento basadas en el ECENS, a unos 18 km de resolución. Las variable específicas de oleaje son:

Altura significativa de ola. Se muestra el valor previsto para la hora marcada, estimado a partir del momento de orden cero del espectro de frecuencia del oleaje, representando la altura media del tercil superior del oleaje.

Dirección media de ola. Promedio pesado de la dirección de propagación en el espectro de oleaje, con notación oceanográfica, es decir, hacia dónde van las olas y no de dónde vienen, como es el caso del viento. La rosa se construye similarmente a la de viento, pero los colores denotan *altura significativa* de ola.

Periodo medio de ola. Derivado del momento de orden -1 del espectro de frecuencia del oleaje, medido en segundos. Se denomina a veces periodo de energía pues da más peso al mar de fondo de baja frecuencia, rico en energía, que al oleaje de más alta frecuencia.

27.8.2 Penachos (en extinción)

Los penachos son la representación gráfica de algunas variables meteorológicas, normalmente de tiempo sensible, en función del rango de predicción para un punto geográfico determinado. En cierto sentido, son una evolución natural de los clásicos meteogramas, incluyendo toda la avalancha de información que proporciona un SPC.

En una localización geográfica determinada dispondremos normalmente de N predicciones de una variable meteorológica como la temperatura, la precipitación, el viento, etc. Estos N valores, como ya se ha descrito (sec. 27.8 en la página 430) suelen calcularse a partir de los puntos de malla más cercanos, mediante interpolación horizontal y, en el mejor de los casos, teniendo en cuenta la variabilidad con la altitud. Esas N predicciones, correspondientes a N miembros de un SPC, evolucionarán con el alcance de la predicción, de modo que si dibujamos una curva de evolución para cada predicción, tendremos N curvas superpuestas en el gráfico. El miembro de control, si lo hay, suele dibujarse en otro color y, si existe un modelo determinista de mayor resolución, puede añadirse su curva usualmente en otro color distinto al de los miembros y al del control. Igual que en los sellos, para interpretar los penachos hay que considerar gran cantidad de información, y ahí está la dificultad para el predictor. Para localidades específicas y variables meteorológicas de especial interés, pueden servir para profundizar algunos aspectos de la predicción.

El ECMWF muestra productos de penachos para ciudades seleccionadas, con la evolución para 10 días de 3 variables meteorológicas: temperatura en 850 hPa, precipitación acumulada en las 6 horas previas a la marcada y altitud geopotencial en 500 hPa. Las curvas muestran la evolución de ECHRES y del miembro de control del ECENS, mientras que los penachos representan el conjunto de 50 miembros perturbados del ECENS. Las áreas sombreadas, para temperatura y altitud geopotencial solamente indican la probabilidad de que el valor caiga dentro de un cierto rango de valores. Por ejemplo, para la temperatura en 850 hPa la sombra verde claro informa de que la probabilidad de tener una temperatura entre +0.5 ºC y -0.5 ºC del valor indicado está entre 0.5 y 10 %.

Los penachos ofrecen información sobre la incertidumbre en términos de tendencias generales proyectadas en la localización de interés. Las N curvas forman una nube de posibles valores que, a menudo, no necesitamos con detalle, sino más bien los rasgos generales. Normalmente esa nube de valores, para cada variable, se ensanchará con el aumento del alcance de predicción, correspondiendo a un aumento natural de la dispersión, indicando una disminución de la predecibilidad de la atmósfera para ese punto y rango de predicción.

Si bien esa es la tendencia usual, nada impide que la nube de puntos se estreche de un alcance de predicción al siguiente; es decir, la dispersión puede disminuir si el ambiente meteorológico favorece una disminución de incertidumbre y por ende un aumento de predecibilidad.

El ECMWF no tiene entre sus planes seguir adelante con este producto.

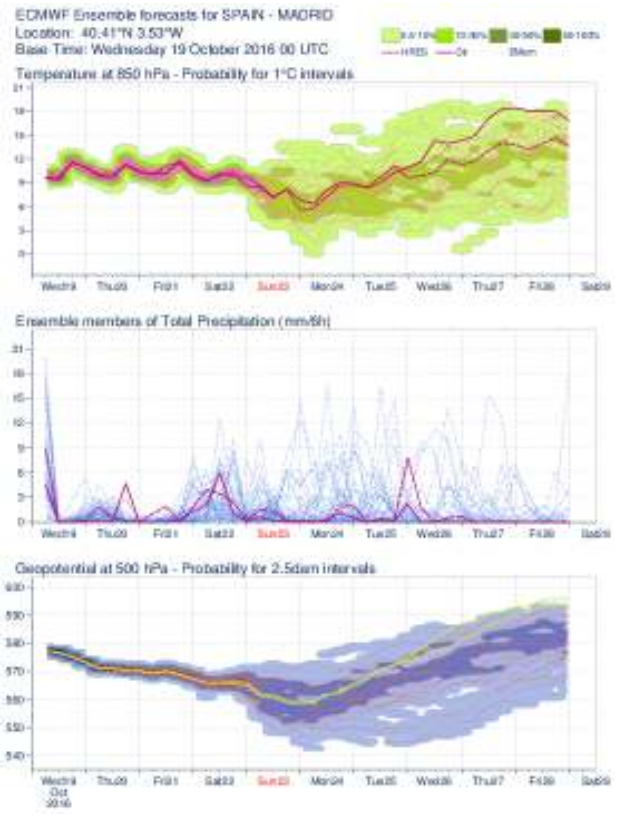


Figura 27.41: Penachos de temperatura, precipitación y geopotencial para un rango de 10 días vista. ECMWF 2017

27.9 Productos experimentales

Los productos existentes disponibles para la predicción operativa surgen de un complejo proceso, en el que se combinan la necesidad, la imaginación y el propio proceso evolutivo de la predicción operativa a medida que va asimilando en su concepción y en sus procedimientos la naturaleza probabilista. Los productos suelen pasar por una fase experimental en la que se va viendo su utilidad, interpretación, consistencia, etc. Un ejemplo de productos en fase experimental son aquellos que buscan de forma objetiva características atmosféricas y las plasman en mapas meteorológicos, denominados genéricamente *productos orientados a carcaterísticas* (*feature oriented products*). Dentro de esa familia de productos, un ejemplo específico son los *mapas de frentes*, que dibujan en un mapa frentes (fríos, cálidos, oclusiones, etc.) y otras zonas con alto gradiente térmico. Cuando se aplica esta técnica con SPC, tendremos «*espaguetis de frentes*», como podemos observar en la Figura 27.42. A medida que avanza el alcance de predicción, los frentes se van desdibujando y puede parecer una auténtica explosión en una fábrica de espaguetis. Podemos observar un frente pasando por el noroeste de la península ibérica en los mapas de la cuarta fila de la figura.

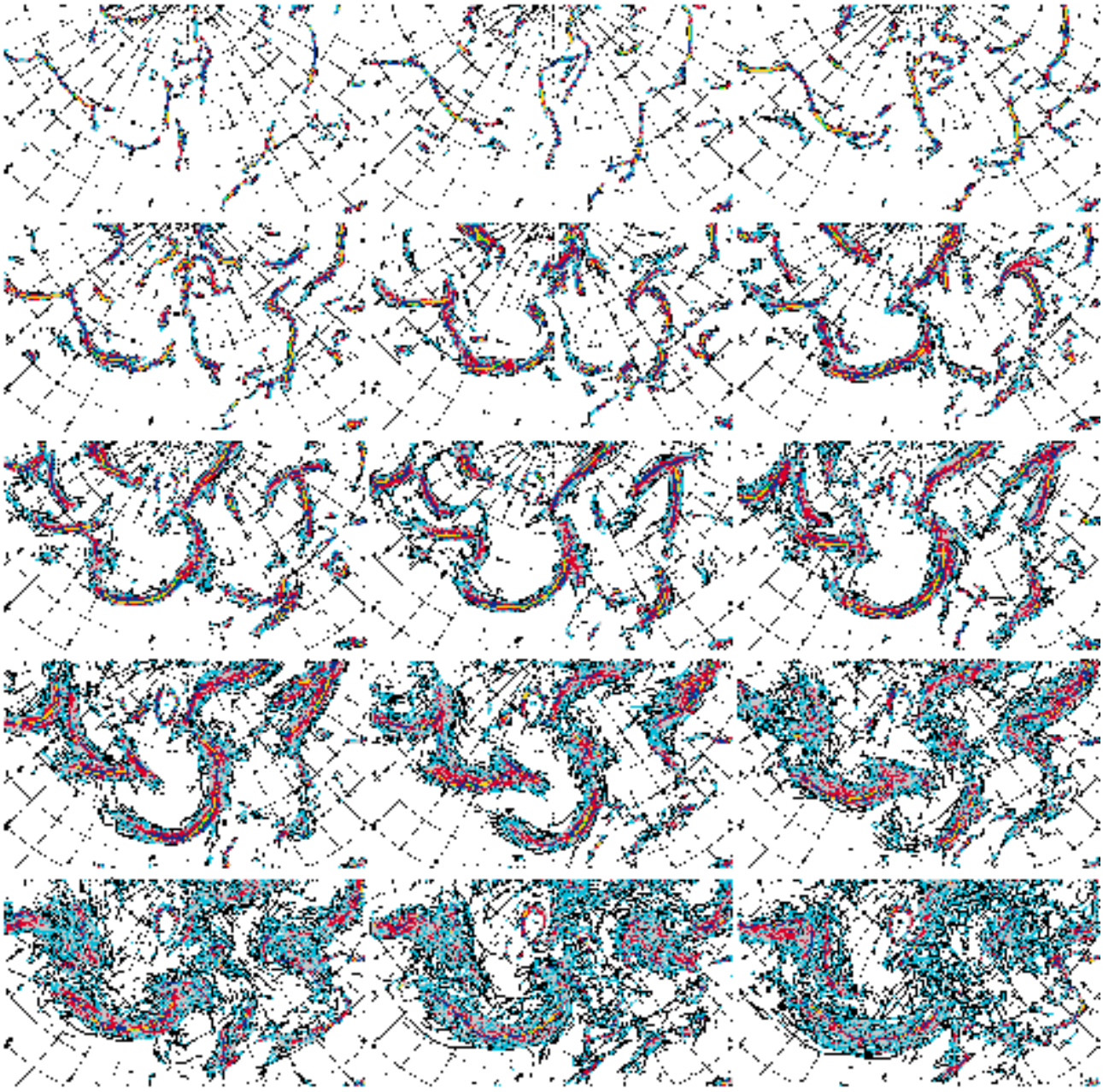


Figura 27.42: Espaguetis de frentes, producto experimental en 2017 (ver texto). ECMWF 2017.

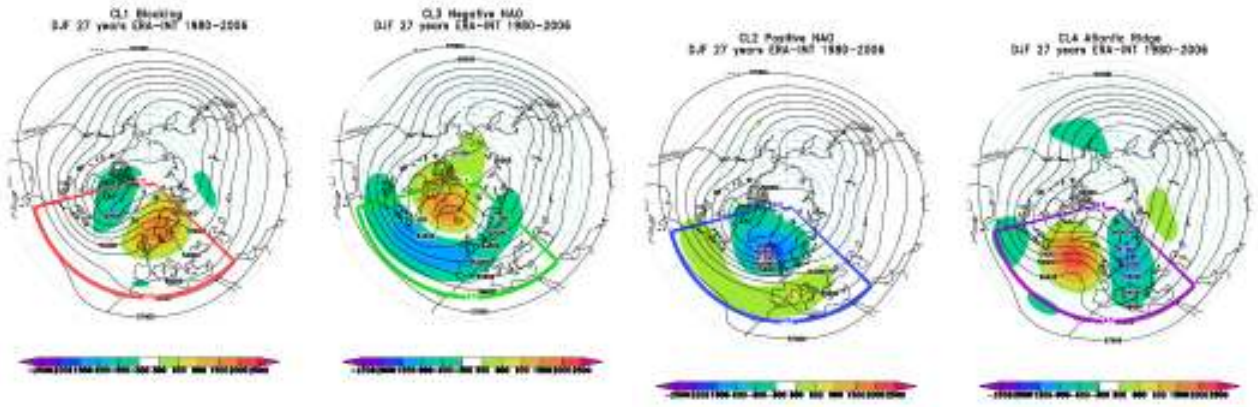


Figura 27.43: Predecibilidad dependiente del flujo (ver texto), ECMWF.

27.10 Predicción de la predecibilidad: predecibilidad dependiente del flujo

Tanto en el capítulo de predecibilidad (cap. 12 en la página 163) como en el de sistemas de predicción por conjuntos (cap. 13 en la página 173) o en este mismo capítulo se intenta enfatizar la idea de que la predecibilidad depende de la situación atmosférica: *predecibilidad dependiente del flujo*. Los SPC intentan muestrear convenientemente las diversas incertidumbres asociadas a la atmośfera y, de este modo, la dispersión que presente la PDF del SPC correspondiente ofrecerá una información cuantitativa, detallada y explícita de incertidumbre atmosférica y, por ende, de predecibilidad. Los sistemas de predicción modernos tienden a incorporar la información sobre predecibilidad de modo natural en las predicciones. En los boletines meteorológicos que AEMET proporciona a los medios de comunicación e Internet, en los portales web de información meteorológica, etc., se implanta poco a poco la información sobre predecibilidad complementaria a la propia predicción, de tal modo que podemos hablar, a día de hoy, de predecir la predecibilidad. Indirectamente, predecir la predecibilidad es predecir el riesgo potencial de fenómenos adversos. El ECMWF, en el apartado de clustering (agrupamiento) en su sitio web, ya incorpora agrupaciones de situaciones atmosféricas y su atribución a uno de cuatro regímenes atlánticos predefinidos.

27.11 Valor de los SPC

En el capítulo de verificación (cap. 15 en la página 213) se presenta con detalle una medida llamada *valor relativo* de un sistema predictivo que permite medir, en términos relativos, el valor del uso de un sistema predictivo particular con respecto a otro de referencia que puede ser, por ejemplo, la climatología (sec. 15.10 en la página 240). Mediante esta medida se ha podido comprobar, sistemáticamente, que la predicción probabilista resulta enormemente rentable. A la hora de tomar decisiones, ofrecer un rendimiento favorable a la larga, asesorar convenientemente al usuario, etc., la predicción probabilista es un serio candidato como sistema de predicción, no en vano el ECMWF lo pone en lugar preferente en su estrategia 2016-2025 (sec. 19.4 en la página 303). Una buena parte de la sociedad ofrece una resistencia natural a la información dada en términos de probabilidades. Poco a poco estas resistencias irán bajando.

27.11.1 ¿Pueden usarse los SPC sin probabilidades?

Los SPC son intrínsecamente probabilistas y el mejor modo de sacar un rendimiento óptimo de los mismos es como tales sistemas probabilistas. Cualquier intento de utilización determinista sería, en el mejor de los casos, una simplificación que haría perder valor a la información, cuando no una degradación de la misma o algo peor. Por ejemplo, el promedio del SPC no es necesariamente una atmósfera plausible (sec. 13.6.3 en la página 186), aunque estadísticamente obtenga buenas medidas de calidad (sec. 15.7 en la página 227). En los albores de los SPC, un sector profesional de la meteorología, ante la gran cantidad inabordable de información de los mismos, proponía «hacer la media y ya está».

Los box-plot, las barras de error o incertidumbre en las gráficas, los penachos, etc. son una manera sencilla de acercarse a la probabilidad. Las barras de error se

definen usualmente por estimaciones de probabilidad dadas (e. g. intervalos del 70 %).

Las probabilidades, en principio, pueden ser un puente entre predictor y usuario de la predicción. Diferentes aplicaciones tendrán diferente sensibilidad a las falsas alarmas o a la tasa de aciertos. Los SPC facilitan al predictor una *modulación* que él puede añadir subjetivamente en la predicción, transformando las probabilidades brutas en terminología común. Por ejemplo: posibles nieblas (probabilidad entre 10 y 40 %), probables nieblas (40-70 %), muy probables (70-90 %), nieblas (90-100 %).

27.11.2 ¿Qué es realmente nuevo?

Antes de la llegada delos SPC los profesionales de la predicción elaboraban de alguna forma un contraste de predecibilidad. Sobre todo en situaciones delicadas, se miraba más de un modelo, se evaluaba la consistencia entre pasadas sucesivas del modelo principal, etc. Por tanto, no toda la información que brindan los SPC es realmente una novedad, al menos en parte. Los aspectos que no son realmente novedosos son:

- Los predictores, tradicionalmente, evaluaban la predecibilidad de acuerdo con su experiencia de la calidad del modelo numérico determinista, errores dependientes del flujo y de las escalas temporales y espaciales de la predicción.
- La inconsistencia de diferentes modelos deterministas se ha usado tradicionalmente como una muestra de la incertidumbre de la predicción.

Por otro lado, son realmente novedosos los siguientes aspectos:

- La dispersión (*spread*) de un SPC representa la incertidumbre de la predicción o la predecibilidad. Este tipo de información no puede extraerse fácilmente de un modelo determinista. Los SPC brindan una representación detallada, explícita y cuantitativa de la incertidumbre y, por ende, de la predecibilidad.
- Los SPC proporcionan una PDF de la predicción de la situación meteorológica, con la que pueden construirse numerosos productos de utilidades específicas para cada usuario o contingencia.
- Especialmente en situaciones de fenómenos adversos potenciales, los SPC son una herramienta mucho más útil. Al brindar numerosos escenarios, es mucho más fácil que alguno de esos escenarios pueda capturar una situación atmosférica crítica.

27.12 Conclusiones

Como herramienta para la predicción o productos para el usuario final, los SPC aportan numerosas ventajas con respecto a los modelos deterministas. Los productos de los SPC representan de forma natural el carácter probabilista de la atmósfera, que es precisamente lo que no aportan los modelos deterministas. Los SPC proporcionan una representación cuantitativa, detallada y explícita de la incertidumbre y, por ende, de la predecibilidad atmosférica. A su vez, ofrecen herramientas para evaluar la plausibilidad de potenciales fenómenos adversos y, por tanto, son herramientas importantísimas para ayudar a la toma de decisiones en la emisión de avisos meteorológicos.

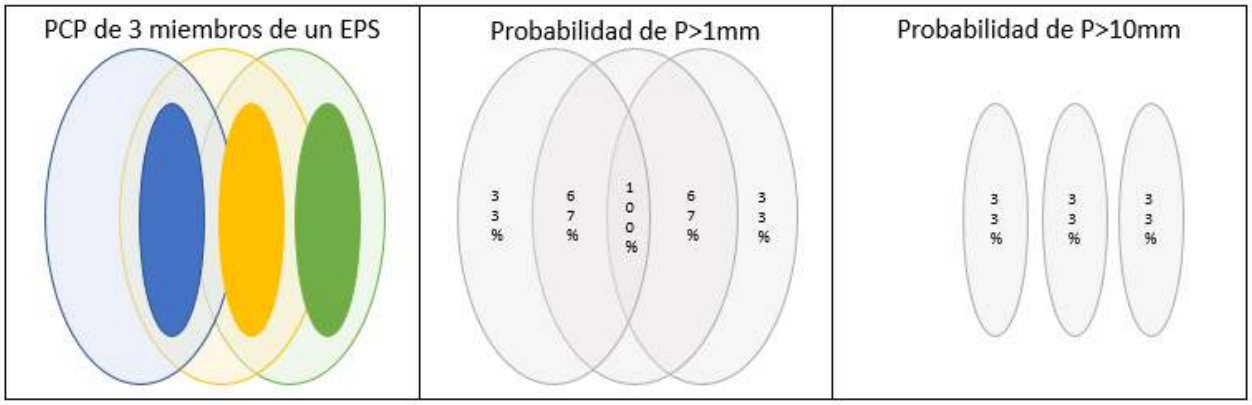


Figura 27.44: Ejercicio teórico con un SPC de tres miembros. a) Precipitación de cada uno de los miembros. Cada color representa un miembro del SPC. El área sombreada en colores claros indica las zonas donde el miembro muestra PCP > 1 mm. El área sombreada en colores intensos indica las zonas donde el miembro muestra PCP > 10 mm. b) Probabilidad de PCP > 1 mm derivada de a). c) Probabilidad de PCP > 10 mm derivada de a) (ver texto).

27.13 Anexo: Hacia un cambio de paradigma en la interpretación de la precipitación de los SPC

SERGI GONZÁLEZ HERRERO
DT en Cataluña, AEMET

En el caso de la precipitación, los SPC de resolución kilométrica plantean una problemática específica en predicción probabilista. A medida que aumenten la resolución y vayan entrando en la cadena de predicción los SPC de resolución kilométrica y *convection-permitting* (cap. 21 en la página 319), va a ser necesario aplicar un cambio de paradigma en la interpretación clásica punto a punto de malla (grid) de la precipitación (PCP). Esto será necesario especialmente en los casos donde esté envuelta la convección, casos que generalmente dejan grandes acumulaciones de precipitación en franjas espaciales y temporales estrechas.

Hagamos un pequeño ejercicio teórico para visualizarlo (Figura 27.44). Tenemos que elaborar una predicción y como herramienta para realizarla tenemos un SPC de mesoescala con sólo 3 miembros. Estos 3 miembros muestran un patrón de precipitación muy semejante, con una amplia zona que indica acumulaciones superiores a 1 mm, y dentro una zona más estrecha que indica una precipitación mayor a 10 mm. Todos los miembros muestran un patrón parecido, pero con una diferencia: este patrón no lo sitúan en el mismo lugar. En la Figura 27.44, parte (a) se muestra el ejercicio con este esquema, donde los tres miembros muestran el mismo patrón pero con una separación evidente en el eje este-oeste.

Entre los productos más usados para condensar la información del conjunto de miembros de un SPC están los mapas de probabilidad de que se supere un cierto umbral. Para ello se calcula para cada punto de malla el porcentaje de miembros del SPC que superan dicho umbral (sec. 27.6.1 en la página 422). Si lo aplicamos a nuestro ejercicio con un umbral de 1 mm obtenemos un patrón como el que se muestra en la Figura 27.44, parte (b). Ahí se muestra una zona central que indica una gran probabilidad (100 %) de que lloverá más de 1 mm, allá donde los 3 miembros del SPC se solapan. Hacia el este y el oeste esa probabilidad disminuye, dando un 67 % allá donde dos miembros se solapan y un 33 % allá donde ningún miembro se solapa con otro.

Construyamos ahora un mapa de probabilidad pero con un umbral de 10 mm. Como ninguna de las zonas de precipitación mayor a 10 mm se solapa con otras, la probabilidad máxima que obtendremos será de 1/3 (33 % aproximadamente). Esta situación se muestra en la Figura 27.44, parte (c) donde se observa que hay 3 áreas sombreadas con una probabilidad del 33 %.

Normalmente, cuando se usa un SPC no se analizan los datos de cada uno de los miembros por separado ya que en conjunto contienen demasiada información como para ser usados en la rutina operativa (sec. 27.2.1 en la página 408). Por lo tanto, si este ejercicio fuera real, no veríamos nunca la Figura 27.44, parte (a) sino que pasaríamos directamente a analizar las partes (b) y (c). Con esta información tratada de forma clásica y suponiendo que el SPC está bien calibrado, un

predictor posiblemente escribiría un pronóstico del estilo «*En una amplia zona, hay una probabilidad baja (33 %) de que se alcancen los 10 mm*». Pero, ¿es ésta la forma más acertada de decirlo?, viendo la Figura 27.44 en la página anterior, parte (a) pensaríamos que es más adecuado pronosticar que «*En alguna zona estrecha dentro del área de predicción se esperan (con un 100 % de probabilidad) más de 10 mm*».

Nótese que este comportamiento refleja de algún modo un aspecto que se describe en detalle en el capítulo dedicado a verificación (sec. 15.5 en la página 225): los modelos y SPC tienen diferentes rendimientos según las diferentes escalas espaciales en que los podemos usar y, en general, cuanto más fina la escala, más exigencia requiere y peor resultado dan los modelos, como puede verse en el caso de la Doble Penalización (sec. 15.5.2 en la página 226). A veces, cambiar de escala un modelo, por ejemplo, haciendo su resolución un poco más gruesa, puede simplificar información innecesaria y menos fiable de escala muy fina, sintetizando la información en una escala algo más gruesa y aportando así información útil al predictor.

Situaciones análogas a ésta se producen a diario en los SPC clásicos, pero a menudo pasan desapercibidas ya que como las áreas de precipitación son a menudo grandes, sus solapes son mayores y por lo tanto los errores de interpretación por desplazamiento de las zonas de precipitación entre los distintos miembros del SPC son menores. Pero a medida que la resolución de los SPC aumente y se vayan incorporando al proceso de predicción los SPC con modelos de resolución kilométrica convection-permitting, como el AEMET-γSREPS (cap. 21 en la página 319), éste problema se hará más y más evidente, en especial en situaciones de convección profunda. Estas diferencias entre miembros no se producen únicamente en el patrón espacial, sino que también pueden producirse diferencias temporales.

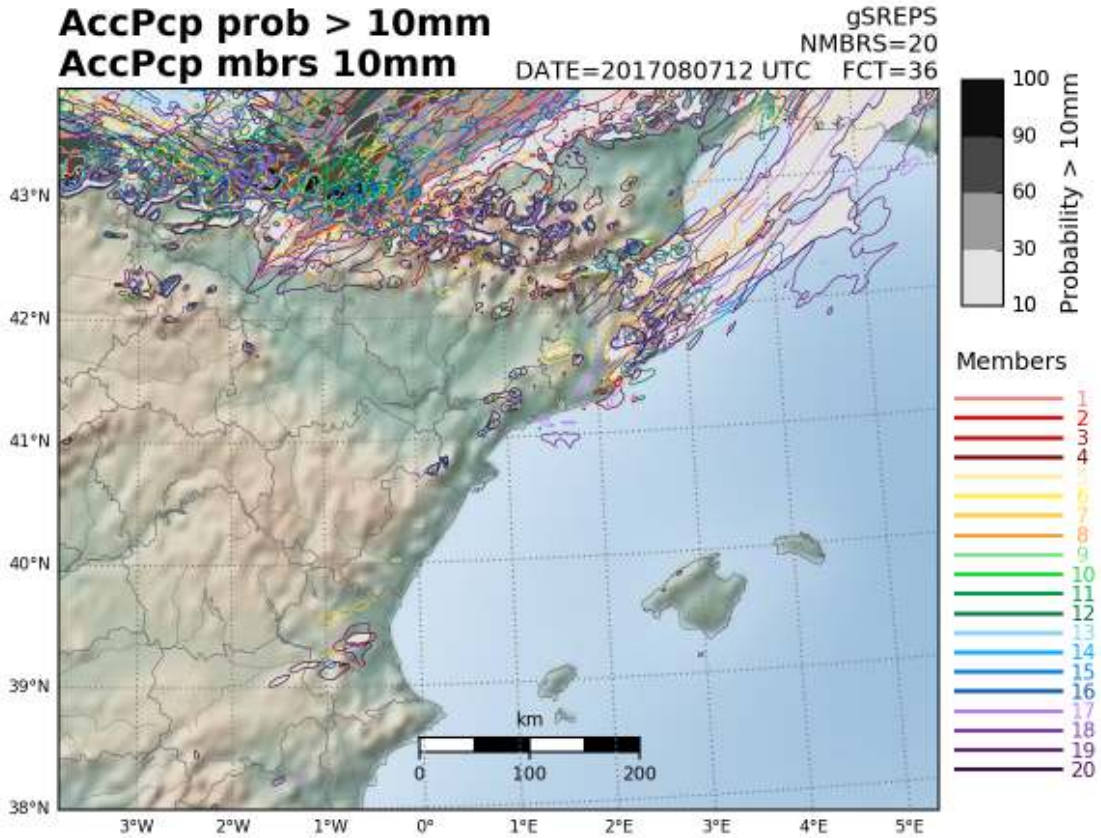


Figura 27.45: Probabilidad de PCP > 10 mm entre las 00 UTC del día 7 y las 12 UTC del día 8 de agosto de 2017 (en escala de grises) según el SPC convection-permitting AEMET-γSREPS. Contorneadas, se muestran las áreas donde cada uno de los miembros por separado (en distintos colores) muestra una PCP > 10 mm. Como hay 20 miembros cada uno de los miembros representa un 5 % de contribución a la probabilidad de precipitación (ver texto).

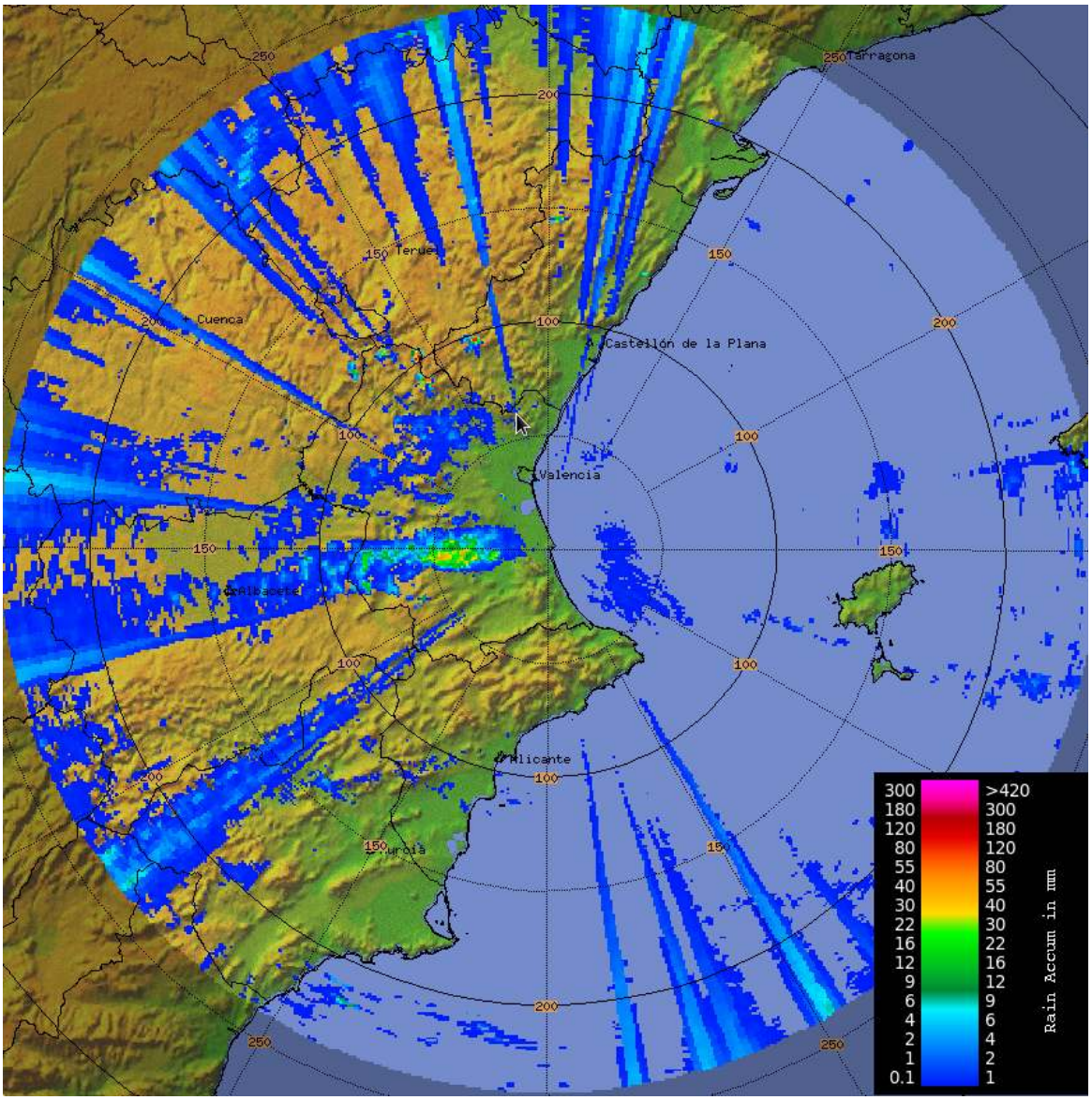


Figura 27.46: Precipitación acumulada durante el día 7 de agosto de 2017 derivado a partir de los datos de radar, considerado como una buena estimación de la realidad (ver texto).

Así pues, los predictores del tiempo debemos replantearnos nuevas formas de analizar los sistemas de predicción por conjuntos, para que el uso inadecuado y no renovado de la tecnología no degrade nuestra capacidad interpretativa (sec. 4.4 en la página 49).

La Figura 27.45 en la página anterior muestra un ejemplo real de lo expuesto anteriormente en el ejercicio teórico, para comprobar cómo ocurre este problema en la realidad. Esta imagen corresponde a la primera predicción en que se usó operativamente, aunque no todavía de forma oficial, el AEMET-γSREPS y muestra la probabilidad de precipitación mayor a 10 mm (sombreado en grises) entre las 00 UTC del día 7 y las 12 UTC del 8 de agosto de 2017 . Sobre ella se han contorneado, en distintos colores para cada miembro, las zonas donde los distintos miembros mostraban precipitaciones por encima de 10 mm. Si nos centramos solamente en la provincia de Valencia podemos observar que, aunque la probabilidad de precipitación superior a 10 mm no llega al 10 % (no hay ninguna zona sombreada), hasta 15 miembros individuales muestran la superación de ese umbral en distintas partes de la provincia, casi ninguna solapándose. Ello nos indicaba que la probabilidad de que se produjera una tormenta era alta, pero que sería en todo caso muy aislada. Además, basados en el patrón de precipitación elongado que mostraban varios miembros se podía deducir que tendría un desplazamiento de este a oeste. Efectivamente, así se produjo durante la tarde del día 7, tal y como se observa en la Figura 27.46.

Este ejemplo muestra cómo debemos ir hacia un cambio de paradigma a la hora de interpretar los SPC de

resolución kilométrica en situaciones de convección. Este cambio de paradigma ha de conducir a crear nuevos productos que nos permitan entender mejor la probabilidad de que se produzca convección y cómo esta se distribuye espacial y temporalmente. Una primera aplicación puede ser la que hemos mostrado para el caso de Valencia, que supondría buscar un umbral suficientemente alto como para separar los miembros de mayor precipitación visualmente y poderlos contar uno a uno. Sin embargo, en el futuro serán necesarios productos más elaborados, probablemente con visualizaciones interactivas que permitan, por ejemplo, seleccionar un área y decir cuántos miembros dan en algún punto de éste área una precipitación superior a un umbral. En cualquier caso, la predicción probabilista a partir de los SPC de resolución kilométrica está imponiendo una modificación en nuestra forma de interpretar los SPC a la que nos deberemos adaptar en un futuro próximo.

27.14 Anexo: adaptación de la técnica de ECMWF de agrupamiento de SPC en AEMET

ÁLVARO SUBÍAS DÍAZ-BLANCO Y ALEJANDRO ROA ALONSO
ATAP, AEMET

Este anexo se presentó en la Asociación Meteorológica Española en 2018.

Desde Marzo de 2018 se ha establecido en AEMET un nuevo procedimiento de agrupamiento de los miembros del ensemble del ECMWF, el ECENS. Dicho procedimiento ha sido desarrollado en ECMWF por L. FERRANTI y S. CORTI (2011 [190]) y adaptado en AEMET por los autores, a partir de un estudio previo, para campos de superficie en AEMET, por parte de A. RODRÍGUEZ (2014 [528]).

Para la realización del agrupamiento se trabaja en el espacio de componentes principales de la altura geopotencial en 500 hPa. Se propone una varianza explicada del 80 % para establecer un truncamiento de la dimensión de dicho espacio. Es en ese espacio, típicamente de dimensión de 2 a 3, en el que se realiza un agrupamiento basado en la técnica de *K-medias*. Fijado un número de grupos la mejor elección se realiza para aquel grupo que maximice el cociente r_n entre la varianza entre centroides y el promedio de la varianza interna de cada grupo. Se obtiene la mejor agrupación para cada número de grupos, desde 1 hasta 6. Este procedimiento permite obtener la elección óptima del número de grupos basada en un criterio de *significación estadística*. Fijado el número de grupos, dicha significación está dada por el porcentaje de grupos calculados a partir de una perturbación gaussiana de la agrupación óptima asociada a dicho número, con coeficiente r menor que r_n. La elección del número de grupos es aquella que maximiza dicha significación junto con algunos criterios dependientes del corto, medio o largo plazo (*hiperheurística*).

En la actualidad este es el procedimiento usado en AEMET para el agrupamiento de los distintos miembros del ECENS, efectuado en dos dominios: (1) península ibérica y Baleares (2) islas Canarias.

La técnica de agrupamiento permite la separación del conjunto de 51 miembros en subgrupos, de los cuales se puede extraer el mismo tipo de información que la que se extrae para el total del ensemble. En particular una vez obtenidos los grupos se pueden obtener, por ejemplo, probabilidades de superación de umbrales para la precipitación.

Se elige el representante de cada grupo como el miembro más cercano a la media, la cual se desecha por carecer de coherencia meteorológica, dado el carácter no lineal de las ecuaciones que gobiernan el estado de la atmósfera (ver sec. 12.1.1 en la página 164).

27.14.1 Método

Un agrupamiento de miembros de un ensemble que se realice de forma automática requiere la elección de al menos un campo de salida del modelo sobre el que realizar una comparación. Típicamente se elige la altura geopotencial en 500 hPa (z500) al tratarse de un campo suave (ver Figura 27.47) a la vez que sinópticamente representativo del estado de la atmósfera.

El anterior método de agrupamiento utilizado en AEMET, desarrollado BENITO ELVIRA y AURORA MARTÍN (1999 [178]) realiza un agrupamiento en el campo de z500. El algoritmo trata de minimizar la pérdida de varianza al fusionar dos grupos utilizando la distancia de WARD entre ellos que consiste en la distancia L_2 entre sus centroides, pesada por un factor que tiene en cuenta las poblaciones de ambos, de modo que se favorece la fusión con pocos miembros.

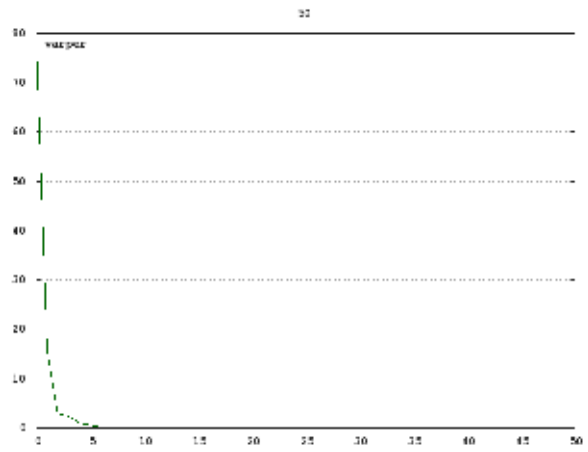


Figura 27.47: Varianza explicada de cada una de las componentes principales presentadas en orden decreciente. Los dos primeros modos explican más del 80 % de variabilidad .

Desde 2014, en el ECMWF se utiliza una nueva técnica de agrupamiento desarrollada por L. FERRANTI y S. CORTI (2011 [190]). En ella se comparan campos de z500 en el espacio de componentes principales en vez del espacio de puntos de malla. Fijado un alcance en el que se desee realizar un agrupamiento se calculan las funciones empíricas ortogonales (EOF [381]) a partir de la variabilidad de los 50 miembros perturbados del ECENS junto con el miembro de control (sin perturbar); estas funciones constituyen los modos que diagonalizan la matriz de covarianza del campo analizado. La varianza explicada de los distintos modos decrece muy rápidamente cuando se ordenan de forma decreciente (Figura 27.47 en la página anterior) de modo que, para explicar una varianza de al menos el 80 %, basta escoger simplemente muy pocos modos (típicamente 2 ó 3). Los campos en los que se realiza la presente técnica han de ser suaves, es decir, que presenten un decaimiento rápido o, dicho de otra forma, que pocos modos expliquen mucha variabilidad.

Una vez que se tienen los modos se proyectan los 51 campos en las funciones empíricas ortogonales y se obtienen las componentes principales de cada uno de ellos. En una situación en la que nos quedamos con 2 modos, basta considerar dos parámetros para identificar cada uno de los campos. Por tanto, es posible hacer una representación en un plano en la que tenemos 50+1 puntos. Desde un punto de vista geométrico, el objetivo consiste en la identificación de grupos o particiones en dicho plano (Figura 27.48).

Figura 27.48: Agrupaciones Q2, Q3, Q4, Q5 de los 51 miembros en el espacio de componentes principales (figuras a, b, c, d, respectivamente). En las imágenes se muestra la pertenencia de un determinado miembro a un grupo según su color recuadrando el representante. La letra x *representa la media de cada grupo (ensemble mean).*

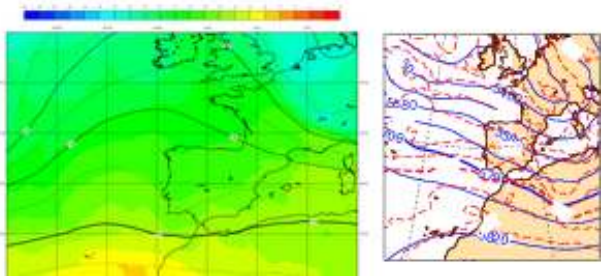


Figura 27.49: Grupo formado por tres miembros (15, 27, 38) en el que se muestra el representante (izquierda) y la media del ensemble (derecha). Pese a representar el mismo grupo pueden apreciarse las diferencias en las isolíneas del campo de geopotencial.

El objetivo es conseguir particiones en las que los *centroides* estén lo más separados entre sí y, dentro de cada grupo, los miembros muy próximos al centroide. Para ello se define el valor r_Q como el cociente entre la varianza entre centroides y la media de las varianzas internas de cada grupo. Lo deseable es que este coeficiente sea lo mayor posible.

A partir de una partición Q se realiza un procedimiento de reasignación en el que dos grupos se intercambian un miembro. El procedimiento de reasignación de elementos a grupos más próximos devuelve una nueva partición en la que el procedimiento se estabiliza, es decir, no hace crecer el coeficiente r. De la partición obtenida consideramos el miembro representante, que es el más cercano a la media (ensemble mean). El representante escogido de esta manera es un miembro del ECENS coherente en todos sus campos, eso no ocurre necesariamente para el ensemble mean, en el que la media de determinados campos puede no representar un campo físico real (Figura 27.49).

Una vez obtenida una partición Q, se compara la fuerza del agrupamiento con una función de distribución de referencia. Para ello, se generan particiones Q_m con el mismo número de miembros que Q. Estas muestras se generan a partir de *cadenas de* MARKOV cuya media, varianza y autocorrelación a primer orden se obtienen a partir de Q [190]. Para cada conjunto inicial de datos Q_m se realiza un agrupamiento, obteniéndose el coeficiente r_{Q_m}. La significación estadística estará dada por el porcentaje de muestras sintéticas Q_m tales que $r_{Q_m} < r_Q$.

Inicialmente, se parte de un número n de grupos prefijado, se toma al azar un conjunto de particiones iniciales y se elige la partición Q_n que maximiza el cociente r_{Q_n}. Una vez hecho esto se compara la significación de las particiones $Q_2, \ldots, Q_6$ y se elige como número de grupos óptimo aquel que maximiza dicha significación (Figura 27.50). Se tiene en cuenta una hiperheurística si el alcance se sitúa en el corto plazo, de modo que se inhibe el número de grupos o, si se sitúa en el largo plazo, de modo que éste se favorece.

27.14.2 Resultados

Una vez identificados los miembros que pertenecen a un determinado grupo, se procede a su representación gráfica. Debido a que un grupo constituye un subconjunto de un sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC), se puede obtener el mismo tipo de información. Además de mostrar el miembro representante, podemos obtener probabilidades, como por ejemplo la superación de umbrales de precipitación o la probabilidad de que esté el cielo cubierto.

Esta técnica de agrupamiento se realiza en pasadas de 00 y 12 UTC del ECENS del ECMWF para los alcances cuya validez sea las 12 UTC, desde el día D hasta el día D+14. El cálculo de probabilidades tiene en cuenta las 24 horas del día en el que está centrado el alcance antes mencionado.

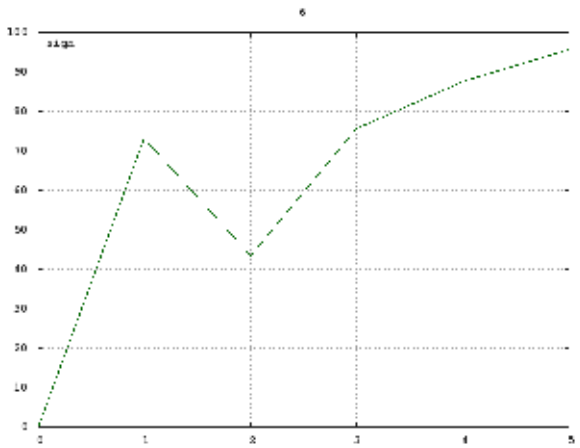


Figura 27.50: Significación estadística según el número de grupos, permite establecer el número de grupos óptimo. En este caso el número óptimo es de dos grupos en el que se sitúa en primer máximo local de significación (hiperheurística de corto plazo). El eje horizontal representa el número de grupos (menos 1).

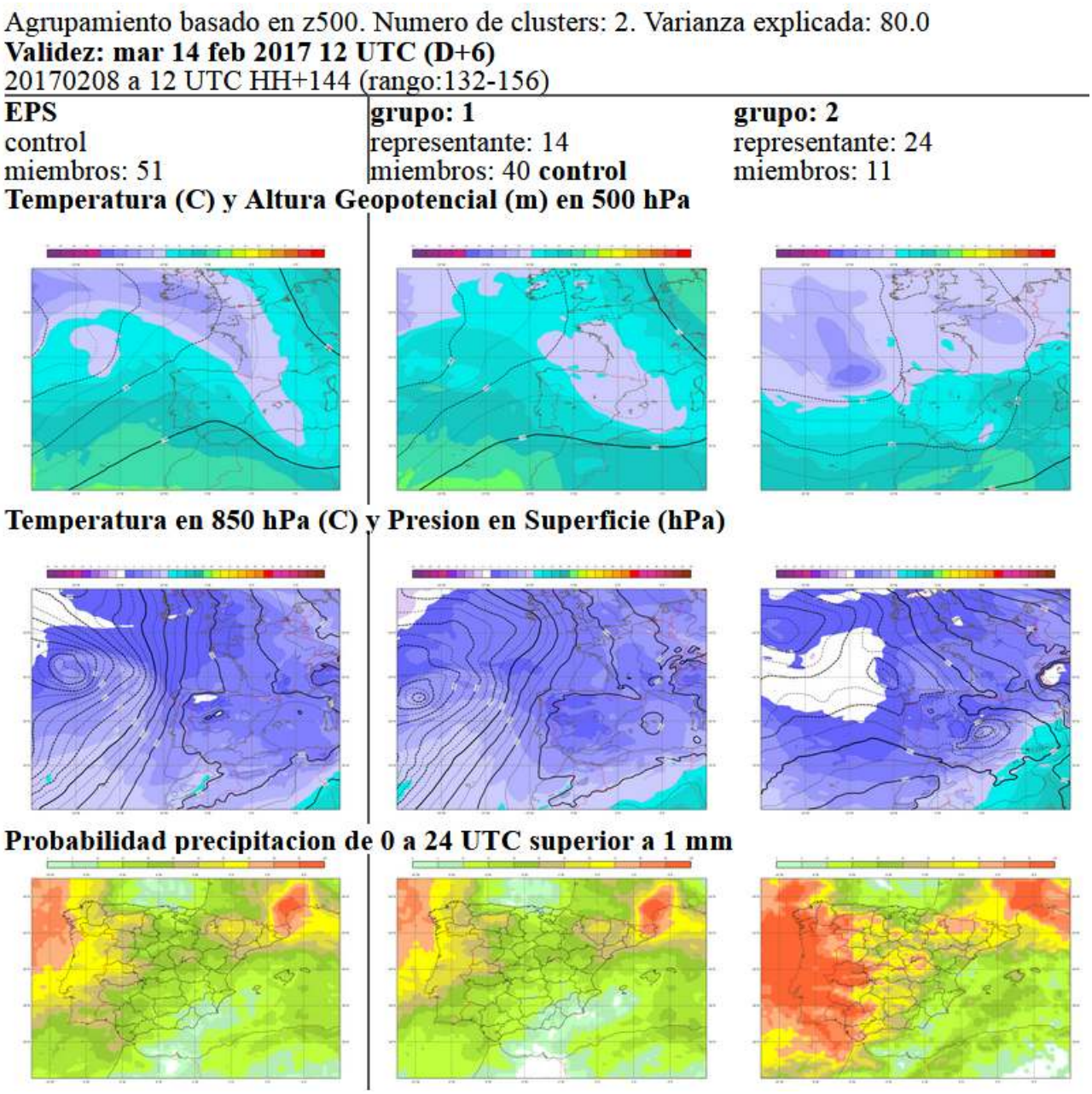


Figura 27.51: Visualización principal del agrupamiento. En este caso se muestran 2 grupos; pueden observarse las diferencias de probabilidad de precipitación entre ambos (ver texto).

Como visualización principal se muestran varias columnas, siendo la primera de ellas el ECENS conjunto con los 51 miembros y como campo de referencia el miembro de control. Las siguientes columnas están dadas por los distintos grupos; para cada grupo, además, se indican tanto el número de miembros que lo forman, como el representante que se utiliza para la visualización (Figura 27.51).

La técnica de Análisis de Componentes Principales (Principal Component Analysis, PCA [296, 321]) separa modos de máxima variabilidad ortogonales entre sí, es decir, con covarianza nula entre ellos. Lo que intenta el presente agrupamiento es desglosar, en el mapa de desviación estándar del SPC conjunto, distintos polos de variabilidad en distintos grupos. Esto puede contemplarse en el mapa de desviación estándar de z500 para el ECENS y para cada uno de los grupos (Figura 27.52 en la página siguiente, parte superior). Así mismo, en la Figura 27.52 en la página siguiente, parte inferior se muestran, para el ECENS conjunto y para los dos grupos, probabilidades de superación de diferentes umbrales .

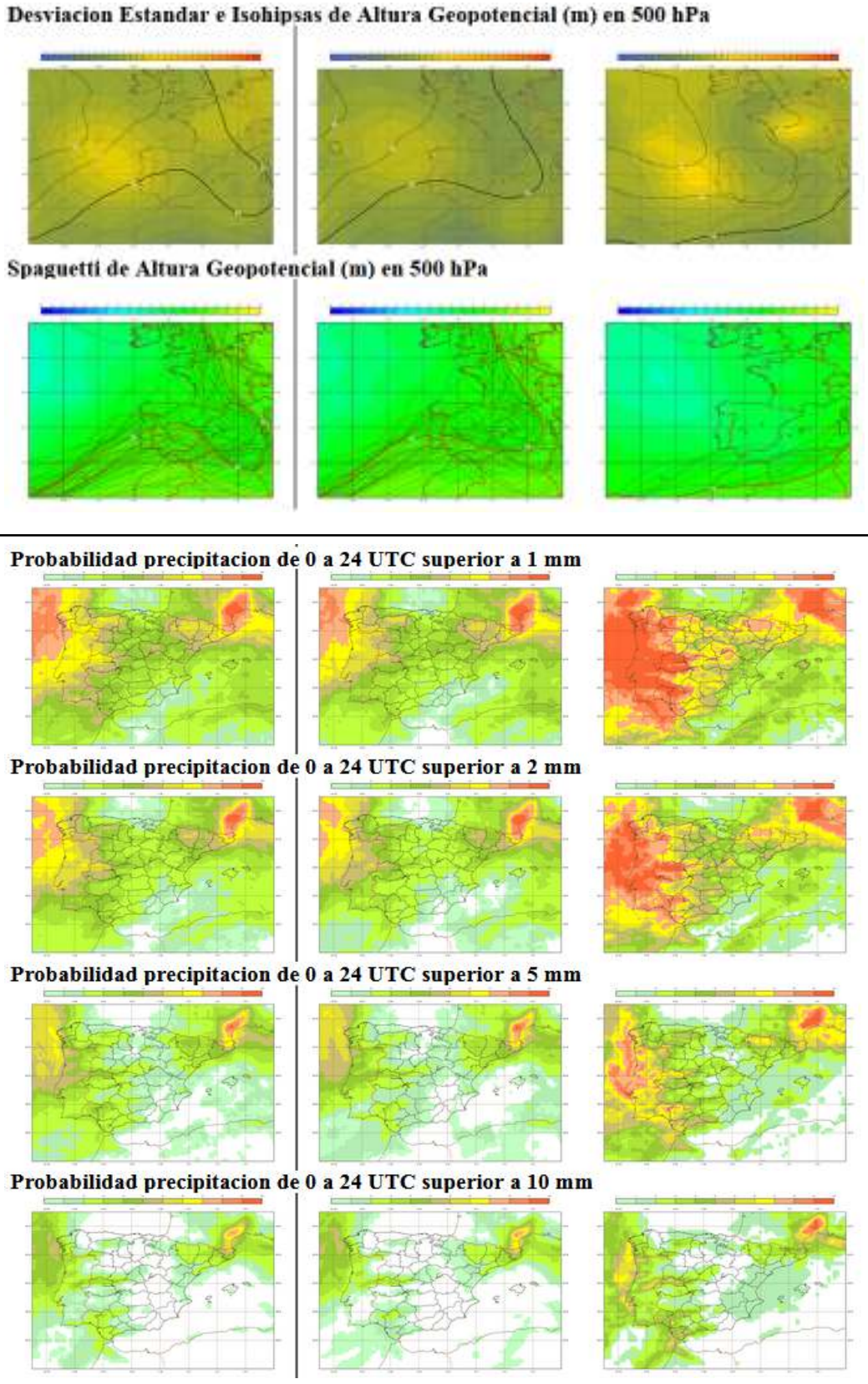


Figura 27.52: Arriba (dos primeras filas): desviación estándar (sec. 13.6.5 en la página 189 y sec. 27.5.1 en la página 418) de z500 y mapa con spaguetti *(sec. 27.4.1 en la página 412) en la isohipsa cuyo miembro de control pasa por Madrid. Los grupos representan la misma situación que en la Figura 27.51 en la página anterior. Abajo (cuatro últimas filas): probabilidad de superación de umbrales de precipitación de 1, 2, 5 y 10 mm para el ECENS conjunto y para los distintos grupos.*

27.14.3 Conclusiones

La presente técnica de agrupamiento establece una comparación en el espacio de componentes principales, en vez de hacerlo en el espacio de puntos de malla, lo que permite que cada campo sea etiquetable con un reducido número de valores. Este conjunto es de dos o tres valores, según la situación meteorológica, mientras que para el cálculo en el espacio de puntos de malla se necesitan todos los puntos para su completa descripción (en nuestro ejemplo 176×126). Este hecho permite el desarrollo de algoritmos que sólo son posibles debido a la baja *dimensionalidad* del problema.

A su vez, la nueva representación gráfica de campos permite la intercomparación entre los distintos grupos y el ECENS conjunto, dado que los grupos constituyen un subconjunto del ensemble y por tanto se puede extraer información análoga.

Una posible mejora de esta técnica consistiría en establecer un peso en la zona de mayor interés a la hora de calcular covarianzas. De modo que, por ejemplo, si nos interesa la variabilidad sobre la península ibérica, entonces una gran variabilidad en una región como el sur de las islas británicas no debería de ser causante de consideración de nuevos grupos.

Predicciones mensual, estacional y anual

28

ASUNCIÓN PASTOR SAAVEDRA
Área de Evaluación y Modelización del Clima (AEMC), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

EROTEIDA SÁNCHEZ GARCÍA Y JOSÉ VOCES ABOY
Delegación territorial (DT) Cantabria, AEMET

BEATRIZ NAVASCUÉS FERNÁNDEZ-VICTORIO
Consejero técnico, AEMET

FRANCISCO DOBLAS-REYES
Institució Catalana de Recerca i Estudis Avanats (ICREA), Barcelona Supercomputing Center-Centro Nacional de Supercomputación (BSC)

> We are entering a new era in technological innovation and in use and integration of different sources of information for the wellbeing of society. New predictive tools that will detail weather conditions down to neighborhood and street level, and provide early warnings a month ahead, and forecasts from rainfall to energy consumption will be some of the main outcome of the research activities in weather science over the next decade, and a better understanding of small-scale processes and their inherent predictability should go together with a better comprehension of how weather related information influence decisional processes.
>
> MICHEL JARRAUD, 2015, Secretario general de la World Meteorological Organization (WMO) 2004-2015

Las predicciones a largo plazo proporcionan un abanico de posibles cambios en las condiciones atmosféricas de un cierto mes, estación o año venidero, con respecto a los denominados valores normales. Debido a la naturaleza caótica de la atmósfera, es imposible predecir las variaciones diarias del tiempo en una localidad específica con meses de antelación. Incluso es imposible predecir con exactitud el tiempo promedio en zonas de cierta amplitud. En este capítulo se examinan estos conceptos punto por punto y se describe qué pueden aportar estas predicciones a largo plazo a la sociedad.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de largo plazo, predicción vs proyección, predicción mensual, ensembles de conveniencia, predicción estacional, S-ClimWare, EUROSIP, IRI, predicción anual, predicción interanual.

Imagen parte superior: Nubes orográficas. Chamonix (Francia), hacia el sureste, 20 de julio de 2009 a las 09:38. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

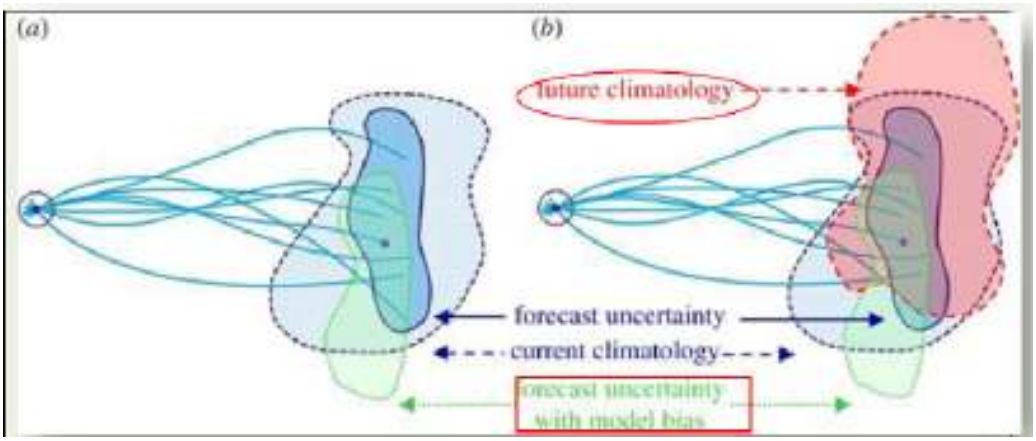


Figura 28.1: Esquema de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) con escalas de tiempo desde la estacional hasta decadal, mostrando: a) el impacto de los sesgos del modelo y b) un clima cambiante. La incertidumbre en las predicciones del modelo surge tanto de la incertidumbre de la condición inicial como la incertidumbre del modelo. Adaptada de la Figura 8 de SLINGO *y* PALMER *[571].*

28.1 Predicciones de largo plazo

Este capítulo está dedicado a las predicciones de largo plazo, predicciones mensuales, predicciones estacionales, predicciones anuales y predicciones decadales. En primer lugar, se ha insistido en las incertidumbres propias del largo plazo y en la diferencia existente entre predicciones y proyecciones climáticas. En segundo lugar, se ha prestado especial atención a la descripción del sistema del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF), para la predicción extendida más allá del medio plazo hasta la escala mensual y la predicción de más largo alcance estacional y anual, y a los productos correspondientes a cada escala. Conceptos importantes son la predicción por conjuntos y los denominados sistemas de predicción por conjuntos de conveniencia. Igualmente, se discute que la información sobre la fiabilidad de las predicciones climáticas es crucial para cualquier usuario de información climática de cara a saber la utilidad de esas predicciones para apoyar el proceso de toma de decisiones.

Un punto especial estriba en subrayar las ventajas de considerar las predicciones en las distintas escalas de tiempo en el contexto de la denominada predicción *sin costuras* (seamless, en inglés), que podría describirse como la apuesta para hacer compatibles las predicciones de los distintos plazos, atendiendo a su concepción de base, su contenido y su formato. Y como siempre, sobrevolando el reto de la debida comunicación de la predicción probabilista a los usuarios de la información procedente de tales *ensembles*.

28.1.1 Fundamentos

Siguiendo las directrices de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), se ha venido utilizando la definición de plazos de predicción de 3 a 10 días para definir el medio plazo. La OMM se refiere a la gama de 10 a 30 días como rango o alcance extendido (aunque en el ECMWF se utiliza a menudo el término predicción mensual) y de 30 días a 2 años como a largo plazo. La OMM ha designado al ECMWF como un Centro de Producción Global de las previsiones a largo plazo - uno de los quince existentes en el mundo.

Las predicciones de largo plazo proporcionan información acerca de las condiciones atmosféricas y oceánicas promediadas para los próximos meses (pocos). A pesar de la naturaleza caótica de la atmósfera (ver cap. 5 en la página 55), las predicciones de largo plazo se apoyan en un número de componentes que muestran variaciones en escalas de tiempo largas (estaciones y años) y, hasta cierto punto, son predecibles. La más importante de estas componentes es el ciclo del ENSO (El Niño-Oscilación del Sur, sec. 29.2.1 en la página 490), fenómeno acoplado atmósfera-océano centrado en el Pacífico tropical pero siendo la escala de las fluctuaciones bastante amplia, ya que los cambios en las temperaturas de la superficie del mar (sea surface temperature -temperatura de la superficie marina- (SST)) con frecuencia afectan no solo a la anchura completa del Pacífico, sino también a las otras cuencas oceánicas y los cambios en la lluvia y vientos tropicales cubren una distancia superior a la mitad de la circunferencia de la Tierra. Los episodios El Niño (también denominados episodios cálidos del Pacífico) y los episodios La Niña (conocidos también

como episodios fríos del Pacífico) representan extremos opuestos del ciclo ENSO. El ciclo ENSO es la mayor fuente conocida de la variabilidad climática interanual. Los cambios en la temperatura de la superficie del mar del Pacífico no son la única causa de los cambios predecibles en los patrones de tiempo. Existen otras causas de variabilidad climática estacional: así, temperaturas inusualmente cálidas o frías de la superficie del mar en el Atlántico tropical o en el océano Índico pueden ocasionar impactos importantes en el clima de las estaciones en los continentes vecinos. Por ejemplo, la temperatura de la superficie del mar en la parte occidental del océano Índico tiene un efecto intenso en la precipitación en el África oriental tropical y las condiciones oceánicas en el Atlántico tropical afectan a la lluvia en el noreste de Brasil. Además de los océanos tropicales, existen otros factores que pueden afectar al clima estacional como son la cubierta de nieve y la humedad del suelo. Cuando la cubierta de nieve está sobre el promedio para una estación y región dada, tiene una mayor influencia refrigerante en el aire que la habitual. La humedad del suelo, cuyo efecto es más intenso durante las estaciones cálidas, ejerce también una influencia refrigerante. Todos esos factores que afectan a la circulación atmosférica constituyen la base de las predicciones a largo plazo. La modelización climática y la predicción estacional han puesto de manifiesto hace ya bastante tiempo cómo las interacciones entre la atmósfera y otros elementos del sistema Tierra introducen nuevas retroalimentaciones en escalas temporales largas, que proporcionan el potencial para la *predecibilidad* (ver cap. 12 en la página 163) en escalas estacionales y más largas.

A causa de la lentitud del desarrollo y del decaimiento de las anomalías de las SST, los efectos en la atmósfera, en lugares y durante épocas del año en que son notables, son con frecuencia coherentes para un periodo temporal de varios meses. Serían importantes incluso para un tiempo incluso más largo, si no fuera por el hecho de que dependen de forma bastante intensa de la estación del año. Dicho de otra forma, una anomalía de SST dada puede tener un efecto bien definido en el clima en alguna localidad en una cierta época del año, pero a medida que la estación progresa, la misma anomalía de SST puede tener un efecto diferente, o incluso puede que ya no cause ningún efecto.

La falta de predecibilidad de la atmósfera en las escalas extendida y de largo alcance, conlleva una incertidumbre intrínseca a las predicciones estacionales y de mayor horizonte temporal, cuyo origen se comentará posteriormente. Dentro del periodo de predicción, este tipo de predicciones no pronostican de forma determinista eventos de tiempo individuales, sino un conjunto de posibles realizaciones del tiempo atmosférico cuya estadística se puede comparar con las condiciones climáticas características de cada lugar. Así, las predicciones en estos alcances son de naturaleza probabilista, y de esta forma se comunica su incertidumbre.

En el ECMWF, análogamente a los rangos medio y extendido, las predicciones a largo plazo se obtienen con el modelo IFS (Integrated Forecast System) acoplado atmósfera-océano. El modelo se integra para un rango de varios meses; el proceso se repite muchas veces, con ligeras variaciones para representar las incertidumbres en el proceso de predicción, produciendo así un *ensemble* o SPC (ver cap. 13 en la página 173).

28.1.2 Incertidumbres propias del largo plazo

LORENZ mostró claramente que la incertidumbre en las condiciones iniciales, pese a ser pequeña, conducirá a la incertidumbre en la predicción tras un cierto periodo de unos cuantos días, variable; dependiendo del estado inicial de la atmósfera. Como consecuencia, la comunidad de predicción numérica empezó a considerar el uso de métodos probabilistas para la predicción, especialmente más allá del límite determinista de una semana o así, sugerido por LORENZ [571]. La implementación temprana de los métodos probabilistas en la predicción numérica del tiempo se basó en la aplicación de perturbaciones aleatorias pequeñas a las variables de estado atmosféricas (temperatura, humedad, vientos y presión) en la condición analizada inicial. Ya que el comportamiento de la atmósfera es no lineal, estas perturbaciones pequeñas son amplificadas por procesos caóticos y cada predicción difiere de las otras. La teoría de LORENZ de la atmósfera (y océano) como un sistema no lineal, caótico impregna todo lo concerniente a la predicción del tiempo y del clima y, como tal, ha influido en el desarrollo de los SPC, probabilistas, en todos los plazos de predicción. Ha mostrado también que las fuentes de incertidumbre no se encuentran limitadas a las condiciones iniciales -las bases del modelo de LORENZ- sino que la incertidumbre del modelo (cap. 17 en la página 263) desempeña un papel crítico en todas las escalas temporales.

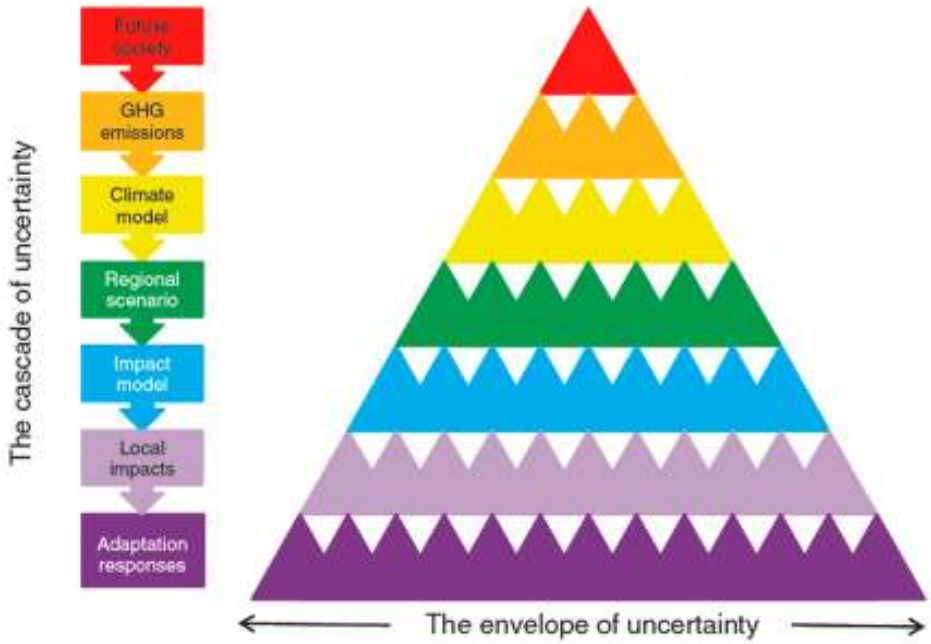


Figura 28.2: La cascada de incertidumbre presentada por WILBY *y* DESSAI *[660], ilustrando el crecimiento de la envolvente de incertidumbre a partir de varias fuentes que van desde la sociedad futura a la respuesta a la adaptación:* https://www.climate-lab-book.ac.uk/2014/cascade-of-uncertainty/, https://www.researchgate.net/publication/271711914_Climate_change_impacts_and_adaptation_in_forest_management_a_review/figures?lo=1

Es importante, sin embargo, distinguir entre la incertidumbre del modelo que surge del conocimiento imperfecto del sistema real, tal como la representación del ciclo de carbono que es determinante en las escalas temporales más largas, y la incertidumbre procedente de los fenómenos a escala submalla (ver sec. 10.5 en la página 145) que se comprenden bastante bien pero que se representan de forma limitada debido a la resolución del modelo, y que son relevantes en todas las escalas.

En resumen, tanto la descripción de las condiciones iniciales como los procesos que se representan en los modelos de predicción del tiempo o del clima son causa de la incertidumbre de sus pronósticos (Figura 28.1 en la página 454). No obstante, dependiendo de la escala temporal que se predice, unos son más relevantes que otros. Más allá del medio plazo, los errores en las condiciones iniciales atmosféricas son progresivamente menos determinantes y la correcta descripción de las oceánicas deviene esencial, al igual que los errores producidos por la formulación del modelo de circulación general contribuyen más significativamente a la incertidumbre. Las proyecciones de cambio climático presentan algunos retos diferentes de la predicción del tiempo o la predicción estacional. La influencia de las condiciones iniciales oceánicas es pequeña o aproximadamente pequeña al ir más allá de la década e, ignorando las incertidumbres en los escenarios de emisión y en otros factores externos al sistema climático como los forzamientos procedentes de emisiones volcánicas, la principal fuente de incertidumbre procede de la formulación de los modelos, relacionada particularmente con la sensibilidad del sistema climático al forzamiento de gases de efecto invernadero. De otra forma, existen varias fuentes de incertidumbre en el proceso de modelización climática, bien sea en relación con las imperfecciones de los modelos de circulación general, escenarios de emisión de aerosoles y de gases de efecto invernadero o con la variabilidad natural climática. Estas incertidumbres fueron descritas en forma de cascada por MITCHELL y HULME en 1999 ([430], ilustrado en Figura 28.2).

KJELLSTROM et al. [339] subrayan que las diferentes fuentes de incertidumbre limitan nuestra habilidad para proporcionar respuestas precisas acerca de lo que sucederá con el clima en el futuro. Esto es cierto tanto a nivel global como, incluso más, en un contexto regional o local, lo que no impide dar respuestas con un abanico de incertidumbre estimado.

	FR	Tendencia del FR	$[CO_2]$ en 2100
RCP2.6	2,6 W/m^2	decreciente en 2100	421 ppm
RCP4.5	4,5 W/m^2	estable en 2100	538 ppm
RCP6.0	6,0 W/m^2	creciente	670 ppm
RCP8.5	8,5 W/m^2	creciente	936 ppm

Figura 28.3: Forzamiento radiativo total (FR), tendencia del FR y concentración de CO_2 para las nuevas Sendas Representativas de Concentración (RCP, de sus siglas en inglés) ([51] https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia-resumida-grupo-trabajoi_tcm30-376939.pdf).

28.1.3 Predicción vs proyección

El cambio climático es el resultado de desequilibrios en el balance energético de la Tierra, causados por procesos y agentes naturales y antropogénicos. El *forzamiento radiativo* (FR) cuantifica el cambio en los flujos de energía originados por variaciones en la acción de estos agentes. En el Quinto Informe de Evaluación (AR5, sec. 29.6.2 en la página 520) del IPCC (sec. 29.6.1 en la página 519) se han definido cuatro nuevos escenarios de emisión, las denominadas Sendas Representativas de Concentración (RCP, de sus siglas en inglés). Éstas se identifican por su FR total para el año 2100 que varía desde 2,6 a 8,5 W/m^2 (Figura 28.3). Algunos de los nuevos RCP contemplan los efectos de las políticas orientadas a limitar el cambio climático del siglo XXI.

CHRISTOPHE CASSOU [111] puntualiza que en climatología, el término *proyección* designa el cambio climático estimado en el transcurso del siglo en función de los diferentes escenarios socioeconómicos del IPCC. Esta proyección se elabora exclusivamente a partir de los únicos efectos de las perturbaciones del equilibrio radiativo (cambio del balance de radiación entrante en el sistema menos la radiación saliente), que se generan por el aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero, debidos principalmente a las actividades humanas, en la composición de la atmósfera. Por construcción, las proyecciones no buscan predecir la cronología exacta de la variabilidad climática futura, se limitan a evaluar la respuesta del sistema climático a las perturbaciones de origen humano. La predicción, ya sea meteorológica, estacional o climática a una escala decadal, busca en cambio cuál es la trayectoria exacta del sistema. En las escalas decadales, esta trayectoria corresponde a la superposición; (1) de variaciones y oscilaciones lentas del sistema climático; (2) de variaciones de la radiación solar cuya periodicidad es del orden de once años; (3) de la actividad volcánica; (4) de la respuesta del sistema a los forzamientos antrópicos como en las proyecciones. Por eso, la predicción decadal es tan difícil de realizar al integrar todas estas influencias.

Acudiendo al glosario del IPCC, encontramos que se define una *predicción climática* como el resultado de una tentativa de estimación de la evolución real del clima en el futuro (por ejemplo, a escalas de tiempo estacionales, interanuales o a largo plazo). Como es posible que la evolución futura del sistema climático esté muy influida por las condiciones iniciales oceánicas, tales predicciones son, en general, de naturaleza probabilista (véase https://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/syr/fr/annexessannexes-2-3.html).

Los modelos climáticos ofrecen la posibilidad de anticipar la forma en que el sistema climático podrá ser modificado por la actividad humana en el transcurso del siglo XXI. Los estudios se apoyan en simulaciones numéricas que exploran la evolución del clima medio y de su variabilidad en función de diferentes escenarios socioeconómicos [62]. Este aspecto exploratorio queda recogido en la expresión *proyección climática. El término proyección traduce, en consecuencia, que los resultados dependen de las hipótesis formuladas en las perturbaciones aplicadas al clima.* Las proyecciones climáticas ofrecen, por tanto, una gama de posibilidades para el clima futuro. Este dependerá de cómo evolucione la sociedad mundial, de las tecnologías presentes y futuras, de las fuentes de energía utilizadas, del crecimiento de la población y de las acciones y políticas que se lleven a cabo en temas de cambio climático, entre otros factores. Es importante enfatizar que *la proyección climática no es una predicción climática*; ésta última trata de dar información sobre todas las situaciones posibles en un futuro relativamente cercano (no superior a un par

de décadas) mientras que la primera proporciona información sobre el estado del clima a más largo plazo, condicionado por distintos escenarios socioeconómicos.

Las *predicciones climáticas no intentan predecir la progresión día tras día del sistema sino la evolución de algún estadístico climático* como los promedios estacionales, anuales o decenales o extremos, bien para una localidad en particular o un promedio global o regional. Las predicciones climáticas se generan con frecuencia con modelos que son los mismos o similares a los que producen simulaciones climáticas y proyecciones (evaluadas en el capítulo 9 del Informe del Grupo de Trabajo I del Quinto Informe de Evaluación del IPCC, 2013). Una predicción climática se consigue, generalmente, integrando las ecuaciones que rigen los procesos hacia delante en el tiempo a partir de condiciones iniciales basadas en observaciones. También se pueden obtener predicciones climáticas utilizando métodos estadísticos que relacionan las condiciones actuales con las futuras, utilizando relaciones estadísticas deducidas del comportamiento pasado del sistema. Por otra parte, la práctica habitual es que las proyecciones no se inicializan a partir del estado actual del sistema climático. A este respecto, no se ajustan a la visión tradicional de la predecibilidad expuesta por LORENZ ([383], cap. 12.2.3 en la página 166), aunque la variabilidad natural, variabilidad interna y los procesos estocásticos de múltiples escalas son también componentes importantes de la incertidumbre.

28.1.4 SPC de conveniencia

La técnica de SPC o *ensembles* permite elaborar no una previsión única sino un conjunto de predicciones, ligeramente diferentes las unas de las otras y reflejar las diferentes fuentes de incertidumbre, con el fin de caracterizar la probabilidad con la que un suceso dado se puede producir. Se encuentra en la base de los progresos conseguidos en las predicciones mensuales y estacionales, así como en las evoluciones del clima futuro (informes del IPCC).

Un ensemble puede generarse de muchas maneras diferentes y se ha explorado un rango amplio de métodos en predicción estacional [577, 587] pero no se han investigado, por ejemplo, de una forma completa y exhaustiva para la predicción decadal [137]. Los métodos que están siendo investigados incluyen las perturbaciones aleatorias añadidas a las condiciones iniciales, utilizando estados atmosféricos desplazados en el tiempo, haciendo uso de pasadas de asimilación paralelas [155, 162] y condiciones iniciales de océano perturbado [432, 677].

El enfoque multimodelo (sec. 13.5 en la página 182), utilizado ampliamente, consiste en generar ensembles de predicciones de una colección de modelos incrementando, en consecuencia, el muestreo de las condiciones iniciales y propiedades de los modelos. Los enfoques multimodelo se han empleado en distintas escalas temporales, desde la estacional-interanual (p. ej., DEMETER [475]), estacional-decadal (p. ej. [460, 652]), en la simulación de cambio climático (p. ej., [318] capítulo 10; [418]) y en las predicciones decadales del proyecto ENSEMBLES [279, 619, 653] y las basadas en el CMIP5 evaluadas en la Sección 11.2.3 del AR5 ([589] https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wg1/WG1AR5_Chapter11_FINAL.pdf). Un problema en el enfoque multimodelo es la interdependencia de los modelos climáticos utilizados en los sistemas de predicción actuales [343, 505].

En clima, se habla de SPC de conveniencia porque no son verdaderamente ensembles diseñados con técnicas específicas, sino que se toman todos los modelos generados, por ejemplo, para el Cuarto y Quinto Informes de Evaluación del IPCC (AR4 y AR5), procedentes de los proyectos de Intercomparación de Modelos Acoplados 3 y 5, CMIP3 y CMIP5 (de sus siglas en inglés), y se construye un «ensemble», dando el mismo peso a todos esos modelos [318, 589]. La implicación de cómo estos ensembles multimodelo se crean es que el muestreo ni es sistemático ni es aleatorio. La distribución de los modelos es, por tanto, completamente arbitraria y puede ser diferente en un ensemble posterior; cambiando, en consecuencia, el resultado a pesar de no haberse producido cambios en el conocimiento del cambio climático. Incluso, para resolver el problema de pesado de los miembros individuales, el paso posterior continuará dependiendo de la distribución anterior que viene determinada por decisiones humanas y no puede interpretarse en un sentido científico. Otra cara del problema es que los modelos no están diseñados para cubrir el rango completo del comportamiento o incertidumbre que se sabe que existe. No es algo sorprendente, ya que todos los modelos se ajustan (*tunean*) y mejoran para coincidir con las observaciones, tanto como sea posible.

La fuerza del enfoque de los conjuntos de convenien-

cia radica en que cada modelo difiere substancialmente en sus hipótesis estructurales y que cada uno de ellos se ha examinado de forma extensiva. La credibilidad de su predicción o proyección procede de la evaluación de su simulación del clima actual frente a un rango amplio de observaciones. Sin embargo, existen limitaciones importantes en este enfoque. El ensemble no ha sido diseñado para examinar el rango de posibles resultados. Su tamaño es demasiado pequeño (por regla general, del orden de 10-20 miembros) para proporcionar estimaciones robustas de los escenarios más probables y de las incertidumbres asociadas y por tanto, es difícil de utilizar en evaluaciones de riesgos.

28.1.5 Predicción estacional: enfoques estadístico y dinámico

Para la predicción a escala estacional coexisten dos grandes corrientes metodológicas: la estadística y la dinámica. En el caso de los enfoques dinámicos nos centraremos en el sistema del ECMWF, mientras que los estadísticos establecen las relaciones, observadas en el pasado, entre la circulación general prevista y las escalas locales, para prever los estados futuros, y como ejemplo nos centraremos en el modelo *S-ClimWaRe* desarrollado por Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) para la predicción de la precipitación invernal en España.

Como ejemplo de enfoque dinámico, el *Sistema integrado del* ECMWF (IFS [308], sec. 19.2 en la página 297) lidera la mejor predicción numérica del tiempo por conjuntos en el medio plazo [247, 250]. Tiene también un rango de diferentes productos de predicción con vencimientos de hasta varios meses (véase Tabla para una lista completa de productos disponibles). La predicción de alta resolución del ECMWF tiene un horizonte de 10 días y una resolución horizontal de unos 9 km con orografía de unos 16 km (sec. 19.2 en la página 297). Las predicciones del tiempo se basan frecuentemente en las técnicas de ensembles para representar de forma adecuada las incertidumbres [367] y el ensemble del ECMWF consiste en 51 predicciones emitidas dos veces al día con un alcance de 15 días. La predicción mensual se integra en esta predicción de 15 días extendiendo el rango de predicción a 32 días dos veces por semana. El sistema de predicción estacional se corre una vez al mes con un tiempo de validez para varios meses (S4, [433]). A estos sistemas se les incorporan unos suplementos, como un conjunto de retropredicciones (*hindcasts*, en la terminología inglesa), que son predicciones que se han corrido *a toro pasado* para los últimos 18 años con el modelo de predicción actual. Las retropredicciones se usan, ya sea para calcular las climatologías de los modelos (sec. 27.7.1 en la página 425), o bien para calibrar la predicción antes de su uso en las aplicaciones derivadas.

El ECMWF, como se ha citado, realiza dos veces por semana una predicción numérica hasta un mes. Las predicciones mensuales (predicciones de 32 días) se producen de forma operacional desde octubre de 2004, aunque se habían iniciado ya en marzo de 2002. En la configuración actual, las predicciones mensuales se generan extendiendo las integraciones de conjunto de 15 días a 32 días dos veces por semana (a 00 UTC). Las predicciones se basan en el SPC de medio plazo (ECENS, 19.3 en la página 299) que forma parte del Sistema de Predicción Integrado del ECMWF (IFS). En la actualidad (2018), el ENS incluye una integración de 51 miembros con una resolución espectral O640 (aproximadamente una resolución horizontal de 18 km) hasta el día de predicción 15, y O320 (unos 36 km) posteriormente (días 16-46). Las perturbaciones iniciales se generan utilizando una combinación de vectores singulares y perturbaciones generadas utilizando asimilación de datos por conjuntos (EDA, [80, 306], sec. 16.2.5 en la página 254); por otro lado, las incertidumbres de los modelos se simulan recurriendo a dos esquemas estocásticos ([45, 471, 560], sec. 17.4.4 en la página 275). La climatología utilizada para calibrar las predicciones en tiempo real se calcula utilizando la serie de retropredicciones que incluye solo 5 miembros de las integraciones de 32 días con la misma configuración que las predicciones en tiempo real, empezando en el mismo día y mes que la predicción en tiempo real sobre los últimos 20 años (sec. 27.7.1 en la página 425). Las retropredicciones son creadas un par de semanas antes de la correspondiente predicción en tiempo real. Esta estrategia para las retropredicciones es diferente de la utilizada en la predicción estacional donde la versión del modelo se *congela* durante unos pocos años y las retropredicciones se crean tan solo una vez. VITART [631] documentó que, en promedio, la habilidad (*skill*, sec. 15.2.4 en la página 218) de las predicciones mensuales para las semanas 2 a 4, ha mejorado significativamente en la década pasada.

El sistema de predicción estacional del ECMWF consiste en un análisis oceánico para estimar el estado inicial del océano, un modelo de circulación general

global acoplado océano-atmósfera para calcular la evolución del océano y atmósfera, y una serie de posprocesos para crear productos de predicción a partir de la salida numérica bruta (véase para más detalle https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/long-range).

Además de la predicción estacional que se hace cada mes, se elabora una predicción anual cuatro veces al año, siendo las fechas de comienzo el 1 de febrero, 1 de mayo, 1 de agosto y 1 de noviembre. El rango de la predicción es 13 meses. Las predicciones de rango anual se corren como una extensión de la predicción estacional y se hacen utilizando el mismo modelo pero con un tamaño del ensemble (número de miembros, 13.4.1 en la página 181) más pequeño. Tanto las retropredicciones como las predicciones en tiempo real tienen un tamaño de 15 miembros. Las predicciones de rango anual se diseñan principalmente para proporcionar una predicción del fenómeno El Niño. En el momento actual, tienen un estatus experimental más que operacional.

28.1.6 Ejemplo de sistema de predicción estacional: S-ClimWaRe

Como ejemplo de un modelo empírico sencillo de predicción estacional tenemos el modelo *S-ClimWaRe* desarrollado por AEMET [633].

Se denomina *servicio climático* al suministro de información climática que ayude a la toma de decisiones, tanto de las personas como de las organizaciones. Las predicciones climáticas estacionales son un componente fundamental de los servicios climáticos. El proyecto europeo FP7 EUPORIAS (noviembre 2012 – enero 2017 [88, 278]), ha trabajado en el desarrollo de sistemas de previsión de impactos a escala estacional y decadal para el apoyo a la toma de decisiones dependientes del clima, siguiendo las directrices del Marco Mundial para los Servicios Climáticos, y fomentando el desarrollo de servicios climáticos en sectores clave, incluyendo agua, energía, salud, transporte, agricultura y turismo. Un proyecto demostrativo del valor de las predicciones estacionales, surgido en EUPORIAS como «caso de estudio», es el servicio climático piloto destinado a apoyar la gestión de los embalses en España denominado *S-ClimWaRe* (Seasonal Climate predictions in support of Water Reservoirs management).

S-ClimWaRe está siendo puesto en funcionamiento por un equipo multidisciplinar cuyos integrantes pertenecen a la Dirección General del Agua, las Confederaciones Hidrográficas del Ebro, Duero, Tajo y Miño-Sil, AEMET, CETaqua (institución española que trabaja en el ciclo integral del agua) y la Universidad Politécnica de Valencia.

El «caso de estudio» S-ClimWaRe se apoya en el conocimiento y predecibilidad de patrones atmosféricos (y también en algunos casos oceánicos), que son impulsores o *drivers* de la variabilidad climática observada en ciertos lugares y estaciones del año. La metodología que se ha empleado es una adaptación de la ya utilizada en sistemas probados con éxito en otros países, fundamentalmente de Asia y Norteamérica, y que están basados en la predecibilidad del clima a escala estacional que proporciona el fenómeno El Niño-La Oscilación del Sur ([76], 29.2.1 en la página 490). En el caso de S-ClimWaRe, se explota la conocida influencia de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO [642], 29.2.2 en la página 491 y párrafo siguiente) en la variabilidad hidrológica en amplias zonas de España [530].

Figura 28.4: S-ClimWaRe: Un servicio climático desarrollado en AEMET basado en predicción estacional para apoyar la gestión de los embalses en España .

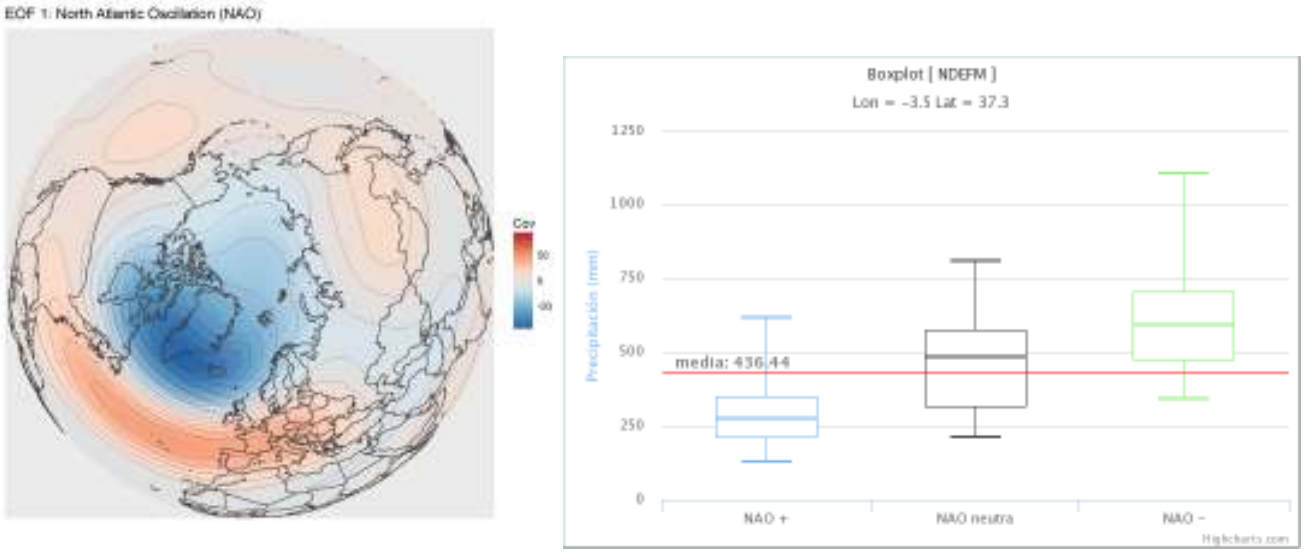


Figura 28.5: Patrón espacial de la Oscilación del Atlántico Norte, NAO (izquierda) y su influencia en la precipitación acumulada en el periodo invernal -noviembre a marzo- en un punto de Andalucía representada por diagramas de cajas (boxplot) correspondientes a los inviernos con NAO positiva, neutra y negativa (derecha).

Oscilación del Atlántico Norte (North Atlantic Oscillation, NAO) y variabilidad de la precipitación invernal en España. La estructura espacial de la NAO en su fase positiva/negativa corresponde a anomalías de presión negativas/positivas en la zona de Islandia y a anomalías positivas/negativas en las latitudes medias del Atlántico Norte, como se muestra en la Figura 28.5, parte izquierda.

La NAO tiene una marcada influencia en la precipitación invernal en gran parte de la España peninsular. En la Figura 28.5, parte derecha, se presenta un ejemplo del impacto de este patrón atmosférico en la variabilidad observada en la precipitación invernal (de noviembre a marzo) desde 1951 hasta la actualidad, en un punto de Andalucía oriental. Se representa, mediante el uso de *boxplot*s (ver sec. 13.6.8 en la página 191), la distribución estadística (mediana, cuartiles y valores máximo y mínimo) de la precipitación invernal en ese lugar, dependiendo de la fase de la NAO. Se puede observar que los inviernos con NAO positiva/negativa se corresponden, en general, con periodos secos/húmedos.

Gran parte de la variabilidad de la NAO es debida a procesos internos de la dinámica atmosférica y a sus retroalimentaciones, lo que hace que sea difícil predecir correctamente este patrón atmosférico en horizontes de escala estacional por parte de la mayoría de los modelos de circulación general océano-atmósfera existentes [91]. Como consecuencia de ello, la habilidad de sus predicciones de precipitación en las zonas fuertemente influenciadas por la fase de la NAO es demasiado baja para poder ser de utilidad en la toma de decisiones.

A pesar de ello, en invierno, una parte de la variabilidad de la NAO puede ser forzada externamente en escalas temporales largas, por ejemplo, por la extensión de la capa de nieve en Eurasia. COHEN y JONES [133] han demostrado que, en invierno, este importante patrón de variabilidad climática está asociado de forma estadísticamente significativa con el avance de la cobertura de nieve en otoño en esta zona del hemisferio norte. Científicos de la Universidad de Cantabria, en colaboración con estos autores, han puesto de manifiesto que existe una capacidad predictiva de la precipitación invernal en España basada en este avance de la nieve [69]. Utilizando estos resultados, en S-ClimWaRe se ha optado por utilizar una formulación estadística para la predicción climática estacional del próximo invierno, y se ha desarrollado un modelo empírico de predicciones probabilistas de aportaciones a los embalses y de precipitación utilizando el avance de la nieve en Eurasia en otoño como fuente de predecibilidad de la NAO invernal, que a su vez lo será de las aportaciones o de la precipitación [633].

La incertidumbre de las predicciones estacionales generadas por este sistema estadístico se estima generando un *ensemble* de predicciones, en el que los miembros corresponden a distintas situaciones históricas, si bien aparecen con una mayor, igual, o menor frecuencia que la ocurrida en el pasado.

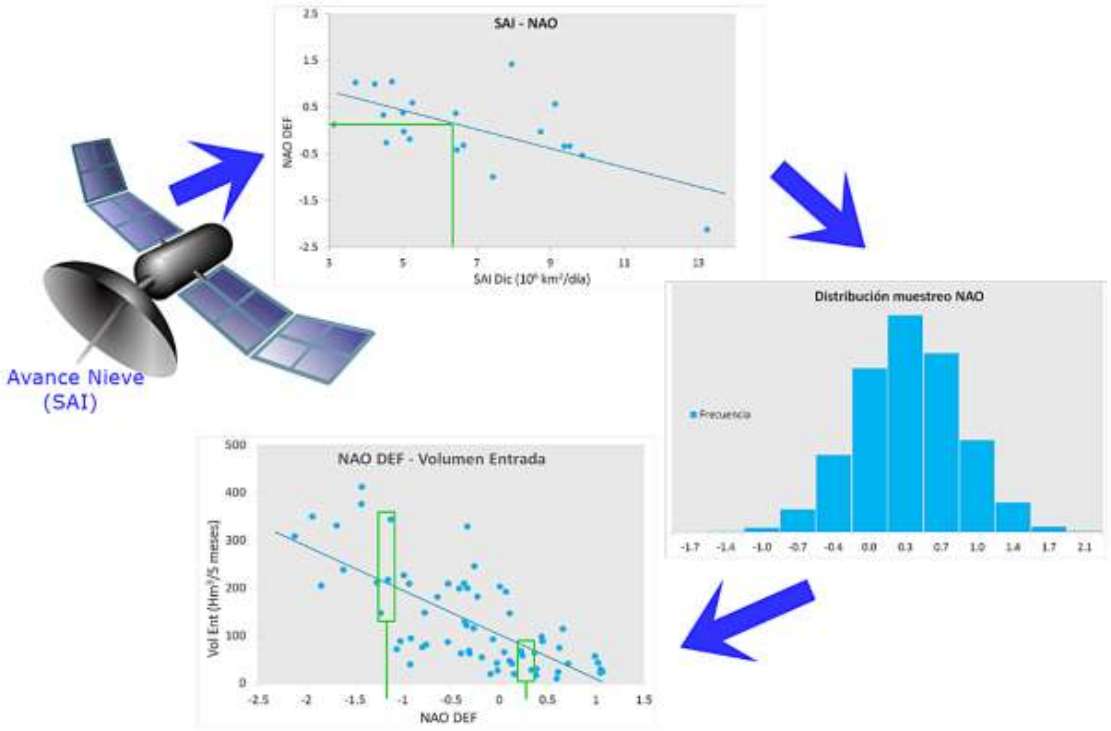


Figura 28.6: Esquema del sistema estadístico de predicción estacional desarrollado en S-ClimWaRe.

Descripción del sistema empírico de predicción estacional. En el desarrollo del sistema de predicción estacional de aportaciones a los embalses se ha seguido la metodología propuesta por el International Research Institute for Climate and Society [76]. Una descripción completa del mismo puede encontrarse en Voces et al. [633]. Se ilustra en la Figura 28.6

El módulo de predicción puesto en funcionamiento en S-ClimWaRe consiste en un sistema estadístico para pronosticar, a partir del avance de la nieve en Eurasia (que se calcula a comienzos de noviembre utilizando productos de observación satelitales), un ensemble de valores de la aportación para el periodo invernal (de noviembre a marzo) en cada uno de los embalses.

La predicción probabilista de aportaciones se realiza en dos etapas:

1. La primera consiste en predecir la magnitud y fase de la NAO en los próximos meses. Con el valor del avance de la nieve se pronostica el índice de este patrón invernal utilizando una regresión lineal. La incertidumbre de este valor previsto de la NAO se estima mediante el muestreo de una distribución normal centrada en el valor del índice previsto de forma determinista, generando así un ensemble de valores previstos de la NAO invernal.
2. La segunda etapa de la predicción es local y se realiza de forma independiente en cada uno de los embalses. A partir del valor del índice de la NAO previsto por cada uno de los miembros del ensemble anterior se buscan, en la serie histórica, las aportaciones al embalse ocurridas en el pasado correspondientes a los K años con el índice NAO invernal más parecido al previsto por el miembro en cuestión. La utilización de este algoritmo K_{nn} (*K-nearest neighbors* [347]), evita hacer hipótesis sobre la forma de la distribución estadística de la incertidumbre de las predicciones de aportaciones en este segundo paso de la predicción.

De esta forma, el ensemble de aportaciones generado localmente en cada embalse está compuesto por 1500 valores de aportaciones tomados de su serie histórica. Cada suceso tendrá una frecuencia asociada, el número de veces que aparece en el ensemble de predicción. Esta frecuencia está directamente relacionada con la probabilidad de esa aportación.

El modelo desarrollado se aplica de forma similar a la predicción estacional de la precipitación sin más que sustituir la serie de valores observados de aportaciones al embalse por la precipitación.

Salidas del sistema. Las salidas del modelo empírico de predicción estacional se posprocesan para generar productos probabilistas y se verifican de forma similar a las salidas de los modelos dinámicos de predicción estacional. En S-ClimWaRe, el producto que se suministra a los usuarios es la *probabilidad de un invierno húmedo, normal o seco,* calculando la probabilidad que la función de distribución, que forman los miembros del ensemble, otorga a cada una de las categorías definidas por los terciles de la serie de predicciones invernales realizadas sobre un periodo histórico retrospectivo con las que se compara la predicción para el próximo invierno. Para evaluar la precisión y habilidad de estas predicciones probabilistas, se ha desarrollado un paquete completo de verificación objetiva con métricas estándar.

El servicio climático S-ClimWaRe, además del sistema estadístico de predicción estacional probabilista acompañado de su posproceso y verificación objetiva, también incorpora herramientas de análisis de la variabilidad hidrológica y climática ligadas a la NAO. A estas herramientas y productos de predicción estacional se accede mediante un portal web de información, basado en tecnología GIS (Geographical Information Systems [379]), que está siendo diseñado conjuntamente con los usuarios finales que integran el equipo de trabajo. Para todo ello, S-ClimWaRe combina datos de observación *in situ* hidrológicos y meteorológicos con series de precipitación en malla, con productos satelitales de cobertura de nieve y con la serie histórica de índices de la NAO obtenidos a partir de reanálisis atmosféricos. El servicio climático se completa con el modelo de previsión de riesgos de los embalses SIMRISK [265], desarrollado por la Universidad Politécnica de Valencia, y que ha sido adaptado para utilizar como entrada las predicciones probabilistas de aportaciones a los embalses.

El sistema SIMRISK, alimentado por predicciones estacionales de aportaciones producidas para un periodo histórico retrospectivo, está produciendo previsiones de riesgos de llenado de distintos niveles del embalse y de satisfacción de la demanda para las distintas condiciones que se dieron cada año del periodo. Estas previsiones del estado del sistema permiten analizar posibles oportunidades de actuación preventiva, tanto en años de sequía como en aquellos muy húmedos en los que se produjeron inundaciones. Los resultados alcanzados en el servicio S-ClimWaRe completo en 2016 están disponibles en el informe *online* publicado por el MAPAMA [638] (enlace actualizado 16-10-2018 a página del Ministerio para la Transición Ecológica (MITECO)): `https://www.miteco.gob.es/en/agua/temas/evaluacion-de-los-recursos-hidricos/Prediccion-estacional-gestion-embalses.aspx`.

El servicio climático S-ClimWaRe, que se ha desarrollado con una arquitectura modular, se basa en un ciclo continuo de evaluación y desarrollo para satisfacer los requisitos de los usuarios finales, a través de la mejora de sus distintos componentes. Entre ellos, la evolución hacia la utilización de salidas de los modelos climáticos de circulación general océano-atmósfera, una vez se consiga predecir el estado de la NAO del invierno venidero con una mayor habilidad.

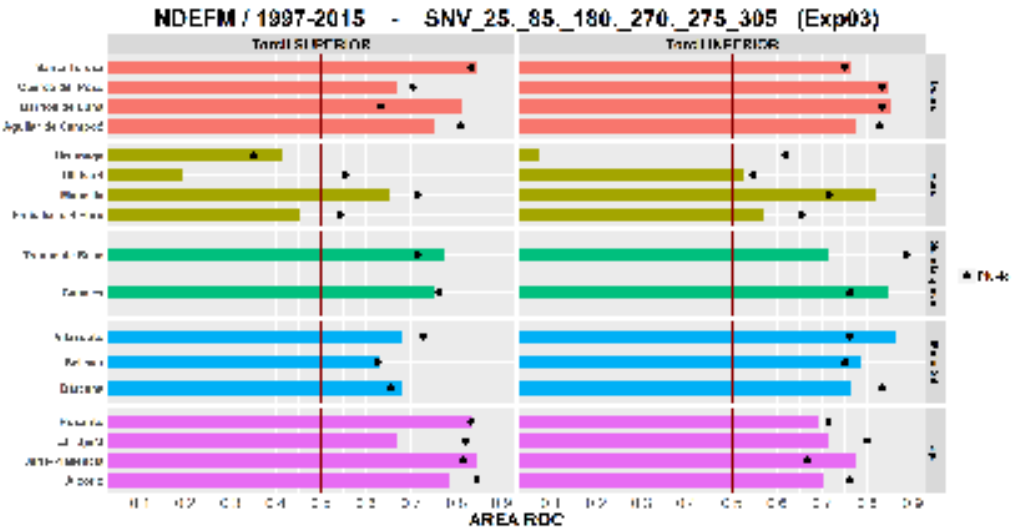


Figura 28.7: Área ROC ([262], sec. 15.9.6 en la página 237) para las categorías invierno húmedo/seco (columnas izquierda/derecha) de las predicciones de aportaciones a cada uno de los embalses (barras de colores) y de la precipitación (puntos negros).

Evaluación de las predicciones probabilistas del sistema empírico de predicción estacional. Los usuarios finales integrantes del equipo S-ClimWaRe, han seleccionado una serie de embalses de las cuencas del Duero, Tajo, Ebro, Miño-Sil y Guadalquivir, en los que se ha probado la utilización de estas predicciones climáticas estacionales probabilistas generadas con el sistema empírico que se ha desarrollado.

La habilidad del sistema empírico empleado para predecir la precipitación y las aportaciones a los embalses en el próximo invierno, se ha evaluado mediante la realización de predicciones estacionales sobre un periodo histórico retrospectivo, o hindcast, en el que no se han incluido los datos del año a predecir (procedimiento de validación cruzada [662]).

Los índices de verificación utilizados para evaluar las predicciones probabilistas miden, entre otros, la capacidad de discriminación (mediante el área ROC [262], sec. 15.9.6 en la página 237), y la habilidad respecto a la utilización de la *climatología muestral* (Brier Skill Score [71, 323, 404], sec. 15.9.8 en la página 238), o el coeficiente de correlación de la media del ensemble de predicciones con la observación [633].

La Figura 28.7 muestra el valor del área ROC ([262], 15.9.6 en la página 237) para las categorías invierno húmedo/seco (columnas izquierda/derecha) de las predicciones de aportaciones a cada uno de los embalses (barras de colores) y de la precipitación (puntos negros). Para los casos en los que se haya observado *a posteriori* un evento (por ejemplo, invierno húmedo), el sistema de predicción es capaz de discriminar positivamente la ocurrencia de la no ocurrencia del evento si el valor del área ROC es superior a 0.5. En el caso de una discriminación perfecta, el valor del área ROC es igual a 1. Un valor del área ROC igual a 0.5 se obtiene si el sistema de predicción no es capaz de discriminar la ocurrencia de la no ocurrencia del evento observado. Valores inferiores a 0.5 indican una discriminación negativa del sistema de predicción, y sugieren que con un invierno húmedo observado, el sistema de predicción habría otorgado una mayor probabilidad a que no fuera un invierno húmedo que a lo contrario.

Los resultados obtenidos son muy satisfactorios en los embalses del Guadalquivir, Duero, Tajo, Miño-Sil y el embalse de Mansilla en la cuenca del Ebro, e indican que se discrimina razonablemente bien en esas zonas a comienzos de noviembre el carácter húmedo/seco del siguiente trimestre invernal.

28.1.7 Fiabilidad

Un sistema de predicción se considera *fiable* si las probabilidades de predicción para un suceso concuerdan con las frecuencias condicionales de la ocurrencia real de ese suceso (sec. 15.9.4 en la página 232).

Las predicciones climáticas de largo plazo, exactas y precisas, son imposibles de obtener debido a la naturaleza caótica del sistema climático. Las predicciones estacionales son probabilistas, lo que significa que proporcionan la probabilidad de ocurrencia de ciertos resultados más que una predicción de tipo numérico o de tipo *si-no*. Por esta razón, la información sobre la fiabilidad de las predicciones climáticas es crucial para cualquier usuario de información climática de cara a saber la utilidad de esas predicciones para apoyar el proceso de toma de decisiones.

Cuando se predice el clima futuro, deseamos utilizar el número mayor de modelos fiables y tener una idea acerca de cuán fiables son esas predicciones. El denominado diagrama de fiabilidad (sec. 15.9.4 en la página 232) es una herramienta gráfica utilizada para evaluar la fiabilidad de las predicciones probabilistas, climáticas por ejemplo. Describe la relación estadística entre la probabilidad de una predicción predicha y la frecuencia estadística condicionada con la que se observa realmente la predicción. De un modo muy general, las predicciones con una gran fiabilidad tienen habilidad (*skill*) y son *exactas* desde el punto de vista probabilista, lo que significa que tienen una incertidumbre baja y, en consecuencia, un error de predicción relativamente bajo (para profundizar estos aspectos puede consultarse el capítulo dedicado a verificación 15 en la página 213).

28.1.8 Tendencias actuales hacia el esquema *seamless*

La multiplicación de los sistemas de predicción (corto plazo, medio plazo, predicción mensual, predicción estacional), cada uno con sus propias cadencias de actualización suscita la cuestión de la claridad / visibilidad y de la compatibilidad de los diferentes productos para los usuarios. Ello lleva a los servicios meteorológicos a subrayar el concepto de predicciones sin discontinuidad o sin costuras (*seamless* forecasts, en inglés). Este concepto puede describirse como *la apuesta para hacer compatibles predicciones de diferentes plazos, atendiendo a su concepción de base, su contenido y*

su formato. Se habla de predicción sin costura para la producción de predicciones a 24 h, a 10 días, a un mes, a 6 meses, a 10 años, o incluso de escenarios climáticos para el fin de siglo. Esta expresión enfatiza la necesidad de la puesta en común de desarrollos científicos y técnicos.

Desde hace aproximadamente una decena de años, se observa una notable convergencia de métodos y cuestionamientos científicos en la predicción del tiempo y del clima. La toma en consideración, cada vez más completa, de las interacciones entre los diferentes compartimentos del ambiente se ha vuelto necesaria y conduce, más allá de las diferencias de escalas temporales y espaciales, a una semejanza técnica creciente entre las herramientas de modelización del tiempo y del clima, lo que permite contemplar economías de desarrollo y de mantenimiento de los códigos. El empuje creciente en el uso de las observaciones *in situ* y satelitales para inicializar y validar los modelos numéricos es otra fuente de convergencia entre los dominios de la meteorología y del clima. Estas tendencias generales conducen a los servicios meteorológicos a avanzar el concepto de las predicciones «sin costuras» o «sin discontinuidad».

Uno de los grandes desafíos lanzados por el desarrollo de los servicios climáticos es progresar en la predicción de las fluctuaciones climáticas en escalas espaciales relativamente finas y para horizontes temporales que van de la semana a la década. Estas fluctuaciones se superponen a la tendencia de fondo del cambio climático antrópico (por ejemplo, a pesar de la tendencia hacia un clima más cálido y seco en España debido al calentamiento global, debido a estas fluctuaciones naturales superpuestas los meses de febrero y marzo de 2018 fueron especialmente lluviosos en España). Su predicción requiere progresos importantes en la comprensión de la variabilidad natural del clima, que se traduce en *oscilaciones* climáticas. Hay que comprender los mecanismos que hacen que estos fenómenos se desarrollen, sus interacciones, evaluar su predecibilidad y mejorar los aspectos del estado inicial o de la física de los modelos que son esenciales para su predicción. Resultados recientes subrayan, por ejemplo, el papel probable de la convección nubosa y de la estratosfera para favorecer la emergencia de ciertas oscilaciones. Estos estudios deben tener también en cuenta el océano, la humedad de los suelos, la composición de la atmósfera, la criosfera y la variabilidad solar, estudios que deben apoyarse en una base larga de observaciones homogéneas del sistema Tierra que se encuentran condicionadas en parte por el desarrollo de los programas internacionales de los reanálisis de la atmósfera, del océano y de las superficies continentales.

Sin embargo, este esfuerzo no ha concluido, ni es fácil de continuar. El espectro de escalas, de procesos y de usos a cubrir es cada vez más amplio, con el desarrollo de la predicción a escala de los fenómenos convectivos individuales (sec. 22.1.2 en la página 340 y sec. 22.1 en la página 340) y el acoplamiento con la composición de la atmósfera. El uso creciente de módulos desarrollados inicialmente en marcos diferentes exige esfuerzos importantes para garantizar la compatibilidad y la versatilidad de las diferentes opciones. Se precisarán nuevos esfuerzos de racionalización de los códigos para proseguir la elaboración de un ensemble durable y unificado al servicio de la predicción del tiempo y del clima. En esta línea, el enfoque de unificación de los códigos se extenderá al dominio de la química de la atmósfera. Una nueva biblioteca (*library*) común de códigos para la predicción de la calidad del aire y el estudio de las interacciones química-clima se desarrollará y será progresivamente implantada en las herramientas actuales. Integrará los avances procedentes del conjunto de la comunidad científica francesa en química de la atmósfera.

Ya CHRISTOPHE CASSOU en 2008 mencionaba que *salvar el salto entre las escalas espacio-temporales de tiempo y clima constituía un reto significativo al que se enfrentaba la comunidad atmosférica*. En concreto, el progreso tanto en el rango de medio plazo y en la predicción climática, desde la estacional a la interanual, reside en nuestra comprensión de los patrones de tiempo recurrentes y en la identificación de causas específicas responsables del favorecimiento de su ocurrencia, persistencia o transición. Dentro de este marco de referencia, se presentan pruebas de que la principal oscilación climática intraestacional en los trópicos es la oscilación de MADDEN-JULIAN (MJO [390], de sus siglas en inglés) que controla parte de la distribución y secuencias de los cuatro tipos de tiempo definidos en la región Atlántico Norte-Europa en invierno. Los regímenes de la oscilación del Atlántico Norte (NAO) son los más afectados, permiten la predecibilidad de su fase para el medio plazo, excediendo el límite de una semana que se le asocia a menudo. La relación tropical-extratropical -con retardo-, es asimétrica. Los eventos NAO (+) responden fundamentalmente a un tren de ondas de baja frecuencia en las latitudes medias iniciada por la MJO en el centro y oeste del Pacífico tropical oeste y que se propaga hacia el este. Los precursores para los eventos NAO (-)

se encuentran en el este del Pacífico tropical-Atlántico occidental, conduciendo a cambios a lo largo de las trayectorias de tormentas (*storm tracks*, en inglés) del Atlántico Norte. Los diagnósticos de roturas de onda tienden a apoyar el precondicionamiento de la MJO y el papel de los torbellinos transitorios al establecer la fase de la NAO. Esta prometedora habilidad (*skill*) podría ser de importancia considerando la estrecha relación entre los regímenes de tiempo y las condiciones medias y las probabilidades de sucesos extremos en Europa. Estos descubrimientos son útiles para acentuar todavía más la necesidad de simular y predecir mejor la dinámica del acoplamiento océano-atmósfera en la región tropical, que es una fuente de la predecibilidad de medio a largo plazo (*talón de Aquiles* de la predicción sin costuras).

Si el mismo SPC (ensemble multimodelo) se utiliza tanto para predicción estacional como para predicción de cambio climático, entonces la validación de las predicciones probabilistas en la escala de tiempo más corta puede utilizarse para mejorar la veracidad de las predicciones probabilistas en la escala de tiempo más larga. Esta mejora vendría de los procesos de evaluación en común entre la predicción estacional y las escalas temporales de la proyección climática, tales como la respuesta atmosférica a las temperaturas de la superficie del mar. Conviene insistir que procesos tales como el acoplamiento atmósfera-océano, que son relevantes para el problema de la predicción estacional, también desempeñan un papel en determinar el impacto de algún forzamiento climático dado, en el mismo sistema climático. La técnica de calibración proporciona una manera de cuantificar la debilidad en aquellos enlaces a la cadena común, tanto en la predicción estacional como en las escalas de tiempo del cambio climático.

28.2 Predicción mensual

La principal motivación para la predicción mensual es investigar la predecibilidad en el rango temporal de 10 a 30 días. Se trata de una escala temporal a caballo entre la predicción de tiempo a plazo medio y la predicción estacional, representando dos problemas diferentes. La predicción de tiempo a plazo medio es esencialmente un problema de valores iniciales atmosféricos, ya que esta escala temporal es demasiado corta para que las variaciones en el océano tengan un impacto significativo en la circulación atmosférica. A partir de diez días, la variación de los océanos tiene una influencia significativa en la atmósfera. Por tanto, hay que tenerla en cuenta en los modelos que simulan su evolución. Al utilizar modelos acoplados océano-atmósfera, es posible también prever las condiciones medias de temperatura y de precipitaciones más allá de 10 días.

El rango temporal de 10 a 30 días es probablemente suficientemente corto para que la atmósfera conserve la memoria de su condición inicial y lo suficientemente largo para que la variabilidad oceánica pueda tener un impacto en la circulación atmosférica. En consecuencia, las predicciones mensuales del ECMWF se producen a partir de integraciones acopladas océano-atmósfera.

Una importante fuente de predecibilidad sobre Europa en el rango 10-30 días se cree que podría atribuirse a la MJO [191]. La MJO es una oscilación tropical de periodo comprendido entre 40-50 días. Varios artículos (p. ej. [202]) sugieren que el acoplamiento océano-atmósfera tiene un impacto significativo en la velocidad de propagación de un evento MJO en el Índico ecuatorial y en el Pacífico occidental. En consecuencia, el uso de un sistema acoplado océano-atmósfera facilitaría la captación de algunos aspectos de la variabilidad de la MJO.

28.2.1 Particularidades de las predicciones mensuales del ECMWF

Se ha comprobado que la habilidad de las predicciones mensuales del ECMWF ha mejorado desde su inicio. Las mejoras en las puntuaciones (*scores* en inglés, ver sec. 15.2.3 en la página 217) relacionadas con la habilidad son, en particular, grandes para la predicción de la MJO, una fuente importante de predecibilidad en la escala de tiempo subestacional. Respecto a las regiones extratropicales del hemisferio norte, la habilidad de la predicción de la NAO y de las anomalías de temperatura a 2 metros también ha aumentado. VITART [631] muestra que una proporción grande de las mejoras en las puntuaciones de la habilidad de la NAO podrían atribuirse a las mejoras en la predicción de la MJO. Esas mejoras son debidas a una combinación de mejoramientos en el modelo, condiciones iniciales (asociadas con mejores esquemas de asimilación de datos, mejoras de modelo y uso de nuevos sistemas de observación) y diseño de sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) más fidedignos al perfeccionar la simulación de las incertidumbres. Indirectamente, los cambios recientes en el ECENS de medio plazo

ayudarán a aumentar la habilidad de la predicción subestacional. Los cambios futuros incluirán la implementación de un modelo de hielo marino en lugar de un hielo marino persistente y una mayor resolución del modelo oceánico (de 1° a ¼°).

28.2.2 Productos

Dos veces por semana, el ECENS (días 1-15) se extiende hasta 46 días (días 16-46). Los productos del así llamado ENS extendido o mensuales comprenden ensembles de predicciones individuales y posprocesos de condiciones promedio (por ejemplo, promedios semanales) así como la incertidumbre asociada (más información en [639] y [251]). Los siguientes subconjuntos están disponibles en las pasadas de los lunes y jueves: (VI-i) Medias semanales de las medias de ensemble (incluyendo productos de retropredicción); (VI-ii) Anomalías medias semanales de las medias del ensemble; (VI-iii) Medias semanales de los miembros individuales del ensemble (incluyendo productos de retropredicción); (VI-iv) Anomalías medias semanales de los miembros individuales del ensemble ; (VI-v) Pasadas de predicción individuales (incluyendo productos de retropredicción); (VI-vi) Probabilidades (productos semanales). La Figura 28.8 muestra algunos ejemplos.

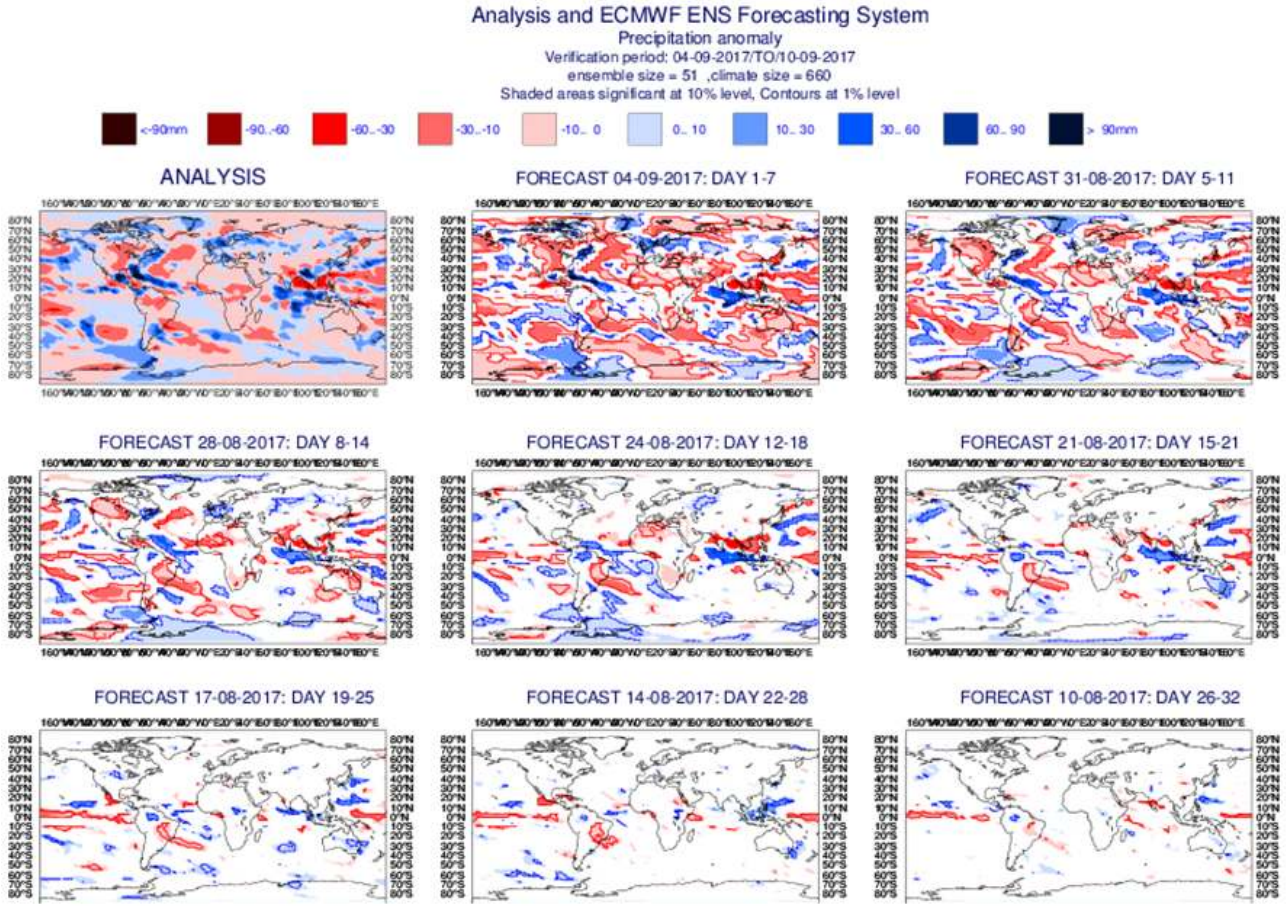


Figura 28.8: Anomalías medias semanales respecto al clima de los últimos 20 años. El mapa superior izquierdo corresponde a las anomalías calculadas utilizando el análisis operacional del ECMWF y reanálisis para una semana dada. Los otros paneles corresponden a las ocho predicciones mensuales empezando una semana aparte y verificando en esa semana. Las anomalías del ensemble son relativas al clima del ensemble, calculando a partir de las estadísticas. Aquellas áreas en las que la predicción del ensemble no es significativamente diferente de su climatología, de acuerdo con el test de WILCOXON-MANN-WHITNEY *(WMW [662]), aparecen en blanco. El rango temporal de las predicciones es día 1-7, 5-11, 8-14, 12-18, 15-21, 19-25, 22-28 y 26-32. Esta figura da una idea de hasta qué punto las anomalías predichas verifican con el análisis del ECMWF e igualmente informan sobre la consistencia entre las predicciones mensuales de una semana a la siguiente (fuente: ECMWF)*

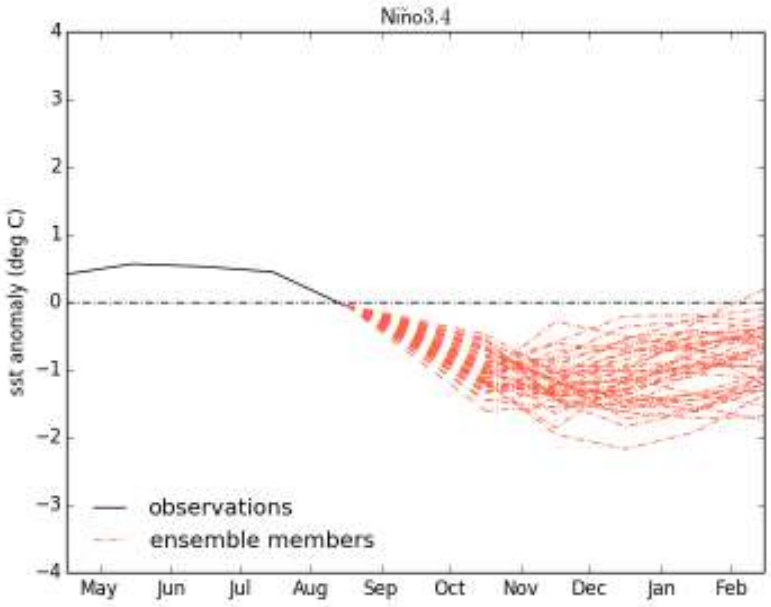


Figura 28.9: Penachos de anomalías medias mensuales (en rojo) de SST y anomalía de la temperatura observada para los seis meses precedentes (negro). Ver texto. Fuente: MetOffice.

Posteriormente los predictores de los grandes centros, analizan estos resultados a escala del país para elaborar el boletín de predicciones mensuales. Contrariamente, a las predicciones de escala de varios días, no se trata de informaciones detalladas y cifradas, sino de *predicciones cualitativas que informan sobre la situación general esperada* (perturbada, estable) y las grandes tendencias para la temperatura (superior o inferior a las normales) y las precipitaciones. Se presentan dos plazos:

- para la primera semana: el escenario más probable en términos de temperatura y precipitaciones en cada país
- para las dos semanas siguientes: la tendencia más probable únicamente para las temperaturas y solamente cuando un escenario dominante emerge de las simulaciones numéricas. La fiabilidad de las predicciones para las precipitaciones es insuficiente en este vencimiento.

La Figura 28.9 muestra otro ejemplo de producto, procedente en este caso de MetOffice. Para cada una de las distintas regiones del Pacífico tropical ecuatorial, en este caso la región Niño3.4, los gráficos de predicción (denominados penachos) muestran el promedio de las anomalías medias mensuales de las SST para cada miembro del ensemble (líneas rojas). La anomalía de la temperatura observada para los seis meses que preceden a la predicción se representa por una línea continua negra (fuente: MetOffice)

28.3 Predicción estacional y anual

A pesar de la naturaleza caótica de la atmósfera, la predicción estacional ha mostrado que es posible prever el estado medio de la atmósfera en los próximos tres a seis meses [473]. La predicción estacional se presenta bajo forma de predicciones cualitativas que informan sobre las grandes tendencias; es decir, si la próxima estación será más cálida o más fría, más seca o más húmeda que la normal, o próxima a la normal.

Como contraste con una simulación climática, una predicción estacional depende de manera crítica de una inicialización basada en la observación del sistema acoplado. Las predicciones resultantes intentan proporcionar información acerca de la evolución probable del sistema climático observado en las estaciones venideras. Sin embargo, conforme el rango de predicción aumenta, la importancia de las condiciones iniciales declina y los efectos del forzamiento externo empiezan a ser cada vez más importantes (Figura 28.10 en la página siguiente).

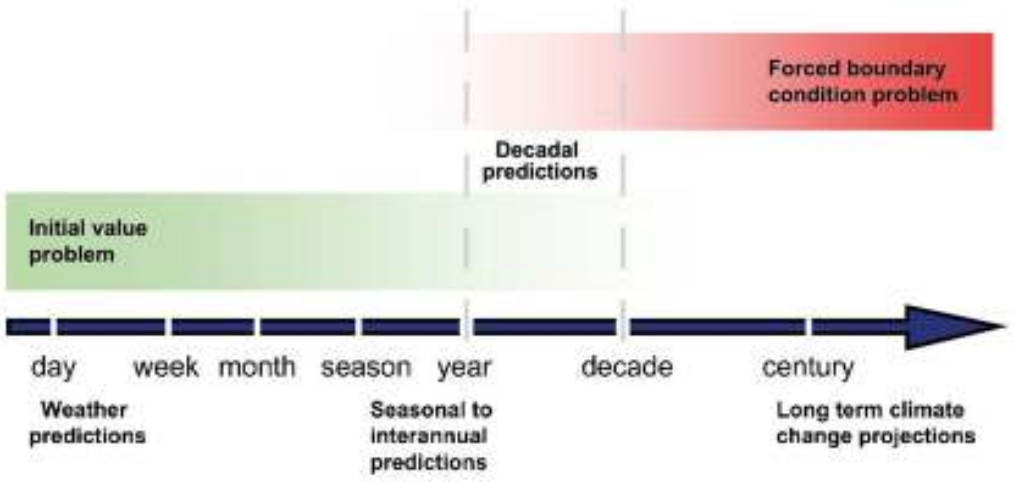


Figura 28.10: Importancia relativa de las condiciones iniciales y de contorno para las predicciones según las diferencias escalas temporales. (Fig. 1.2 de KIRTMAN *et al. 2013 [338]).*

La predecibilidad atmosférica estacional es mayor en ciertas regiones del globo y en ciertos periodos del año. En las regiones tropicales, la temperatura de superficie del océano pilota de forma intensa la circulación atmosférica mientras que la variabilidad natural del clima no es muy grande allí. La predecibilidad se acrecienta, por tanto, en esas regiones. En nuestras latitudes y en invierno, las teleconexiones con los trópicos son más fuertes que en verano, lo que aumenta la predecibilidad en el hemisferio norte y en Europa [473, 659].

La predicción estacional reposa en la modelización numérica del clima y en el acoplamiento entre sus diferentes actores. Es importante subrayar, que nos estamos refiriendo a una predicción de un estado medio (clima) y no de una cronología de estados instantáneos (tiempos). Se trata de una predicción de naturaleza probabilista, que puede ser útil en un contexto de gestión del riesgo climático, de toma de decisiones y de actividades sensibles a la meteorología (principalmente económicas). Tiene un valor añadido que es variable, en función de la zona, de la estación, del año y del parámetro. La predicción estacional representa pues la primera etapa de la adaptación a la variabilidad climática actual.

A pesar de su fiabilidad limitada en nuestras latitudes, este tipo de predicciones presentan un interés incuestionable para los responsables de las tomas de decisiones cuya actividad, muestre alguna dependencia de la meteorología (por ejemplo, energía, seguros, agricultura, hidrología). Siempre que se atisbe una tendencia, constituyen una información suplementaria con respecto a la climatología (el clima medio en un lugar y en un periodo dado). Asociados a otros datos, estas predicciones permitirán entonces anticipar y adoptar decisiones en plazos del orden de algunos meses.

Un aspecto interesante suscitado en relación con la fiabilidad fue la noción de *ventanas de oportunidad* en Europa. Este concepto relaciona el hecho, de que en determinadas épocas, ciertas influencias/ factores que confieren predecibilidad serán más intensos y/ o actuarán de manera conjunta. En tales situaciones, las señales en la predicción probablemente serán más intensas y la confianza en las predicciones climáticas puede ser mayor que lo que indicaría la habilidad promedio. Esas ventanas de oportunidad pueden favorecer el uso - de las predicciones climáticas para algunos usuarios dependiendo del fenómeno, umbrales y decisiones implicadas [574].

La dificultad de evaluar una predicción estacional ha retardado mucho tiempo el consenso sobre la validez de su enfoque científico. En la predicción a corto plazo, se puede evaluar al cabo de algunos meses la tasa de acierto y de fracaso de un sistema de predicción. En predicción estacional, habrá que esperar décadas para elaborar un juicio fiable. Por tanto, nos volvemos hacia el pasado, produciendo lo que se llama retropredicciones. Una *retropredicción es una predicción producida retrospectivamente*, años más tarde, pero sin hacer trampas, es decir, no utilizando ninguna información posterior al instante inicial de la predicción. Estas retropredicciones deben cubrir un periodo a la vez *largo* (por razones estadísticas) y *reciente* (por razones de homogeneidad del sistema de observación). Las aplicaciones operacionales hacen empezar este periodo en 1993 (comienzo de la observación altimétrica satelital), mientras que las evaluaciones en modo

investigación comienzan en 1979 (inicio de la observación global de la temperatura del océano por los satélites).

El empleo de predicciones medias anuales todavía no está muy extendido, en parte debido a su relativa novedad, la falta de evaluaciones del nivel asociado de predecibilidad y la calidad de la predicción, y, por último, la escasez de aplicaciones. Sin embargo, las predicciones medias anuales se han utilizado hasta ahora para entender y predecir la causa de la variabilidad interanual dentro de la señal del cambio climático subyacente, permitiendo la monitorización a corto plazo del progreso de cambio climático. Así, si por ejemplo, se espera un año frío, debido por ejemplo a la influencia de un evento La Niña, consideraciones acerca de la *variabilidad natural* impuesta al calentamiento tendrían más peso en la predicción de la variabilidad media anual.

Aunque la calidad de la predicción media anual se reduce con respecto a las predicciones estacionales con alcances más cortos, existe un número sustancial de casos con habilidad positiva, lo que puede conducir al desarrollo de aplicaciones específicas de este tipo de predicción. Como en el caso de predicciones de la escala de tiempo estacional, el multimodelo muestra frecuentemente un mejor calidad de predicción que los otros experimentos mencionados en DOBLAS-REYES ET AL. 2009 [154], aunque sea principalmente debido al mayor tamaño del ensemble.

28.3.1 Particularidades del sistema de predicción estacional del ECMWF

El papel constituido por el océano y sus intercambios con la atmósfera son cruciales en esa escala temporal [366]. Las predicciones del sistema así constituido, contienen incertidumbres, principalmente asociadas al desconocimiento de las condiciones iniciales y de la física simplificada del modelo.

Para paliar el problema de incertidumbre de las condiciones iniciales, el modelo global se integra varias veces a partir de inicializaciones realistas, un poco diferentes unas de las otras. Se obtiene así un ensemble de predicciones que describe los futuros estados posibles, teniendo en cuenta una cierta incertidumbre de las condiciones iniciales. Para tener en cuenta la incertidumbre debida a la modelización, una solución consiste en recurrir a varios modelos globales, desembocando así en una predicción multimodelo. El valor de la predicción multimodelo se ha explorado en particular en los proyectos DEMETER (Development of a European Multi-model Ensemble System for Seasonal to Interannual Prediction [475]) y ENSEMBLES (Ensemble-based Predictions of Climate Changes and their Impacts [279, 619, 653]).

El ECMWF ha liderado las predicciones estacionales desde hace muchos años. La investigación en la predecibilidad de las escalas estacionales al comienzo de la década de 1990, condujo a la implementación del primer sistema de predicción estacional del ECMWF basado en un modelo acoplado océano-atmósfera en 1997. En noviembre de 2011, el último sistema de predicción estacional Sistema 4 entró en operación. Este Sistema de predicción estacional del ECMWF [586] será sustituido en breve por un sistema mejorado denominado SEAS5. Se espera que proporcione incluso predicciones estacionales de mayor calidad en los trópicos y predicciones estacionales de hielo marino. Otro avance importante es que se corresponde bien con el sistema de rango extendido del ECMWF. Esto marca un paso significativo en el camino hacia la predicción sin costuras a través de un rango completo de escalas temporales, desde el rango medio hacia las predicciones estacionales.

El 11 de julio de 2017 [85] entró en vigor una actualización sustancial. El nuevo ciclo incluye cambios en el modelo; en el número y uso de las observaciones; en la infraestructura del software; y en el procedimiento de asimilación utilizado para generar las condiciones iniciales de las predicciones. La actualización ha tenido un impacto positivo en la habilidad de la predicción en las predicciones de plazo medio y mensuales.

La estrategia de diez años adoptada por el ECMWF en 2016 incluyó dos objetivos científicos clave cara a conseguir la mejora de la habilidad de la predicción a plazo medio: una estimación más precisa del estado inicial, una representación coherente de la incertidumbre asociada con las observaciones y el modelo; y una mejor representación de los procesos físicos y químicos junto con las interacciones entre las diferentes componentes del sistema Tierra. Esto permite el uso de más observaciones y mejora su asimilación, incluyendo además cambios en los esquemas de radiación y convección junto con una nueva climatología de aerosoles, proporcionando, por tanto, una representación mejorada de los procesos del sistema Tierra. Ambos desarrollos han conducido a mejoras significativas en la habilidad de la predicción.

Resulta importante tener en mente que los sistemas de predicción operacionales necesitan considerar cuestiones prácticas a la vez que la base científica de las predicciones y productos. La experiencia ha venido a demostrar que el control de calidad es una parte importante del Sistema multimodelo, ya que pueden presentarse una amplia variedad de problemas y errores.

Por otra parte, está el *EUROSIP*, un Sistema de predicción estacional multimodelo, consistente en un número de sistemas de predicción estacional acoplados independientemente, integrados en un marco de referencia común. Surgió a consecuencia de los resultados tan alentadores del Proyecto DEMETER y de otros proyectos, quienes establecieron los beneficios científicos conseguidos al combinar las predicciones de cinco modelos (francés, inglés, americano, japonés y el modelo del ECMWF). En 2015 se puso operativa la versión 5 del sistema de Météo-France que es bastante próxima a la versión del modelo del sistema Tierra que se utilizará para el próximo informe del IPCC (AR6). Cada dos o tres años se llevarán a cabo ciclos de mejora. Su establecimiento intensificará los esfuerzos sobre la evaluación de la predecibilidad decadal del clima, en colaboración con el *Cerfacs* (Centre Européen de Recherche et de formation avancée en calcul scientifique).

En un desarrollo separado, el Servicio de Cambio Climático de Copernicus (C3S) está probando un prototipo de servicio de predicción estacional que ofrecerá predicciones multimodelo de El Niño y que se espera que sustituya al sistema multimodelo EUROSIP en una fecha oportuna. Los suministradores principales son el ECMWF, la MetOffice y Météo-France. Además, el Centro Euro-Mediterráneo sobre Cambio Climático Italiano (CMCC) y el Servicio Meteorológico Nacional Alemán (DWD) empezarán a enviar datos para su incorporación en el paquete de productos del servicio durante 2017. Se juntarán con el NCEP y el JMA. Para más información, véase BROOKSHAW [75]. Los datos de todos los modelos participantes se archivan en el ECMWF, pudiéndose acceder a ellos mediante el acatamiento de los términos de la política de datos de EUROSIP.

28.3.2 Productos (estacional)

Las predicciones estacionales se elaboran esencialmente para ser difundidas hacia todos los usuarios potenciales bajo forma de *mapas* o *boletines* a través de la web (ECMWF). Las consecuencias de un suceso cálido en el Pacífico ecuatorial (El Niño) están suficientemente documentadas para que una predicción de la ocurrencia de este fenómeno sea interpretado en términos de sequías, riesgo de inundaciones, etc.

Existen, igualmente, aplicaciones de las predicciones estacionales desarrolladas para un uso preciso. Hay que destacar que, sobre todo en las regiones tropicales donde las puntuaciones son más elevadas, es donde existe una colaboración más estrecha entre los predictores y los usuarios, en general, mediante una adaptación estadística. Este tipo de enfoque requiere retropredicciones sobre plazos largos y cambios de versión poco frecuentes. Por eso, la gestión de una presa en el río Senegal incluye una componente de predicción estacional [29]. En América del Sur, se han realizado un cierto número de adaptaciones estadísticas por el consorcio *Eurobrisa*.

Los productos numéricos generados por el Sistema de predicción estacional del ECMWF [586] contienen información acerca de lo que cabría esperar en escalas de tiempo estacionales, pero no hay que olvidar que también contienen errores. No se recomienda un uso irreflexivo de los productos de predicción numéricos en bruto. Las predicciones tienen que prepararse cuidadosamente para los usuarios, tal vez combinando datos de varias fuentes empíricas y/o numéricas. La creación y la emisión de declaraciones de predicción preparadas de forma debida no es una misión del ECMWF, sino que es responsabilidad de los Servicios Meteorológicos Nacionales o las organizaciones internacionales responsables. Los mapas de probabilidad que aparecen en las páginas web están «sin calibrar», esto es, representan directamente las salidas del modelo, y no se ha aplicado ningún ajuste a las probabilidades para que tengan en cuenta los errores del modelo.

El ECMWF genera además un número de productos multimodelo que son creados a partir de la salida integrada de los modelos componentes del sistema EUROSIP. Su referencia oficial es *productos EUROSIP*. La mayoría de estos productos se proporcionan tan solo en formato gráfico, aunque también se encuentran disponibles algunos datos en formato numérico. El acceso a estos productos multimodelo es análogo al acceso de cualquier producto del ECMWF.

Los datos procedentes de los modelos individuales se archivan también en el ECMWF, pero en este caso,

el acceso está sujeto a los términos especificados en la política de datos de EUROSIP (información más detallada en [640]).

En el Sistema multimodelo EUROSIP, las incertidumbres debidas a los errores de los modelos se encuentran mejor representadas, en consecuencia, la predicción EUROSIP es más fiable. Pueden encontrarse mejoras del sistema de predicción estacional y sus productos en las referencias [14, 436, 630].

La variedad de los productos gráficos se diseña para mostrar perspectivas diferentes acerca del futuro predicho para el modelo. No existe ningún gráfico que pueda representar la cantidad ingente de información contenida en el ensemble de predicción.

Los productos de datos proporcionan acceso a valores de predicción cuantitativos y permiten la creación de un rango casi ilimitado de productos de predicción específicos de cada usuario. Mostraremos aquí unos pocos ejemplos.

Penachos. La Figura 28.11 muestra las regiones de El Niño donde se calculan los gráficos conocidos como *penachos*.

Las predicciones de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Ecuatorial promediadas sobre las áreas arriba mencionadas se muestran en gráficas tanto anuales como estacionales (Figura 28.12).

Las anomalías medias mensuales predichas para cada miembro individual del ensemble se muestran como manchas rojas unidas por curvas rojas finas, y el análisis verificante, cuando se encuentra disponible se representa por una curva azul a trazos gruesos.

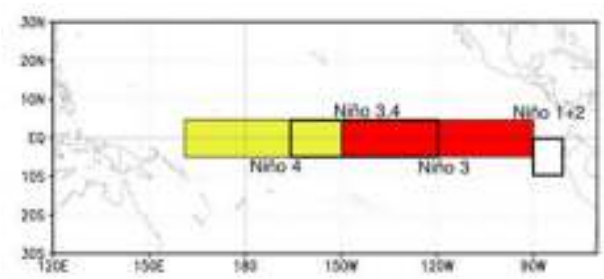


Figura 28.11: Regiones de El Niño en el Pacífico: Niño-3, (5N-5S, 90-150W) Niño-3.4 (5N-5S, 120-170W) y Niño-4 (5N-5S, 160E- 150W)

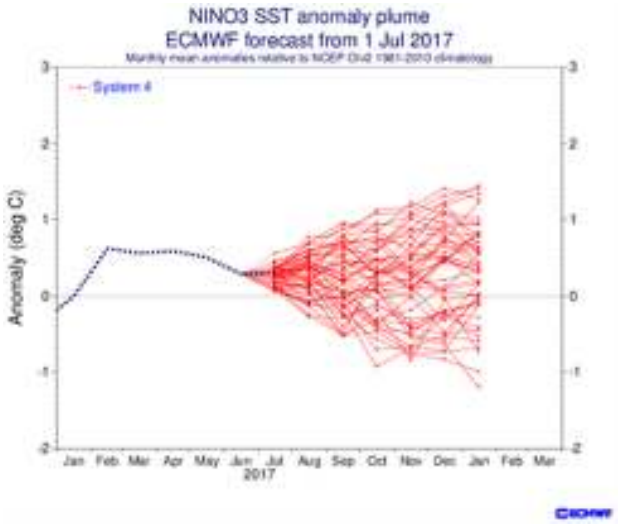


Figura 28.12: Penachos de las anomalías medias mensuales de SST para la región NINO3. Fuente: ECMWF.

Las predicciones empiezan el 1 de cada mes, y la anomalía media mensual para ese mes es el primer valor ploteado. Esto se junta con la anomalía media mensual procedente (observada) con una línea a trazos que representa la continuidad de la predicción con el análisis. Es importante notar que las líneas no representan la evolución continua de las SST sino que sencillamente conectan los valores mensuales.

Gráficas de verificación. Junto con los gráficos de penachos de El Niño, se muestran estadísticas de verificación basadas en las predicciones pasadas o retropredicciones [436]. EL sistema 4 tiene un balance dispersión-error mucho mejor que sistemas de predicción anteriores, particularmente en el Pacífico oriental (no mostrado). En el Niño4, sin embargo, los errores siguen siendo con frecuencia mucho mayores de lo que la anchura del penacho podría sugerir.

Mapas espaciales. Los mapas espaciales se producen mostrando las anomalías predichas por los modelos en cantidades promediadas estacionalmente. En la mayoría de los casos, se producen gráficos globales y regionales, aunque los globales y los de latitudes medias no se encuentran disponibles al público. Cada gráfico se etiqueta con el periodo de su validez, por ejemplo OND 2017 es el periodo trimestral octubre 2017-diciembre 2017. Se da la fecha de arranque de la predicción (p. ej. 01-09-2017 en la Figura 28.13 en la página siguiente) así como el número de integraciones del modelo en el ensemble de predicción y el número utilizado para definir el clima.

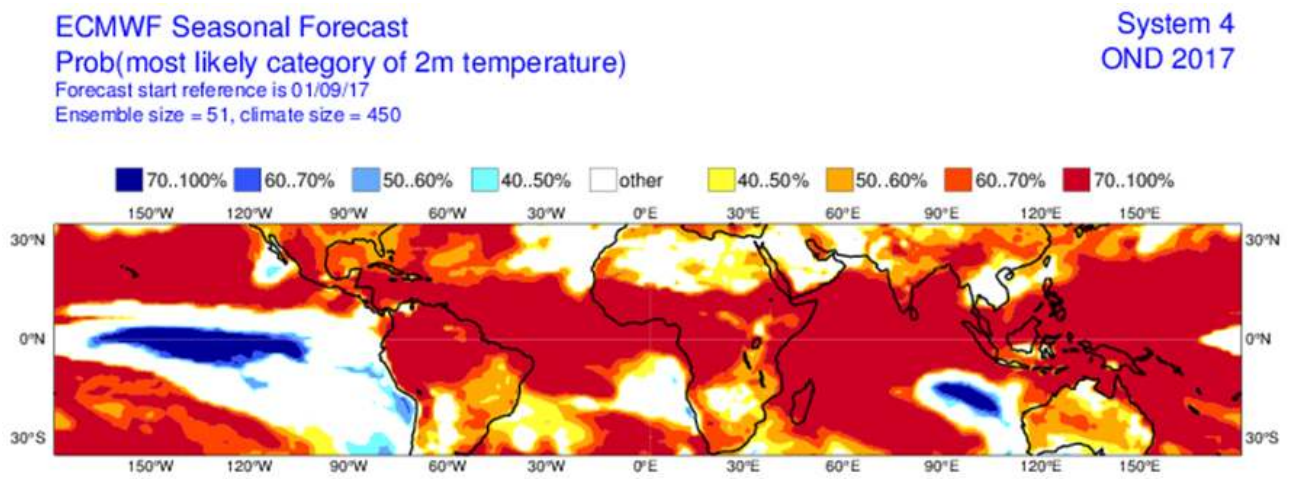


Figura 28.13: Los productos de datos proporcionan acceso a valores de predicción cuantitativos, y permiten la creación de un casi ilimitado rango de productos de predicción específicos de cada usuario. Los estados miembros del ECMWF tienen acceso a todos los datos directamente a través del sistema de archivo, y/o obtener datos de predicción atmosférica en tiempo real a través de la diseminación. Fuente: ECMWF.

Mapas de terciles. Cada mes, los especialistas en clima de los países que elaboran la predicción estacional examinan el sistema climático global (observaciones de los océanos, de la atmósfera y de los hielos marinos) y analizan los resultados de los diferentes modelos de predicción estacional (sistema EUROSIP y otros modelos). Establecen, en colaboración con investigadores especialistas en modelización y oceanógrafos, una síntesis de estas predicciones estacionales para el próximo trimestre. Esta síntesis es de gran ayuda en la elaboración del boletín disponible en la página web.

Puede suceder que las predicciones de dos modelos estén en desacuerdo. Así, existen en Europa (EUROSIP), en América del Norte (NMME) y en Asia (APCC) consorcios que combinan las predicciones de varios modelos. Estas predicciones son accesibles gratuitamente bajo forma de mapas o boletines.

La predecibilidad estacional en la región mediterránea es muy pequeña excepto en las llamadas ventanas de oportunidad. Para solventar este problema, se recomienda el uso de todas las piezas de información posibles (modelos acoplados y algoritmos empíricos). Al manejar muchas fuentes de información, se impone la necesidad de integrarlas en un marco probabilista que combine de una manera óptima todas las fuentes de información; y, por último, las predicciones y verificaciones, ambas en una forma probabilista, tienen que asociarse a la toma de decisiones.

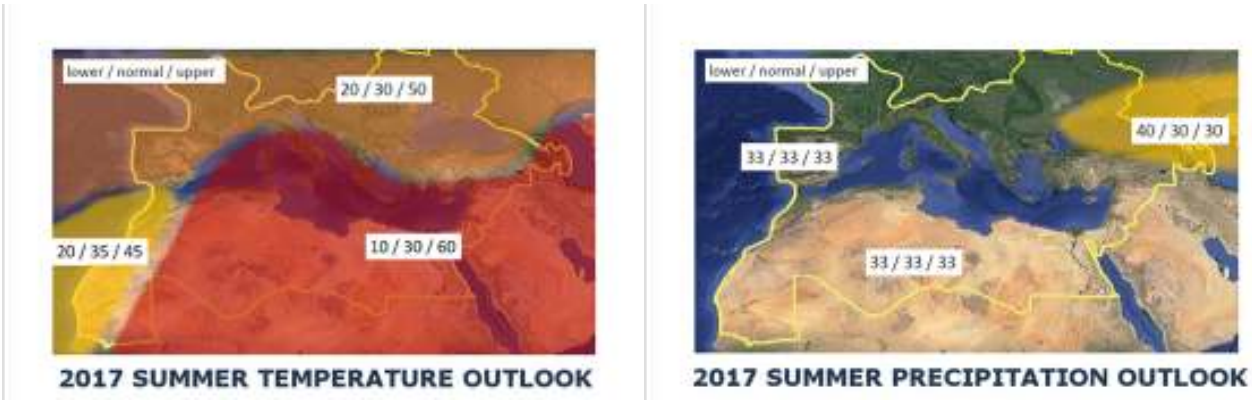


Figura 28.14: Predicción para el verano (JJA 2017) en el área de MedCOF de la temperatura (izquierda) y la precipitación (derecha).

En el seno de MedCOF, el foro regional del clima para la región mediterránea (http://medcof.aemet.es, véase sec. 28.4 en la página siguiente para más detalle), se emiten al año dos predicciones estacionales (para invierno y verano) para la precipitación y la temperatura, elaboradas por *consenso*. Se trata de una predicción basada en la salida de modelos dinámicos, modelos estadísticos y teleconexiones conocidas de las características climáticas a gran escala.

La Figura 28.14 en la página anterior muestra la predicción probabilista (por consenso) para las categorías en terciles de las anomalías para la temperatura media estacional (precipitación media estacional) y, similarmente, la precipitación, respecto al periodo 1981-2010. Debido a la tendencia de calentamiento del clima, las anomalías se encuentran afectadas por el periodo de referencia seleccionado.

Las *temperaturas* serán probablemente más cálidas de lo normal sobre la mayor parte del dominio de MedCOF (Figura 28.14 en la página anterior izquierda), siendo el tercil cálido más probable sobre la mayor parte de la región suroriental del dominio. La señal generalizada -relativamente cálida- es probable que lo sea parcialmente debido a la tendencia de calentamiento climático de fondo. Aunque las incertidumbres de la precipitación son mayores que para la temperatura, sobre la parte oriental del dominio se encuentra favorecido un fuerte y persistente verano, más seco de lo normal (principalmente procedente del modelo del ECMWF).

Para el resto de la región, no se aprecia en las predicciones una señal a gran escala de precipitación (Figura 28.14 en la página anterior derecha). La predicción climatológica (33, 33, 33) sobre la parte sur del dominio implica igualmente el hecho de que no se puede proporcionar una precipitación significativa para esas áreas en esta estación.

En AEMET existen actualmente varios sistemas de predicción estacional basados en modelos acoplados atmósfera-océano y en algoritmos empíricos. La predicción estacional operativa se realiza entre los días 25 y 30 de cada mes. Se realiza para los tres meses siguientes. Se trata de una predicción probabilista en forma de terciles. En particular, es una predicción por consenso obtenida analizando la información suministrada por todos los modelos disponibles. Se encuentra disponible en la web externa http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/prediccion_estacional

EUROSIP. Se observa (Figura 28.15) que la predicción estacional multimodelo EUROSIP del 1 de septiembre de 2016 (disponible a partir del 15 de septiembre) muestra alguna indicación de alta probabilidad de sequía en el oeste de Kenia y el sur de Etiopía pero no en Somalia, a pesar de existir una buena predicción de La Niña (https://wwa.climatecentral.org/analyses/somalia-drought-2016-2017).

IRI. Otro ejemplo de predicción estacional emitido por el Instituto de Investigación Internacional para la Predicción Climática (IRI) de EE. UU. en agosto de 2017, referida a la predicción de probabilidad multimodelo para la precipitación para el otoño (SON 2017) se muestra en la Figura 28.16 en la página siguiente.

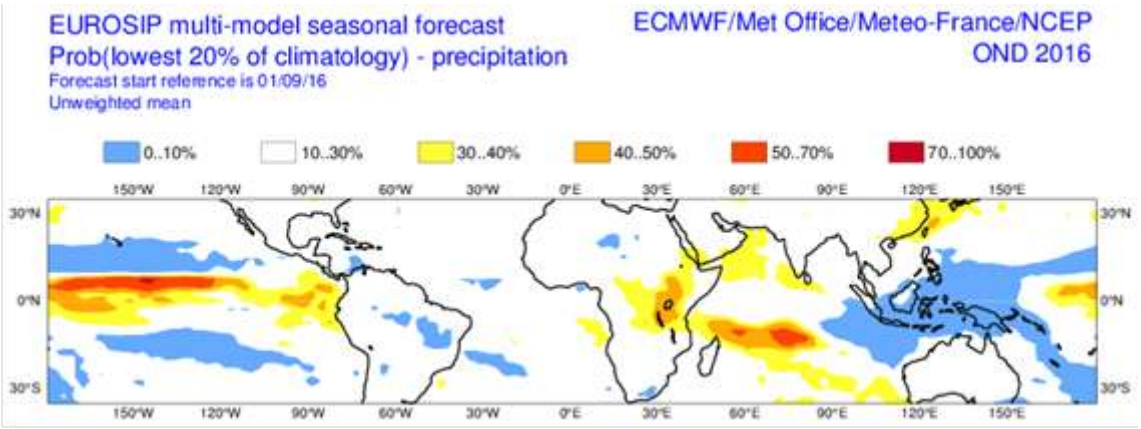


Figura 28.15: Predicción multimodelo EUROSIP para la probabilidad de la precipitación octubre-diciembre en el 20 % más bajo de la distribución climatológica con el tiempo de referencia del análisis el 1 de septiembre de 2016 (disponible el 15 de septiembre de 2016).

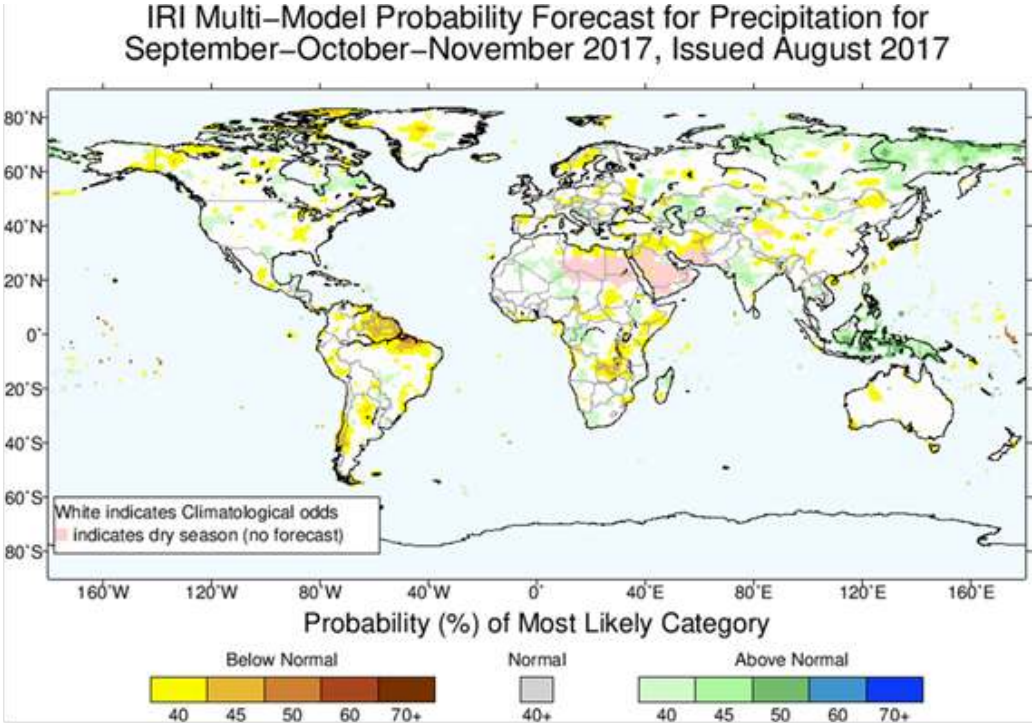


Figura 28.16: Probabilidades intensificadas de precipitación por debajo de lo normal para México y el sureste de EE. UU. desde octubre-diciembre hasta enero-marzo, y en parte del sureste de Sudamérica desde octubre-diciembre hasta diciembre-febrero. Se intensifican las probabilidades de predecir precipitación sobre lo normal en el norte de Sudamérica y la mayor parte de Indonesia y partes de Australia oriental desde octubre-diciembre hasta enero-marzo.

28.3.3 Descripción del sistema ECMWF (predicción anual)

Además de la predicción estacional que se hace cada mes, se elabora una predicción de rango anual o, simplemente, predicción anual cuatro veces al año, siendo las fechas de comienzo el 1 de febrero, 1 de mayo, 1 de agosto y 1 de noviembre. El rango de la predicción es 13 meses. Las predicciones de rango anual se corren como una extensión de la predicción estacional y se hacen utilizando el mismo modelo pero con un tamaño del ensemble más pequeño. Tanto las retropredicciones como las predicciones en tiempo real tienen un tamaño del ensemble de 15. Las predicciones de rango anual se diseñan principalmente para proporcionar una predicción para El Niño. En el momento actual, tienen un estatus experimental más que operacional.

28.4 Centros especiales de predicción estacional

Los sistemas de predicción estacional están operativos o casi operativos en un gran número de centros de predicción alrededor del mundo [545, 586] y esto ha sido así en algunos casos desde el comienzo de la década de 1990.

La mayor parte de los grandes centros de predicción numérica realizan este tipo de predicción estacional: el ECMWF, servicios meteorológicos nacionales como Météo-France, UK MetOffice, los servicios japonés, coreano, chino, indio, canadiense, australiano, marroquí, y el NCEP americano. Igualmente, organismos de investigación producen también este tipo de predicciones como el Instituto Max-Planck en Alemania, el IRI en los Estados Unidos, o el CPTEC (centro de investigación de Brasil) e igualmente el centro australiano.

En el 16º Congreso Meteorológico Mundial celebrado en 2011, la OMM adoptó una nueva iniciativa, consistente en desarrollar una Actualización Mundial del Clima Estacional (GSCU, de las siglas en inglés de Global Seasonal Climate Update, véase RODRÍGUEZ, 2016 [529]). El objetivo del GSCU es el de asistir a los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos Nacionales (SMHN), así como a los Centros Climáticos Regionales y a los Foros Regionales sobre Perspectivas del Clima.

Figura 28.17: La OMM ha designado oficialmente los Centros globales de predicción y los siguientes centros líderes: WMO Lead Center for Long-Range Forecast Multi-Model Ensemble (LC-LRFMME) coordinados conjuntamente por KMA y CPC/NOAA. WMO Lead Center for Standard Verification System of Long-Range Forecasts (LC-SVSLRF) coordinados conjuntamente por BOM y MSC. (kolli-CSIS-2014_español)

Esta asistencia se realiza proporcionándoles evaluaciones del clima actual (vigilancia) y su predicción para la siguiente(s) estación(es) generadas por expertos desde una perspectiva global. Además, el GSCU proporciona información sobre la robustez y fiabilidad de las señales disponibles en las que se basa la predicción a escala estacional.

La iniciativa GSCU complementa la infraestructura básica de la OMM relacionada con la producción operativa de predicciones climáticas a escala estacional. Además de designar los 15 Centros Globales de Predicción (GPC, de las siglas en inglés de Global Production Centers), la OMM está creando Centros Regionales del Clima (RCC, de las siglas en inglés de Regional Climate Centres) para generar y suministrar datos y productos a mayor resolución y con un enfoque regional, así como para contribuir a la formación en la generación y uso de estos productos.

La OMM designó oficialmente 15 *Centros Globales de Producción de predicciones a largo plazo* como queda recogido en la Figura 28.17.

Los *Centros Climáticos Regionales* (RCC, de sus siglas en inglés) son centros de excelencia que crean productos climáticos regionales, entre ellos predicciones a escala estacional, en apoyo de las actividades climáticas a escalas regional y nacional. *Los RCC están pensados y diseñados para fortalecer las capacidades de los miembros de la OMM en una determinada región y para ofrecer mejores servicios climáticos a los usuarios nacionales*. Los servicios que prestan los RCC abarcan toda una serie de funciones obligatorias y adicionales altamente recomendadas, definidas y especificadas por la OMM. Los RCC pueden estructurarse de dos maneras: asumiendo en un centro único (multifuncional) todas las funciones de los RCC para la región correspondiente o distribuyéndose entre varios centros o nodos en una red de RCC. Este último es el caso de Europa en el que en una red de centros se distribuye responsabilidades temáticamente (ver Figura 28.18 en la página siguiente).

Los *Foros Regionales de Perspectivas Climáticas* (RCOF, de las siglas en inglés de Regional Climate Outlook Forum) comenzaron a funcionar en 1997 en Sudáfrica coincidiendo con un episodio récord de El Niño que atrajo la atención sobre los impactos de la variabilidad del clima y de las posibilidades del desarrollo de sistemas de predicción en escalas estacionales que ayudasen a la gestión de estos impactos. *Existen tres componentes esenciales de los RCOF: producción operativa de las predicciones estacionales, fortalecimiento de las capacidades de los SNMH y la interacción con los usuarios.* Ver Figura 28.19 en la página siguiente.

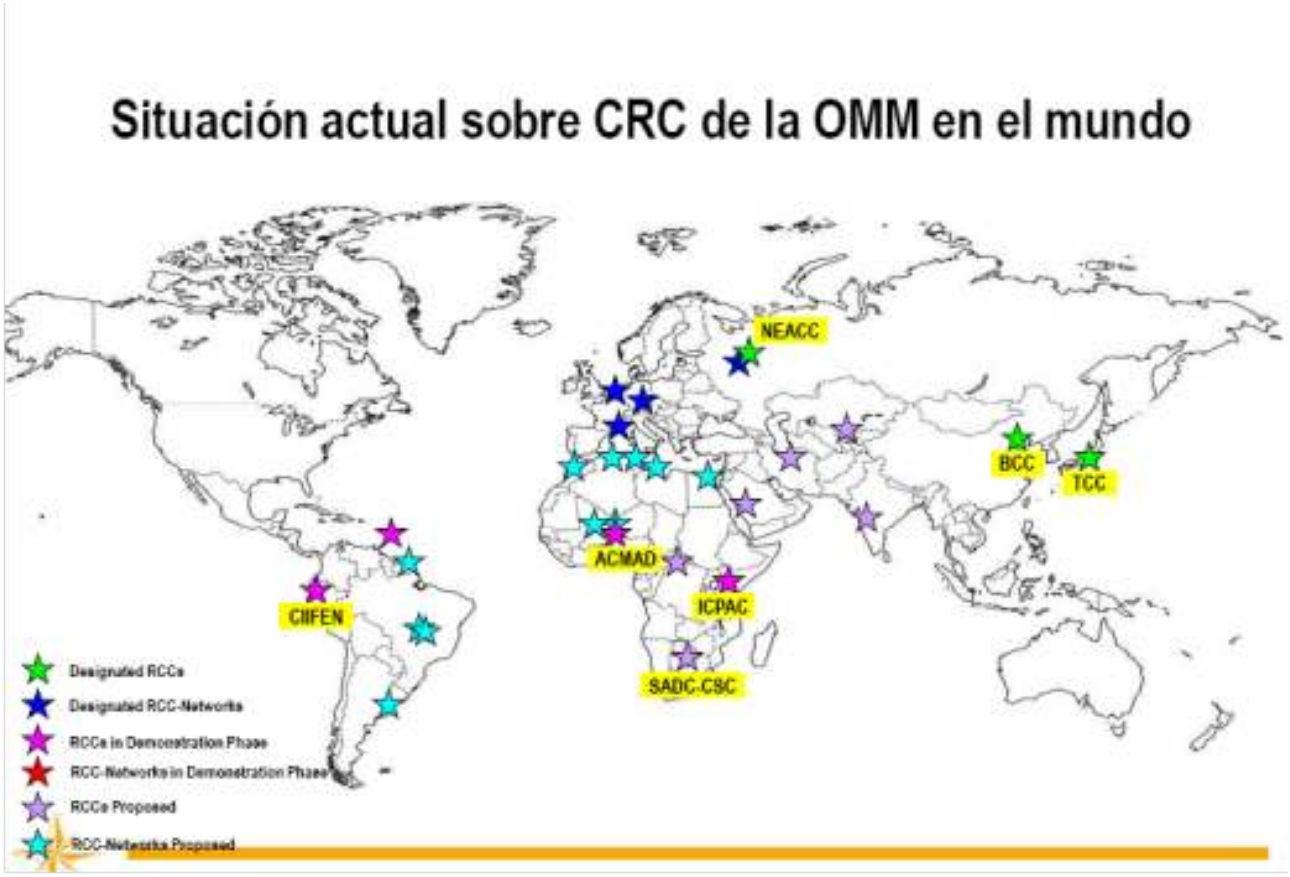


Figura 28.18: Véase `http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcasp/rcc/rcc.php`.

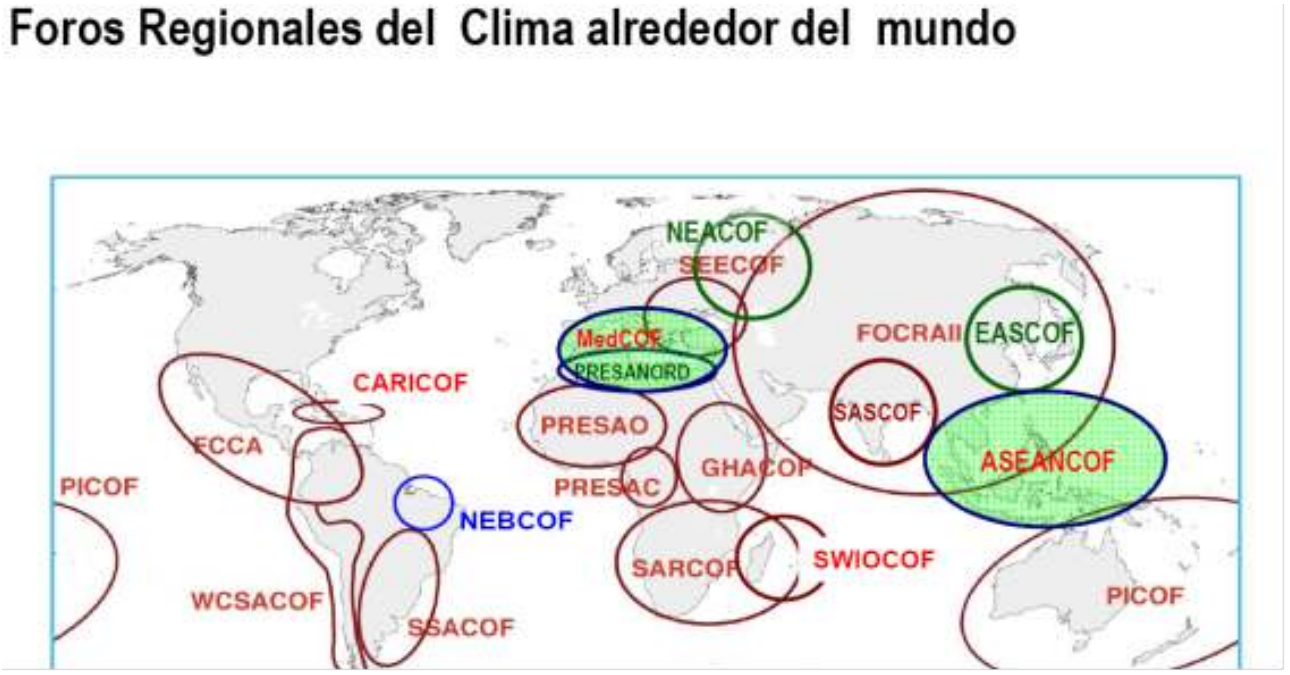


Figura 28.19: Foros regionales del clima alrededor del mundo (Regional Climate Outlook Forum RCOF, de sus siglas en inglés).

Los RCOF reúnen a expertos en clima y predicciones climáticas para discutir y generar, mediante un *procedimiento de consenso*, predicciones climáticas con un alcance principalmente estacional. Al reunir a expertos de países que tienen características climatológicas comunes, los foros ayudan a garantizar la coherencia en el acceso e interpretación de la información climática. Un aspecto importante de los foros es la posibilidad de reunir a expertos en diversos campos, meteorólogos locales y usuarios finales de las previsiones en un entorno que fomenta la interacción y la formación. La Figura 28.19 en la página anterior muestra los foros actualmente funcionando bajo el paraguas de la OMM (información sobre RCOF disponible en la web de la OMM). En la RA VI de la OMM (Europa), el proceso de creación de los RCOF se lanzó en 2008 e inicialmente se crearon dos RCOF para la región europea: El South East European Climate Outlook (SEECOF) y el North-EurAsian COF (NEACOF). La sexagésima quinta sesión del Consejo Ejecutivo de la OMM apoyó el lanzamiento de un RCOF para la región mediterránea como una iniciativa conjunta de las regiones de Europa y África (RA VI y RA I, respectivamente). AEMET junto con la OMM -y tras conversaciones con muchas Partes- acordó la celebración de un «Scope meeting» en la sede central de AEMET, durante los días 12 a 14 de junio de 2013, para definir las características y objetivos de un futuro foro de predicción climática regional (RCOF), que recibió el nombre de MedCOF. La página web de MedCOF es (`http://medcof.aemet.es`). MedCOF abarca 34 países desde la región mediterránea, incluyendo los países balcánicos y caucásicos. La primera reunión se celebró en noviembre de 2013 y ha habido nueve ejercicios para producir las previsiones estacionales por consenso.

El *IRI* (International Research Institute for Climate and Society) de la Columbia University Se estableció merced a un acuerdo de cooperación entre el Programa climático de la NOAA y la Universidad de Columbia. Forma parte del Instituto de la Tierra (The Earth Institute) de la Universidad de Columbia y está ubicado en el Campus Lamont. El IRI alojó la primera Conferencia Internacional de Servicios Climáticos que se celebró en el Campus Morningside de la Universidad de Columbia en 2011. Esta conferencia lanzó la Alianza de Servicios Climáticos (Climate Services Partnership), cuya secretaria estuvo en el IRI hasta que se transfirió al Centro de Servicio Climático Alemán (German Climate Service Center) en Hamburgo en 2016.

Copernicus (`http://copernicus.eu`, mencionado también en la sec. 19.1 en la página 296) es un Programa de la Unión Europea cuyo fin es el desarrollo de servicios de información europea basados en los satélites de Observación de la Tierra y datos in-situ (no espaciales). El programa está coordinado y dirigido por la Comisión Europea. Se implementó en asociación con los Estados Miembros, la Agencia Espacial Europea (ESA), la Organización Europea para la Explotación de los Satélites Meteorológicos (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT)), el ECMWF, Agencias de la Unión Europea y el Mercator Ocean.

28.5 Predicción decadal

La predicción decadal se clasifica *entre la predicción estacional/interanual* (unos cuantos meses-2 años), *y las proyecciones de cambio climático* que son más largas (50 o más años). En consecuencia, las predicciones decadales contribuyen a cerrar la brecha temporal entre las predicciones estacionales y las proyecciones de cambio climático, constituyendo un nuevo desafío en la comunidad dedicada al estudio del clima y del cambio climático. Doblas-Reyes (2009 [154]) señala que la predicción decadal intenta proporcionar información climática interanual útil maximizando la información de las observaciones, siendo un requisito primordial para ello la inicialización de los modelos acoplados océano-atmósfera.

Como describen de forma plástica y efectiva GODARD et al. (2012 [231]), la predicción decadal es la niña fascinante de la que todo el mundo habla. La predicción decadal puede avanzar, más rápido que su hermana mayor, la predicción estacional, porque cuenta con la ventaja de su experiencia. Tienen necesidades similares y participan en actividades similares y, por tanto, basándose en lo que pueden aprender una de la otra su maduración es, en cierta forma, un proceso de reforzamiento mutuo. Cualquier esfuerzo en inversión, ya sea en observaciones, modelización o investigación centradas en cualquiera de ambas escalas temporales beneficiará a ambas.

Por otra parte, las decisiones a las que afectan son de un tipo diferente. *Las predicciones estacionales son más relevantes para las decisiones de gestión, mientras que las predicciones decadales pueden ser más útiles para las decisiones de planificación*. Por tanto, ¿cómo es que dos escalas temporales tan diferentes podrían trabajar muy bien juntas en una perspectiva de investigación y de servicios climáticos? A pesar

de sus diferencias obvias, existen elementos comunes, incluso complementarios. Donde la sinergia es mayor entre las predicciones estacionales y la investigación floreciente en las predicciones decadales es a través de su dependencia de los sistemas de predicción. Ambos sistemas de predicción utilizan el mismo tipo de modelos de circulación general, y hacen uso de los mismos sistemas de observación global. Más allá de estos elementos comunes de prioridad, sin embargo, existen un número de aspectos para los cuales, inversiones en el pasado, presente y futuro centrados en una única escala temporal podrían beneficiar a la otra escala.

La primera vez que se evaluó el potencial de las predicciones decadales fue en el AR5 del IPCC. Los retos de hacer predicciones fidedignas de las variaciones decadales requieren que los modelos sean capaces de distinguir entre las variaciones decadales *no forzadas* debidas a la dinámica interna del sistema climático acoplado y la componente externa *forzada antropogénicamente*, debida a cambios en los gases de efecto invernadero y condiciones de la superficie terrestre. Las variaciones decadales pueden ser causadas por cambios en la amplitud y frecuencia de los sucesos de El Niño, causados por cambios en las variaciones intraestacionales (MJO, etc., variaciones que pueden, a su vez, ser causadas por cambios en la convección tropical organizada. Por tanto, es importante que los modelos climáticos puedan resolver y simular los sistemas nubosos a meso-escala que organizan la convección profunda, las variaciones intra-estacionales, ENSO, así como el giro oceánico meridional decadal (MOC, de sus siglas en inglés).

Las predicciones decadales tienen un gran interés científico, interés que se traduce potencialmente en un beneficio para la sociedad. Muchas inversiones en infraestructura a gran escala se acometen en periodos que cubren varias décadas. Conociendo cómo el clima podría cambiar regionalmente durante este periodo, podría ayudar a mejorar los análisis costes-beneficios de las nuevas inversiones. El carácter probabilista de las predicciones resulta también potencialmente sobre el papel, útil en los análisis de riesgos. La predicción decadal es un nuevo campo que persigue proporcionar información climática interanual útil maximizando para ello, la información de las observaciones.

Finalmente, el desarrollo de modelos climáticos con mejor resolución horizontal y vertical debería constituir una prioridad para mejorar la representación de la variabilidad acoplada océano-atmósfera [241] y los efectos estratosféricos en las anomalías climáticas de la superficie y troposféricas [31, 304]. Las mejoras de los modelos y de los sistemas de asimilación no pueden desarrollarse sin una adecuada red de observación. El ENSO tiene una escala temporal de 3–7 años pero es únicamente predecible con una anticipación entre 6-12 meses, tal vez, como mucho, 18 meses para los sucesos muy intensos [123]. Este aspecto importante de las predicciones tiene que comunicarse a los usuarios considerando el uso de las predicciones decadales. Sin embargo, mientras que la variabilidad climática natural podría ser el motor dominante de las anomalías que varían con el tiempo más allá de una década para algunas regiones, la variabilidad natural del clima puede no ser predecible vía la inicialización; en contraste, la respuesta, que se desarrolla lentamente al cambio climático forzado, aunque de magnitud más pequeña en esa escala de tiempo, puede ser predecible, al menos en signo [303, 364]. Más allá de una década, la incertidumbre en la respuesta al forzamiento externo pasa a ser extraordinariamente importante como una fuente del error de predicción, mientras que la variabilidad decadal continúa como incertidumbre adicional significativa, especialmente en las escalas regionales [271].

28.5.1 Descripción del sistema ECMWF (predicción decadal)

Los conjuntos de predicciones decadales se llevan a cabo con el modelo acoplado del ECMWF. Las incertidumbres clave que dan origen al error de predicción en las predicciones de clima a corto plazo, son las incertidumbres en las condiciones iniciales, en la formulación del modelo y en el forzamiento radiativo futuro y pasado. Para representar la incertidumbre debida al modelo, se usan cuatro versiones diferentes del modelo acoplado del ECMWF [471]. Finalmente, la incertidumbre que surge de nuestro limitado conocimiento del forzamiento radiativo se tiene en cuenta incluyendo (o no) aerosoles troposféricos y/o estratosféricos asociados con los efectos de contaminación antropogénica y erupciones volcánicas. Cada experimento incluye como mínimo 3 y como máximo 7 miembros del conjunto generados por condiciones iniciales ligeramente diferentes. Las simulaciones tienen una duración de 10 años y se empezaron el 1 de noviembre, una vez cada cinco años en el periodo 1960 a 2005 [598]. El total de miembros del ensemble fueron 54, a partir de 10 experimentos de retropredicción y proporcionaron los valores para el *«Ensemble*

MultiModelo» del ECMWF.

La habilidad en estas retropredicciones decadales procede fundamentalmente de dos fuentes: el forzamiento radiativo y la componente predictiva de la variabilidad climática natural. La componente principal del forzamiento radiativo consiste en la tendencia creciente de los gases de efecto invernadero bien mezclados [318]. Una comparación entre retropredicciones inicializadas y no inicializadas es el mejor camino para evaluar la importancia relativa de las condiciones iniciales con respecto al forzamiento. Sin embargo, cuando los experimentos compañeros no inicializados no se encuentran disponibles, la sustracción de la tendencia lineal de las anomalías constituye una buena aproximación para filtrar el efecto del calentamiento de los gases de efecto invernadero [240, 460].

El sistema es semejante al usado en predicción estacional, aunque con un mejor tratamiento de la concentración de gases de efecto invernadero y de los aerosoles de azufre (de sulfato de azufre). Las predicciones interanuales formuladas a partir del conjunto de simulaciones demuestran que el sistema tiene capacidad predictiva para la temperatura a escala global y regional con una antelación de varios años. Esto ocurre especialmente sobre los trópicos, donde la influencia de una buena predicción del contenido de calor influye directamente en la atmósfera.

La interpretación de las estimaciones del impacto positivo de las observaciones oceánicas sobre las predicciones tropicales y de ciertos aspectos del océano se ven limitadas por el pequeño tamaño de la muestra (que es típico de los experimentos previstos para el CMIP5, proyecto de intercomparación de modelos acoplados); la falta de observaciones fiables y el error sistemático.

El ECMWF también evalúa el sistema de predicción estacional acoplado atmósfera-océano utilizando las integraciones decadales. Varios ciclos IFS se han utilizado para evaluar el beneficio de las mejoras en la componente atmosférica. Conjuntos de ensembles de tres miembros de simulaciones de 10 años se han llevado a cabo utilizando el modelo acoplado IFS/HOPE [14]). Véase https://www.ecmwf.int/en/elibrary/14581-newsletter-no-138-winter-2013-14.

28.5.2 Productos (decadal)

En última instancia, la habilidad de los modelos de simulación basados en principios físicos se espera que sobrepase la de los modelos empíricos en un clima cambiante. La comparación directa proporcionará información acerca del progreso encaminado a la obtención de esa meta, que no se encuentra disponible en las intercomparaciones modelo-modelo.

Los modelos de simulación dinámica del Sistema climático de la Tierra de última generación se usan, con frecuencia, para hacer predicciones probabilistas sobre el clima futuro y fenómenos relacionados con la finalidad de proporcionar información útil para el apoyo a la toma de decisiones. La evaluación del comportamiento, la prestación de tales predicciones a partir de un modelo o conjunto de modelos es crucial no solo en términos del avance en el progreso científico, sino también en determinar cuánta información podrá hacerse disponible a los tomadores de decisiones a través de los servicios climáticos. Sería deseable establecer un enfoque transparente y robusto para la evaluación de la predicción, con el propósito de examinar hasta qué punto los mejores modelos disponibles en la actualidad son adecuados para las escalas temporales y espaciales de interés para llevar a cabo esta tarea. Una confirmación útil con la realidad vendría proporcionada comparando las simulaciones de los modelos no solo con otros modelos sino también con modelos empíricos que no incluyan una simulación física directa.

La evaluación y comparación de las previsiones decenales siempre se verán obstaculizadas por las muestras relativamente pequeñas que se presentan cuando se contrastan con el caso de las previsiones meteorológicas; El archivo de pronósticos-resultados decenales actualmente considerado es de sólo medio siglo de duración. Los avances tanto en la modelización como en la observación, así como los cambios en el clima de la Tierra, probablemente significarán que el archivo de pronóstico-resultado relevante seguirá siendo pequeño. Una mejora que podría hacerse para aclarar la habilidad de los modelos de simulación es mejorar el diseño experimental de las retropredicciones en particular, para aumentar el tamaño del conjunto utilizado. Para los modelos ENSEMBLES, cada conjunto de simulación consistió en sólo tres miembros lanzados a intervalos de 5 años. Los conjuntos más grandes y las fechas de lanzamiento más frecuentes pueden facilitar la evaluación de la habilidad sin esperar a que el archivo de pronósticos-resultados crezca.

28.6 Conclusiones

Uno de los grandes desafíos lanzados por el desarrollo de los servicios climáticos es progresar en la predicción de las fluctuaciones climáticas en escalas espaciales relativamente finas y para horizontes temporales que van de la semana a la década. Estas fluctuaciones que se superponen a la tendencia de fondo del cambio climático antrópico, pueden destruir esta tendencia o por el contrario exacerbarla durante varios años. Su predicción requiere progresos importantes en la comprensión de la variabilidad natural del clima.

Los beneficios de la predicción estacional se establecen más fácilmente en las predicciones para algunas áreas de los trópicos. Esto es así porque en muchas áreas tropicales hay una cantidad moderada de señal predecible mientras que en las latitudes medias, las fluctuaciones aleatorias del tiempo son generalmente mayores que la componente predecible del tiempo. Hasta qué punto las predicciones estacionales se convierten en lo suficientemente buenas para ser útiles para un usuario particular, dependerá de los requerimientos del usuario. En algunos casos, los sistemas de hoy son ya útiles, aunque hay que ser extremadamente cuidadoso con interpretar apropiadamente las salidas de los modelos.

Conforme la fiabilidad continúe mejorando, un rango más amplio de aplicaciones será posible, y, por tanto, el valor de las predicciones estacionales se incrementará. Se necesita más trabajo, más investigación, para relacionar las probabilidades de los patrones de tiempo a gran escala con impactos detallados y aplicaciones. Hay que recordar, sin embargo, que existen límites rígidos acerca de lo que es físicamente posible conseguir con un sistema de predicción estacional: sólo será posible predecir un rango de resultados posibles. En muchos casos este rango podrá ser relativamente grande, y habrá un riesgo de que suceda algo inesperado. En muchas partes del mundo, mucha de la variabilidad en el tiempo permanecerá impredecible.

La investigación actual pretende la mejora de los sistemas de predicción decadal, e incrementar la comprensión de las razones para cualquier aparente habilidad. Mientras que los sistemas de predicción se espera que mejoren en las próximas décadas, la naturaleza caótica del sistema climático y el llamado *efecto mariposa* (sec. 5.5 en la página 70) impondrá límites inevitables en la habilidad predictiva. Adicionalmente, la brevedad del periodo con suficientes datos oceánicos para inicializar y evaluar las predicciones decenales presenta un reto mayor. Por último, hacer notar que los sistemas de predicción decadal se diseñan para explotar tanto las fuentes de predecibilidad, generadas internamente, como las forzadas externamente. Los científicos del clima distinguen entre predicciones decadales y proyecciones decadales. Las proyecciones explotan tan solo la capacidad predictiva procedente del forzamiento externo. Mientras los informes previos de evaluación del IPCC estuvieron centrados exclusivamente en proyecciones, el AR5 también evaluó la investigación de la predicción decadal y sus bases científicas.

La predicción decadal añade varios retos al diseño de los experimentos de ensemble y a su evaluación [155, 156, 199, 418, 460]; el análisis de los sistemas de predicción decadal han constituido un foco significativo del Quinto informe de evaluación del IPCC). Las predicciones decadales son de particular interés tanto para la información en los próximos 10 años como desde el punto de vista de la perspectiva de la evaluación de modelos climáticos. Sin embargo, no conviene olvidar que la predicción decadal, contrariamente a la predicción del tiempo y a la estacional a interanual, todavía está en su infancia.

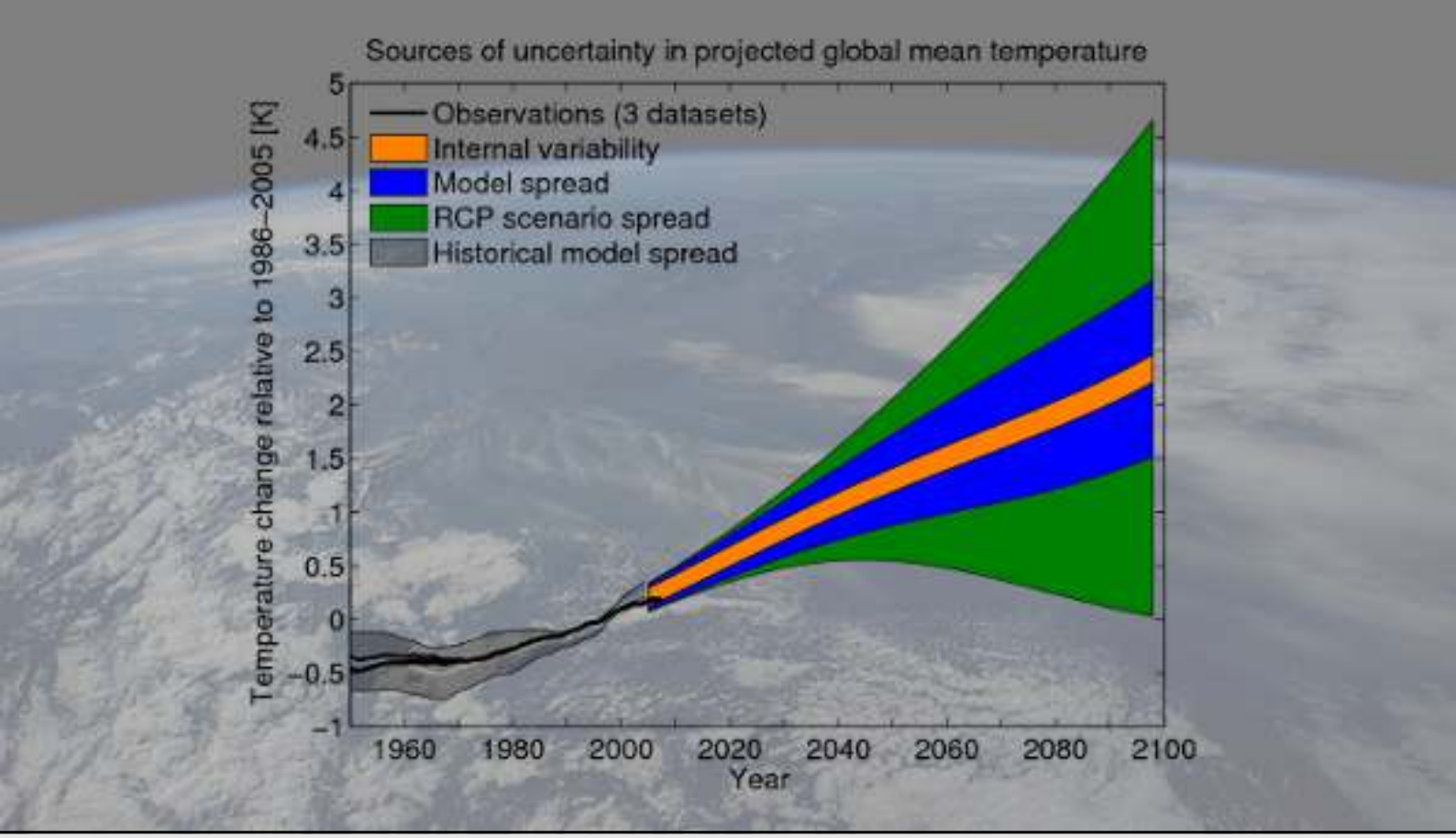
La determinación del papel respectivo de las condiciones iniciales y de contorno para un plazo dado es esencial si se quiere concebir un sistema operacional de predicción climática. Por ejemplo, para un sistema de predicción a escala decadal, si la predecibilidad es un problema de primera especie (condiciones iniciales), resulta entonces crucial la puesta en marcha de un sistema continuo de observaciones rutinarias del océano que permitan generar un análisis detallado del estado oceánico que sirva para inicializar la predicción. Si, por el contrario, la presencia de errores mínimos en las condiciones iniciales oceánicas conducen a una saturación del error para escalas de tiempo «rápidas», es decir, inferiores a 10 años, se hace necesario entonces comprender mejor la respuesta del sistema climático a los cambios (relativamente predecibles) del forzamiento radiativo en las escalas multianuales (plurianuales) a decadales.

No resulta para nada superfluo subrayar el parentesco de las herramientas numéricas que se utilizan en los diferentes tipos de predicción: meteorológica, estacional y climática a largo plazo. Según el plazo contemplado, resulta necesario representar un mayor número de medios y considerar una gama más amplia de fenómenos físicos: la meteorología operativa con un vencimiento

de unos cuantos días no tiene necesidad de una consideración detallada del océano, mientras que en su caso, la predicción climática estacional puede considerar la composición química de la atmósfera como constante. No queda más que todos estos modelos de predicción deban incluir una descripción numérica potente (efectiva) para la atmósfera si quieren representar el clima, a cualquier escala de tiempo. El hecho de que un número de modelos de predicción utilicen variantes de una misma modelización numérica de la atmósfera representa desde este punto de vista, una característica muy beneficiosa: la confrontación diaria del modelo atmosférico con la realidad meteorológica permite entonces mejorar las actuaciones y, quizás, más todavía, acrecentar la confianza que se puede poner en su calidad.

Para acabar, recordar que los ejes de mejora de la predicción del tiempo y del clima son: la calidad y la densidad de los sistemas de observación y de medida (en particular, los satélites), la optimización de los algoritmos y las prestaciones de los superordenadores y, por último, la mejora de los modelos y la comprensión de los fenómenos, en particular, la comprensión de las interacciones entre la atmósfera, el océano, los hielos y la biosfera.

Es importante subrayar igualmente que todavía queda mucho trabajo por hacer para mejorar el flujo de información desde la salida de los modelos numéricos hasta el usuario final, comunicando efectivamente, identificando claramente quiénes son los usuarios y qué es lo que quieren exactamente. La comunicación de la ciencia del clima no es una tarea fácil, hay que cuidar los canales de difusión y acudir quizás a los científicos sociales para que el mensaje llegue claro y los usuarios puedan incorporarlo a sus procesos de toma de decisión.



Proyecciones climáticas

29

ERNESTO RODRÍGUEZ CAMINO
Área de Evaluación y Modelización del Clima (AEMC), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JOSÉ ANTONIO PARODI PERDOMO
Delegación territorial (DT) Murcia, AEMET

FIDEL GONZÁLEZ ROUCO Y MARISA MONTOYA REDONDO
Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera; Instituto de Geociencias UCM-CSIC (DACA+IG), Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid (UCM)

> The urgency of the situation crystallized only in the past few years. We now have clear evidence of the crisis, provided by increasingly detailed information about how Earth responded to perturbing forces during its history and by observations of changes that are beginning to occur around the globe in response to ongoing climate change.
>
> JAMES HANSEN, 2010

Este capítulo introduce las simulaciones a escala climática y las principales incertidumbres que afectan a éstas, provenientes del conocimiento actual de los forzamientos externos, la variabilidad natural y la resolución numérica de las ecuaciones de evolución del sistema climático en distintos intervalos temporales del pasado, presente y del clima futuro. Por medio de ensembles éstas exploran principalmente las incertidumbres asociadas a los diferentes forzamientos externos descritos por escenarios de emisión alternativos, a las diferentes formas de representar el sistema climático por parte de una colección de modelos climáticos y a diferentes condiciones iniciales, que exploran la variabilidad interna. Las simulaciones del clima pasado se basan en sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) o *ensembles* que exploran todas estas incertidumbres centrándose, en el caso de los forzamientos externos, en las causas naturales que influyen en la variabilidad y el cambio climático.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a las proyecciones del clima, escalas de variabilidad climática, ENSO, NAO, forzamientos climáticos, modelos climáticos, clima pasado, proyecciones del clima, IPCC, cambio climático.

Imagen parte superior: Fuentes de incertidumbre en la simulación climática (fuente: Cubasch et al. 2013), composición artística con imagen de satélite (ESA).

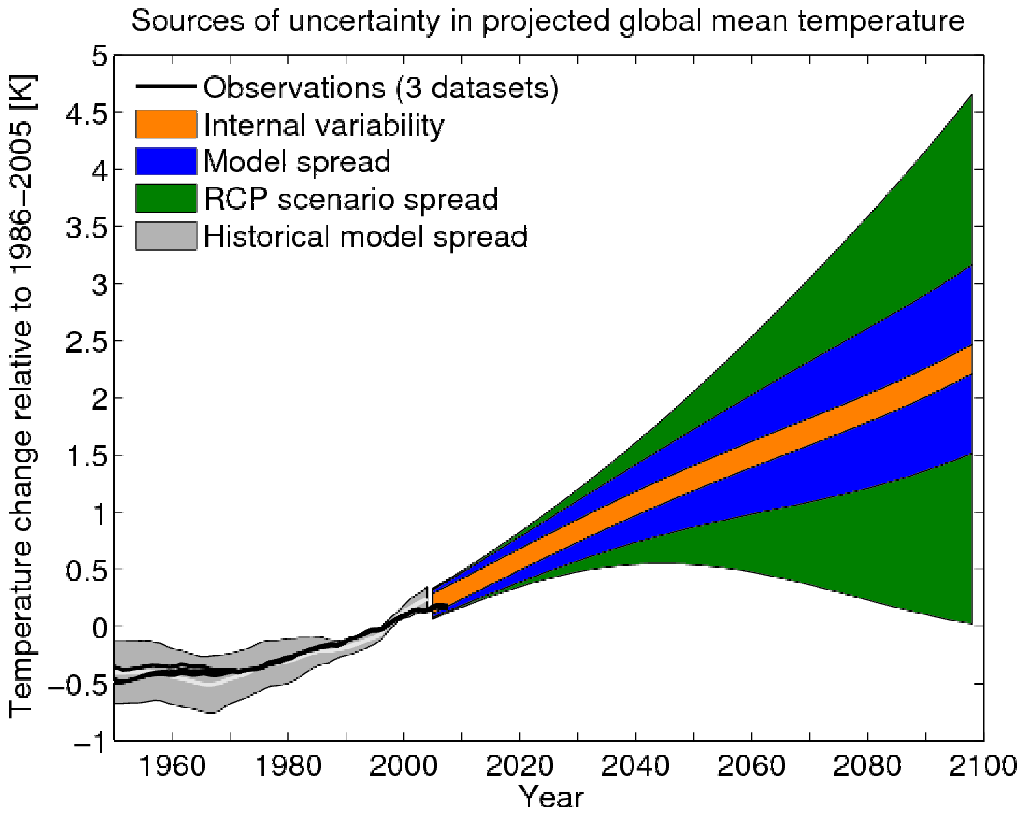


Figura 29.1: Fuentes de incertidumbre en la simulación climática (fuente: Cubasch et al. 2013 [142]).

29.1 Introducción

En los capítulos previos, el término *caos* (sec. 5.4 en la página 69) se refiere fundamentalmente al resultado de interacciones dentro de la atmósfera en un sentido meteorológico y, a lo sumo, de las interacciones de la atmósfera con las primeras capas del océano. La evolución de estos sistemas es muy dependiente de las condiciones iniciales. Por esta razón, de cara a simular el estado futuro, el muestreo del espacio de estados se desarrolla realizando conjuntos (ensembles, ver cap. 13 en la página 173) de simulaciones a partir de diferentes condiciones iniciales o conjuntos de simulaciones en las que se usan diferentes modelos y/o parametrizaciones (sec. 10.5 en la página 145) en un intento de establecer diferentes hipótesis acerca de la física de los procesos involucrados.

Cuando se amplía el rango de escalas temporales y espaciales a considerar entramos en el dominio del clima. En este contexto, el comportamiento caótico es el resultado no solamente de los procesos que se desarrollan en el subsistema atmosférico, sino también en todos los otros subsistemas del sistema Tierra y de las interacciones entre ellos. Ésto amplía el espectro de mecanismos que contribuyen a la variabilidad climática en relación a la meteorológica. La variabilidad y el cambio climático son el resultado de las interacciones de procesos internos y externos que afectan a la energía del sistema. En este contexto se usan también ensembles por medio de conjuntos de modelos que permiten explorar diferentes representaciones del sistema climático (modelos de circulación general o modelos del sistema Tierra; Global Circulation Model (GCM) o ESM de sus siglas en inglés) en experimentos con diferentes condiciones iniciales y diferentes condiciones de contorno. Estas últimas modulan la energía que entra en el sistema a través de diferentes factores de forzamiento naturales (p.ej., la variabilidad solar o volcánica) o antropogénicos (p.ej., variaciones en la concentración de los gases de efecto invernadero y/o aerosoles). En estas simulaciones el rango de la predicción se extiende a escalas temporales en las que el sistema va perdiendo la memoria de las condiciones iniciales y en las que domina la influencia de los cambios en la energía del sistema impuestos por las condiciones de contorno. En este rango, cuando se hacen estimaciones de las posibles evoluciones del clima en el futuro, se deja de hablar de *predicción* para hablar de *proyección* climática.

La Figura 29.1 ilustra las diferentes fuentes de incertidumbre asociadas a la simulación climática. Aún en ausencia de forzamientos externos el clima varía

por causas internas en torno a un estado de equilibrio. Esta incertidumbre se explora en las simulaciones climáticas, al igual que en las meteorológicas, utilizando conjuntos de simulaciones con diferentes condiciones iniciales. La Sección 29.2 discute las escalas de variabilidad climática y su relación con los mecanismos de variabilidad interna. Las causas externas de variabilidad, de origen natural o antropogénico, generan cambios en el balance energético y en el estado de equilibrio del clima. La simulación de la respuesta climática a estos cambios depende de la magnitud de los mismos y de la sensibilidad climática del sistema, i. e. de la tasa de cambio de temperatura por unidad de cambio en la energía (potencia radiativa por unidad de superficie) recibida. La incertidumbre asociada a las causas externas se explora utilizando diferentes escenarios posibles de cambios en el forzamiento externo. En las simulaciones de clima futuro esto se refiere fundamentalmente a cambios asociados a las actividades humanas (producción eléctrica, industria, transporte, ganadería, etc.). En los estudios de climas pasados los escenarios consideran la incertidumbre en las reconstrucciones de forzamientos naturales (solar, volcánico u orbital) y también los relacionados, si procede, con las actividades humanas (p.ej., cambios en los usos y cobertura del terreno). Aunque en los estudios de los climas pasados recientes (época instrumental) además de las observaciones, también se utilizan diferentes reanálisis y métodos de reanálisis basados en ensembles para estimar la incertidumbre observacional, aunque esta fuente adicional de incertidumbre no será analizada en este capítulo. La Sección 29.3 en la página 493 introduce los diferentes factores de forzamiento que se consideran para experimentos en diferentes períodos y escalas temporales. La incertidumbre asociada al desconocimiento de la sensibilidad climática del sistema se explora utilizando diferentes modelos. En cada uno de ellos se resuelven las mismas ecuaciones de la atmósfera y el océano, aunque siguiendo diferentes métodos, utilizando diferentes discretizaciones espaciales y temporales y representando los procesos de escalas inferiores a la resolución del modelo por medio de parametrizaciones físicas (sec. 10.5 en la página 145) diferentes.

Mientras que la Sección 29.4 en la página 499 se centra en una descripción del estado actual de los modelos climáticos, la Sección 29.5 en la página 505 describe su uso mediante ensembles para entender la evolución de las temperaturas en el período histórico, en diferentes estados del clima pasado o la realización de proyecciones de la evolución del clima futuro. La Sección 29.6 en la página 519 describe de una forma muy resumida qué es el IPCC y cuál es el consenso actual respecto al cambio climático desde el punto de vista de las bases físicas. Finalmente, la Sección 29.7 en la página 521 resume las conclusiones principales de este capítulo.

29.2 Escalas de variabilidad climática

Uno de los aspectos más destacados del tiempo meteorológico y del clima es su variabilidad. El tiempo meteorológico es la descripción de las condiciones atmosféricas, como temperatura, viento, lluvia, etc. en una determinada localidad y en un momento dado. Varía según la época del año y con cambios más o menos marcados según la latitud, la proximidad al mar o la altitud.

El clima de un lugar o región se define como el estado promedio del tiempo y, más formalmente, como una descripción estadística del tiempo atmosférico en términos de los valores medios y de la variabilidad de las magnitudes correspondientes durante períodos que pueden abarcar desde meses hasta millares o millones de años. El período de promedio habitual es de 30 años, según las recomendaciones de la Organización Meteorológica Mundial, World Meteorological Organization (WMO). Las magnitudes empleadas son casi siempre variables de superficie como la temperatura, la precipitación o el viento. En un sentido más amplio, el clima es la descripción estadística del estado del sistema climático, de sus componentes, la atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera, y de las interacciones entre ellas. El clima varía en todas las escalas de tiempo: intra-anual, interanual, decadal, secular, etc.

El concepto de clima hace referencia a escalas temporales superiores a las asociadas a la meteorología y el clima medio de una localidad o región y se refiere al promedio de toda la sucesión de estados meteorológicos. El concepto de variabilidad climática hace referencia a las desviaciones respecto a ese estado medio, que tienen su máxima expresión en la ocurrencia de extremos.

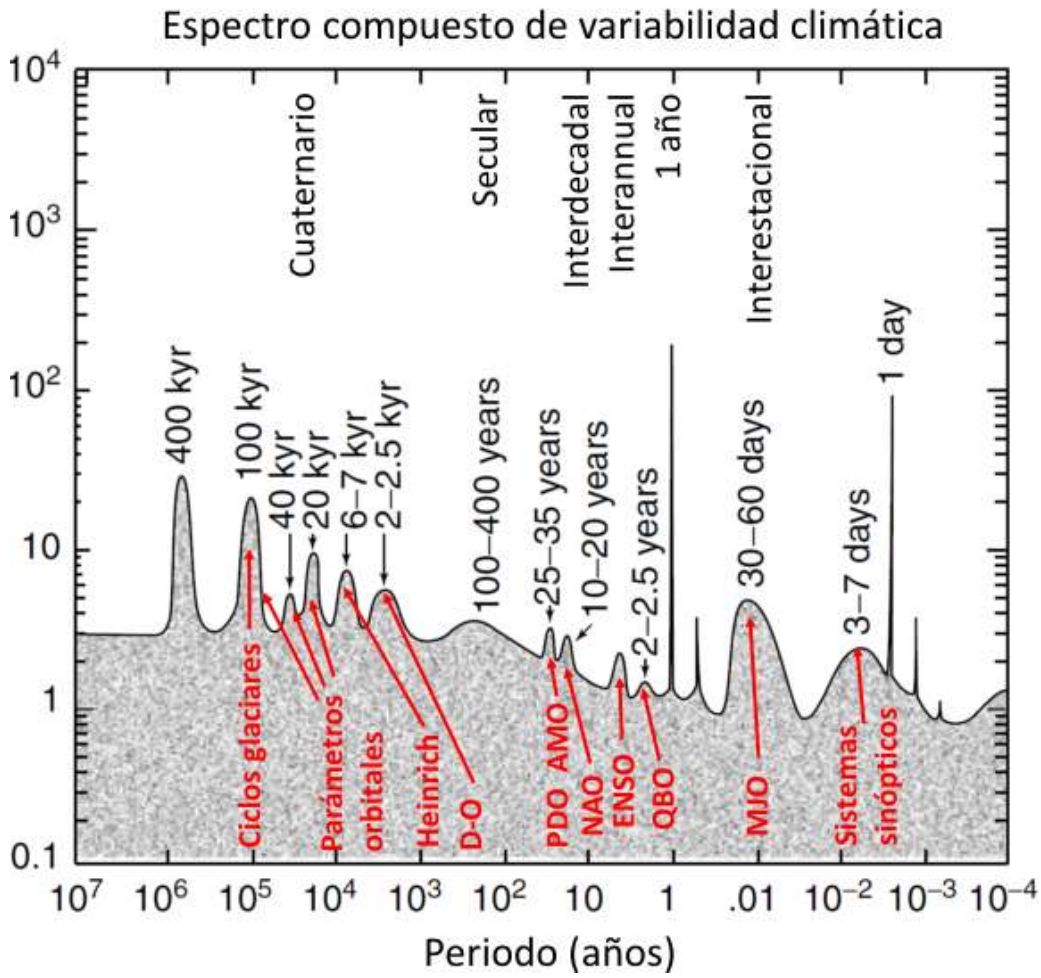


Figura 29.2: Espectro idealizado de frecuencias de la variabilidad climática. En la parte superior aparecen nombradas las escalas temporales y en la inferior (en rojo) los eventos y mecanismos (Fuente: modificada de GHIL *2002 [224]).*

Desde un punto de vista probabilista, la variabilidad se representa por la anchura de la distribución de probabilidad de una determinada variable (p.ej., la desviación típica) y los extremos se caracterizan por la forma de las colas de la distribución. En la Figura 29.2 se muestra esquemáticamente el análisis espectral de la variabilidad climática de los últimos 10 millones de años [224]; en abscisas se representa el periodo en años y en ordenadas la varianza. Se pueden distinguir tres tipos de variabilidad: i) líneas muy definidas que se corresponden con variaciones forzadas periódicamente para los valores de 1 día y 1 año; ii) picos más anchos asociados con modos internos de variabilidad; y iii) una parte continua del espectro que refleja las variaciones forzadas estocásticamente así como el *caos determinista* (sec. 5.4 en la página 69). Este último representa las variaciones irregulares que resultan de la interacción determinista de las retroalimentaciones no lineales.

Entre las líneas de 1 día y 1 año, asociadas con el ciclo diurno y anual, respectivamente, se encuentra la variabilidad sinóptica de los sistemas meteorológicos de latitudes medias, concentrada entre 3-7 días, así como la variabilidad intraestacional, en la escala temporal de 1 a 3 meses. La variabilidad intraestacional comprende fenómenos como la *Oscilación de* MADDEN-JULIAN (MJO de sus siglas en inglés) de los vientos y la nubosidad en los trópicos, así como la alternancia de los episodios de circulación zonal y de bloqueo en las latitudes medias. A la izquierda del ciclo estacional se encuentra la variabilidad interanual, asociada por ejemplo al hecho de que unos años sean más cálidos o lluviosos que otros. Esta variabilidad está dominada por distintos fenómenos, algunos muy conocidos, tales como El Niño (sec. 29.2.1 en la página 490) o la Oscilación del Atlántico Norte (sec. 29.2.2 en la página 491).

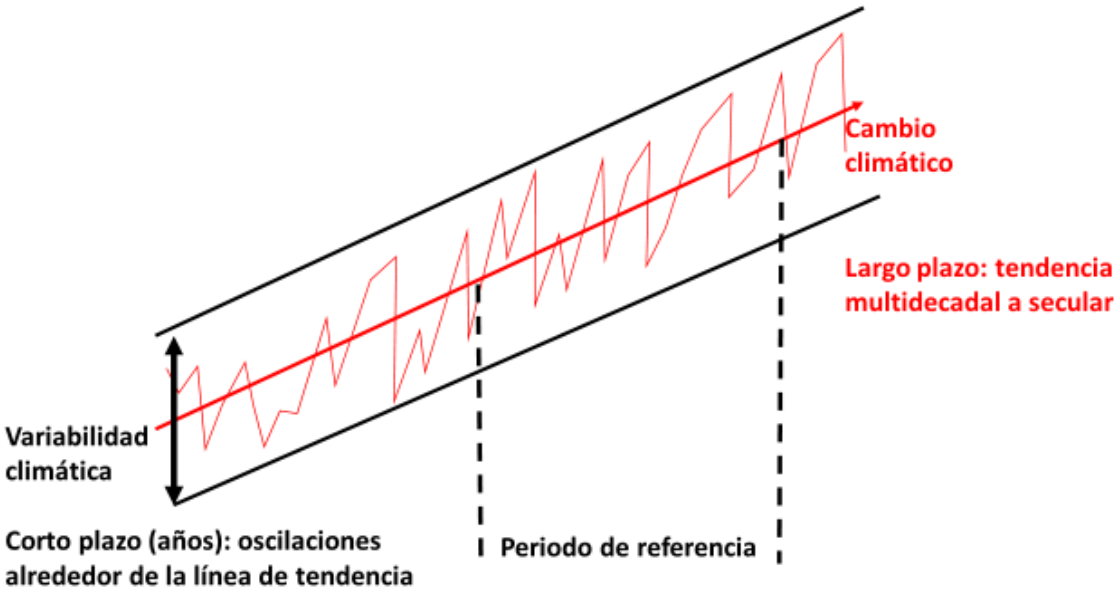


Figura 29.3: Conceptos de variabilidad y cambio climáticos.

La variabilidad climática puede deberse a procesos internos naturales del sistema climático o a variaciones de forzamiento externo natural o antropogénico. La variabilidad natural puede ser interna (ruido natural) o externa. La interna está asociada a la naturaleza caótica del sistema climático, debida a la presencia de procesos no lineales en cada subsistema, a la existencia de constantes de tiempo físicas diferentes y al modo en que los diferentes subsistemas se acoplan. La variabilidad externa es el resultado de forzamientos externos de origen natural (señal natural), como son los cambios en los parámetros orbitales de la Tierra, cambios en el forzamiento solar o las erupciones volcánicas. El forzamiento externo natural se superpone al ruido natural e interacciona con él.

La variabilidad climática también puede responder a causas externas no naturales, antropogénicas. Esta variabilidad es debida a la respuesta a las actividades de origen humano, como la perturbación del efecto invernadero por la emisión de gases de efecto invernadero o la alteración de las propiedades físicas de la superficie por cambios en los usos y cobertura del terreno.

Es importante distinguir entre variabilidad climática y cambio climático. El cambio climático se identifica con un cambio en el estado medio del sistema y/o en la variabilidad de sus propiedades, y que persiste durante largos períodos de tiempo, generalmente decenios o períodos más largos. El cambio climático siempre está relacionado con una alteración del equilibrio energético del planeta, bien debida a cambios en el forzamiento externo (véase la Sección 29.3 en la página 493) que redundan en cambios en la energía extraterrestre que entra en el sistema, bien debida a cambios internos o externos que modifican el albedo superficial o la composición química de la atmósfera, alterando así la energía saliente. A lo largo de la historia de la Tierra ha habido múltiples cambios climáticos (véase la Sección 29.5.3 en la página 508). La Figura 29.3 ilustra esquemáticamente los conceptos de variabilidad climática y cambio climático. La variabilidad se representa como fluctuaciones alrededor de la evolución media, calculada promediando en un periodo de referencia. Si la evolución media presenta variaciones persistentes en periodos largos tenemos adicionalmente cambio climático.

Es muy importante dilucidar cuándo determinados eventos son atribuibles al cambio climático o, por el contrario, son un reflejo de la variabilidad climática. Las tendencias del calentamiento global son generalmente más evidentes cuando se hacen promedios globales de temperatura que cuando se consideran series de temperatura local. Esto se debe principalmente a que la variabilidad interna del clima local se elimina en gran parte cuando se promedia para obtener la temperatura global. A escala regional la variabilidad interna cobra importancia de modo que la diferenciación entre la respuesta al forzamiento externo y la variabilidad interna puede ser más evidente en unas regiones que en otras y, por tanto, el cambio de temperatura local necesario para poder detectarlo,

menor (Figura 29.4). Así, en los trópicos el rango de variabilidad interna es menor que otras regiones (p.ej., Eurasia), facilitándose la diferenciación más temprana de la respuesta forzada con respecto a la interna.

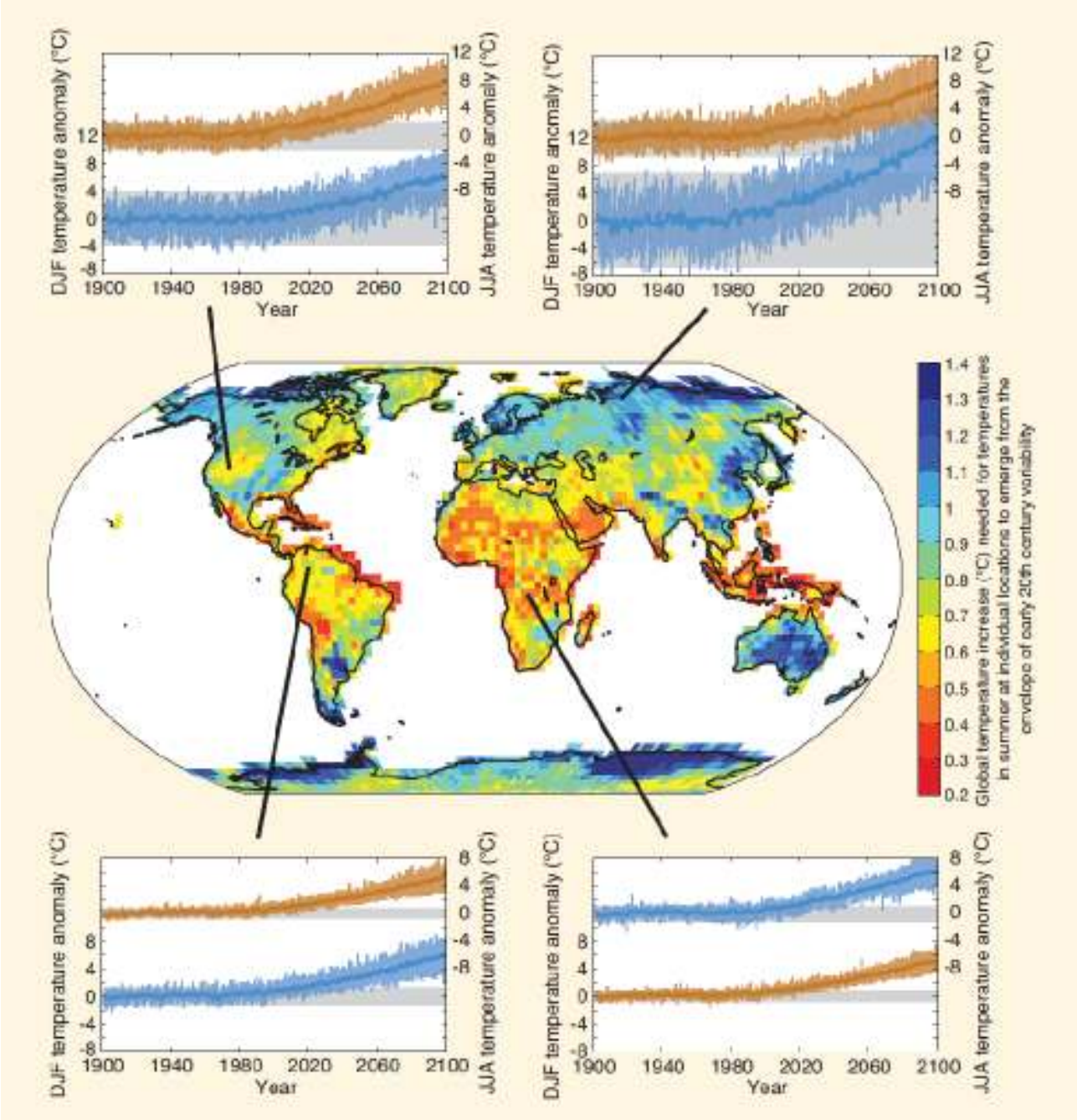


Figura 29.4: Series temporales del cambio de la temperatura simulada en el período histórico (S XX) y proyectada para el S. XXI en cuatro localidades representativas para verano (curvas rojas) e invierno (curvas azules). Cada serie temporal aparece rodeada por una envolvente de los cambios proyectados (a partir de simulaciones con 24 modelos diferentes) que emergen de la variabilidad natural (bandas grises, simulada con los mismos modelos utilizando las condiciones de forzamiento de principios del siglo XX). Todas las simulaciones proceden de simulaciones climáticas del Proyecto de Intercomparación de Modelos Climáticos en su fase 5 (CMIP5, de sus siglas en inglés [598]) con un forzamiento RCP 8.5. Las envolventes de los cambios proyectados y de la variabilidad natural se definen como ±2 desviaciones estándar (fuente: Figura 1 de BINDOFF ET AL. *2013 [50])*

Con respecto a las estaciones del año, la variabilidad de la temperatura tiende a ser menor en verano que en invierno, por lo que la respuesta forzada es más evidente en verano. La atribución del aumento de temperatura a causas naturales o de origen humano requiere involucrar en el razonamiento los cambios en el forzamiento externo como origen de las alteraciones en la energía del sistema (Sección 29.3 en la página 493).

Cuando se analiza la variabilidad climática, el primer hecho que llama la atención es la existencia de estructuras de gran escala espacial aproximadamente fijas que tienen un comportamiento fluctuante con el tiempo. Estas estructuras reflejan modos y regímenes de variabilidad interna que con frecuencia ponen de manifiesto la existencia de *teleconexiones*, es decir, respuestas atmosféricas a perturbaciones que se producen en lugares remotos, a miles de kilómetros. Un ejemplo de teleconexión puede ser la aparición de un determinado patrón de presión. Generalmente se aplica a perturbaciones en la circulación atmosférica u oceánica que son persistentes, recurrentes y de amplia escala espacial (continental o mayor).

Como en todo fluido, en la atmósfera y en los océanos las perturbaciones se propagan a través de desplazamientos y movimientos ondulatorios en todo su volumen. Las teleconexiones pueden ocurrir de dos maneras. En primer lugar, la atmósfera y los océanos se autoorganizan en una variedad de circulaciones coherentes con distintas escalas espaciales y temporales tales como la célula de HADLEY, el chorro subtropical, los monzones, las brisas de mar y de montaña o la circulación general de los océanos. Un cambio en la intensidad o posición de la circulación general será apreciable en una amplia zona. Además, las perturbaciones asociadas a estas circulaciones generan ondas de distinta naturaleza que pueden ser bastante persistentes. Estas ondas no siguen necesariamente la trayectoria de las circulaciones antes mencionadas y pueden generar anomalías climáticas regionales lejos de la fuente de la perturbación original.

Las teleconexiones reflejan aspectos importantes de la variabilidad interna del sistema climático y también de la interacción entre sus componentes. Las fluctuaciones asociadas a la variabilidad climática pueden describirse y cuantificarse mediante un número restringido de modos o patrones de variabilidad que representan circulaciones atmosféricas y/o oceánicas típicas [112]. Estos modos se caracterizan por presentar una estructura espacial cuasi-fija de gran escala y una serie temporal asociada que caracteriza la evolución de esta estructura, su amplitud y su fase [643]. Las anomalías climáticas asociadas a cada fase de determinada oscilación se transmiten sobre amplias zonas del mundo a través de los mecanismos mencionados anteriormente.

La manera más sencilla de identificar estos patrones con datos observacionales es elegir determinados puntos del globo y correlacionar la evolución temporal en estos puntos con la de todos los demás. Una técnica estadística más sofisticada es el uso del Análisis en Componentes Principales, técnica basada en combinaciones lineales de variables climáticas en diferentes localidades que presentan una varianza máxima con sujeción a determinadas limitaciones de normalización. Esta técnica permite obtener mapas de distribución espacial que explican la mayor parte de la variabilidad espacial mediante un número reducido de patrones básicos, quedando la variabilidad temporal explicada por las series temporales asociadas a estos patrones espaciales. Generalmente se considera que un modo de variabilidad es el producto de un patrón climático y su serie temporal asociada. Cada patrón de variabilidad tiene asociado unos impactos canónicos en términos de variables climáticas, principalmente temperatura y precipitación (véanse las sec. 29.2.1 en la página siguiente y 29.2.2 en la página 491 sobre ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad).

El origen de los modos que caracterizan la variabilidad climática es muy diverso. Asimismo, su ocurrencia no es uniforme durante el año. Las estructuras espaciales de los modos, la intensidad de sus centros de acción y su comportamiento en el tiempo varían en función de la estación astronómica considerada. En Christensen et al. (2013 [127]) puede verse un resumen de todos estos conceptos y los principales modos de variabilidad, así como sus principales impactos climáticos regionales.

Los modelos climáticos son generalmente capaces de simular las principales características de muchos modos de variabilidad climática y permiten además comprender como dichos modos han cambiado en climas pasados y pueden cambiar en el futuro [203].

29.2.1 Ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad: El Niño y la Oscilación del Sur

El principal modo de variabilidad tropical a escala interanual está asociado al fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO, de sus siglas en inglés). Su importancia se debe a la magnitud de los intercambios de calor entre el océano y la atmósfera, que afectan a la temperatura media de la Tierra y que tienen un impacto global, afectando al ciclo hidrológico y causando, por ejemplo, lluvias torrenciales y sequías en diferentes partes del mundo. Ocurre en escalas temporales de entre 3 y 7 años alcanzando su amplitud máxima en el verano austral. La alta predecibilidad de ENSO está en gran medida determinada por el ciclo de vida de los procesos que lo constituyen, con una duración de aproximadamente un año, que viene determinada por la memoria o inercia asociada con el contenido calorífico del océano superficial y el acoplamiento entre el océano y la atmósfera.

El ENSO se caracteriza por un calentamiento (enfriamiento) en su fase positiva (negativa, también denominada La Niña) del océano Pacifico tropical desde la costa de Perú hasta el Pacífico central, acompañado por un descenso (aumento) en el gradiente de presiones entre el este y el oeste del Pacífico ecuatorial, un cambio en el régimen de vientos alisios sobre el Pacífico y en la pendiente de la termoclina, con comportamientos anómalos en el sistema de afloramiento del Perú. La Figura 29.5 partes a,b muestra la temperatura superficial del mar (SST, de sus siglas en inglés) para dos casos típicos de ENSO positivo (El Niño) y negativo (La Niña), respectivamente. La Figura 29.5 parte c muestra la serie temporal asociada al patrón ENSO que caracteriza la evolución de esta estructura, su amplitud y su fase.

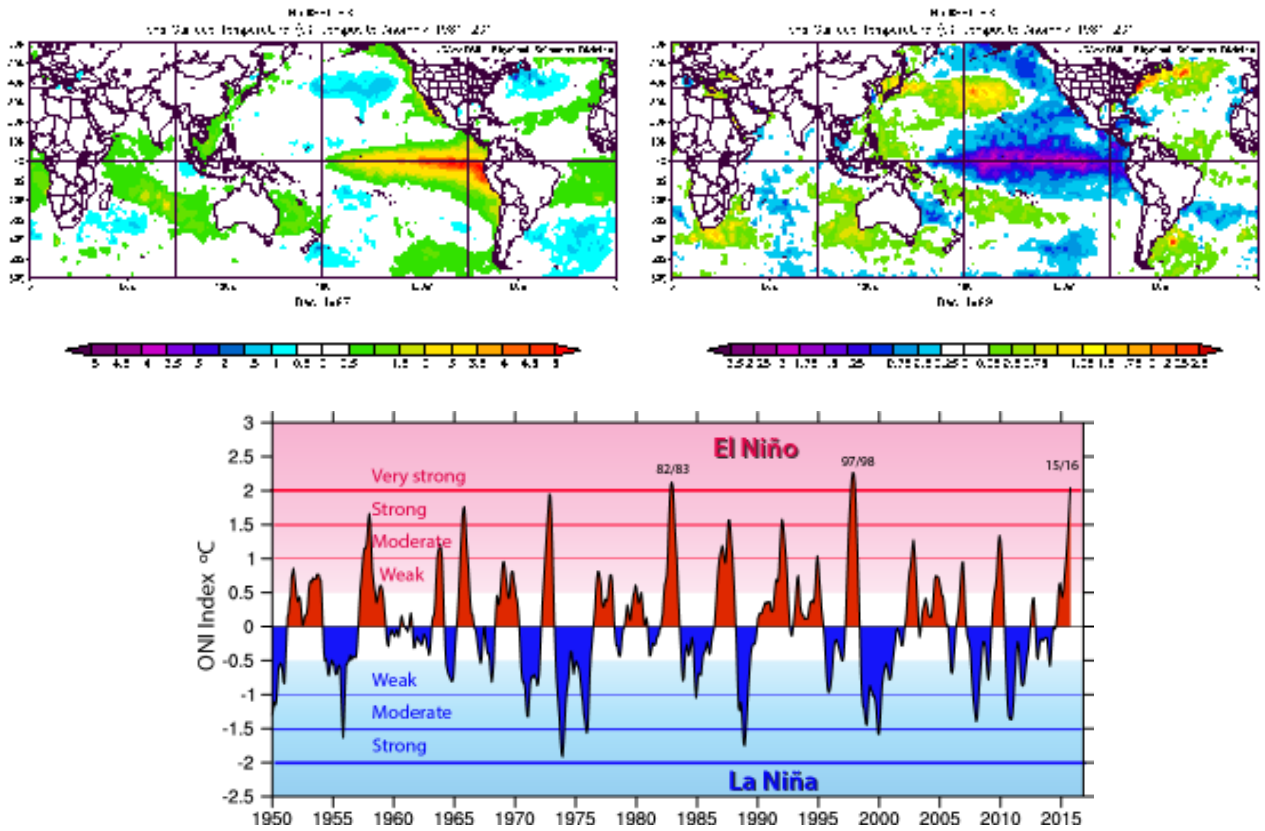


Figura 29.5: Estructura espacial de la SST en un año con: a) ENSO positivo (diciembre 1997) y b) ENSO negativo (diciembre 1999) [datos de reanálisis NCEP/NCAR (1949-2012) utilizando herramientas del NOAA/ESRL, https://www.esrl.noaa.gov/psd/]. c) Serie temporal asociada al índice ENSO 3.4 [Trenberth, Kevin & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Última modificación 02 feb 2016. "The Climate Data Guide: Nino SST Indices (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI).", https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni]

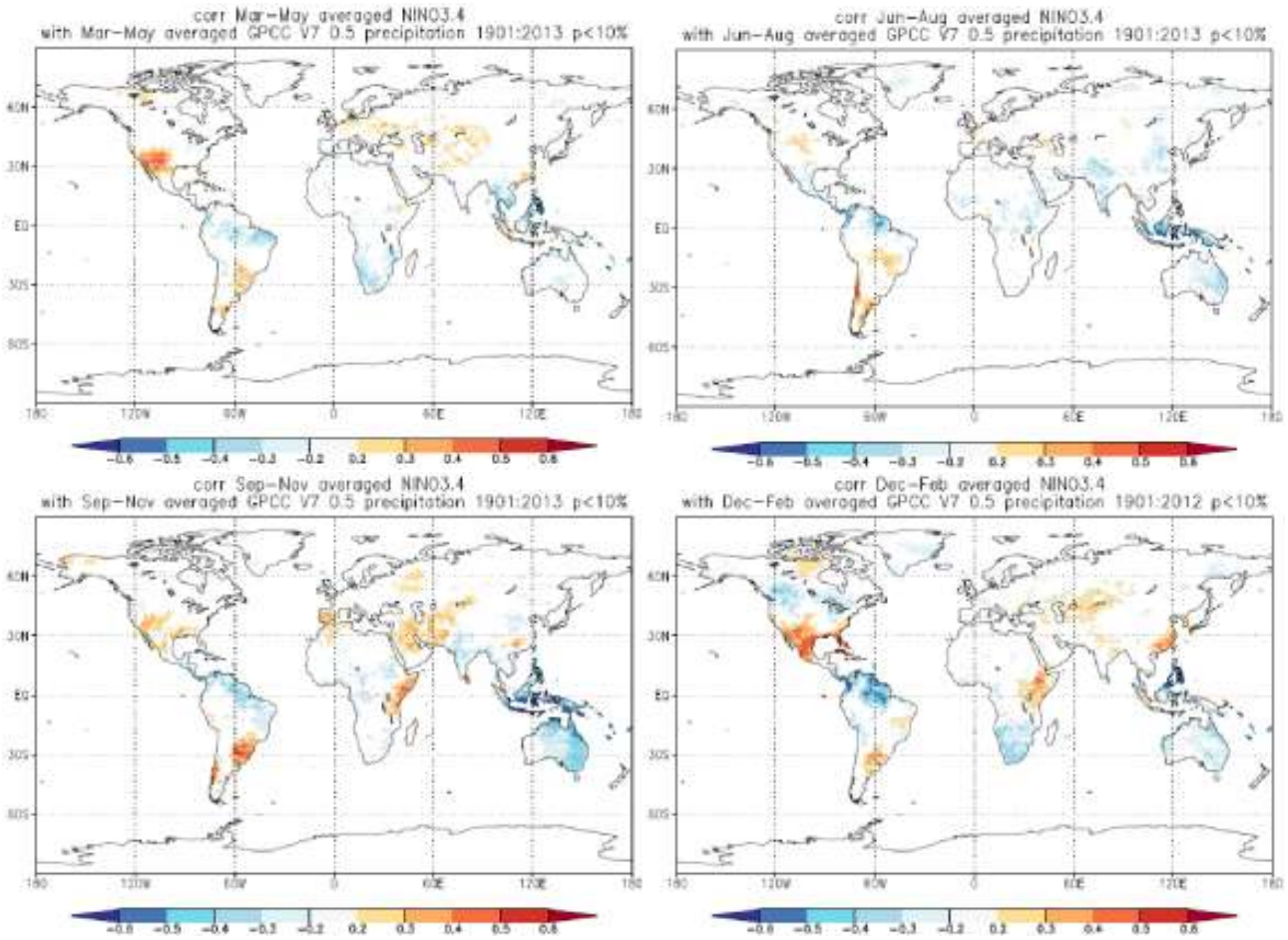


Figura 29.6: Correlación entre el índice Niño3.4 (promedio de SST 5ºN–5ºS, 170º–120ºW) y precipitación (GPCC v7) en el periodo 1901-2013, (a) marzo-mayo, (b) junio-agosto, (c) septiembre-noviembre, y (d) diciembre-febrero (fuente: Climate Explorer `http://climexp.knmi.nl/`).

El fenómeno ENSO no solamente introduce variabilidad en la atmósfera a escala local sino también a escala global a través de teleconexiones.

La alta predecibilidad de ENSO es la razón de que la principal señal de predicción a escala estacional en diferentes regiones esté ligada a las teleconexiones de ENSO.

El impacto de ENSO a escala global se muestra en la Figura 29.6 partes a-d, en las que se representa a modo de ejemplo la correlación por estaciones entre el índice Niño3.4 (calculado como la anomalía promedio de SST en el dominio 5ºN–5ºS, 170º–120ºW) y la precipitación en el periodo 1901-2013.

De la figura se deduce la alta asociación lineal entre el índice ENSO y la precipitación local en muchas regiones, incluidas las extratropicales, si bien la relación muestra una fuerte estacionalidad.

29.2.2 Ejemplos de Patrones Globales de Variabilidad: Oscilación del Atlántico Norte

En cuanto a la atmósfera, el principal modo de variabilidad en el hemisferio norte extratropical es la Oscilación Ártica (AO, de sus siglas en inglés), con un centro de acción sobre el Ártico y un antinodo en latitudes medias. Debido a su simetría zonal también se lo conoce como Modo Anular del Norte (NAM, de sus siglas en inglés). La AO fluctúa caóticamente en escalas temporales que van desde la diaria hasta la anual. Se caracteriza porque su extensión vertical alcanza niveles estratosféricos, afectando a la variabilidad del vórtice polar estratosférico. La parte de la AO del sector atlántico es el patrón conocido como Oscilación del Atlántico Norte (NAO, de sus siglas en inglés). La NAO es el único patrón que puede observarse a lo largo de todo el año y la mayor fuente de variabilidad tanto estacional como interdecadal de la circulación atmosférica sobre el continente europeo, especialmente en invierno, cuando es más pronunciada. La NAO,

identificada por primera vez a principios del siglo XX por SIR GILBERT WALKER (1924 [642]), consiste en una fluctuación de un dipolo norte-sur de anomalías de presión, con un centro de bajas presiones situado en las proximidades de Islandia y otro centro de signo opuesto que se sitúa sobre las latitudes centrales del Atlántico Norte entre 35ºN y 40ºN (anticiclón subtropical de las Azores). Hay varias formas de definir un índice de la NAO; por ejemplo, utilizando la diferencia de presión en superficie entre estaciones situadas en altas latitudes (Reikiavik o Stykkisholmur), que representan las bajas presiones de Islandia, y estaciones subtropicales (Lisboa o Gibraltar), que representan las altas presiones en Azores. Otra manera de definir un índice de la NAO sería mediante una aproximación estadística en la que se analizan las series temporales y los patrones espaciales mediante un análisis de componentes principales [296, 321]. La fase positiva de la NAO se caracteriza por alturas geopotenciales y presiones por debajo de los valores medios en la región de Islandia y por encima de la media en la región de Azores. Esto provoca que ambos sistemas de presiones sean más intensos y aumente, por tanto, el gradiente de presión entre el norte y el sur, y en consecuencia los vientos del oeste sobre las regiones centrales del Atlántico Norte. En la fase negativa ocurre lo contrario, y los sistemas de presiones son más débiles, así como los vientos del oeste sobre el Atlántico Norte. Ambas fases están relacionadas con cambios en la intensidad y posición de la corriente en chorro del Atlántico Norte y con modulaciones de gran escala de los patrones normales del transporte zonal y meridional de calor y humedad, que a su vez provoca cambios en los patrones de temperatura y de precipitación que se extienden desde el este de América del norte a Europa occidental y central. La Figura 29.7 parte a muestra la estructura espacial del modo de variabilidad NAO definido a partir de un análisis de componentes principales como la función ortogonal empírica (EOF, de sus siglas en inglés [353, 381, 459]) de las anomalías de la presión reducida al nivel del mar en el sector Atlántico definido por 20°-80°N, 90°W-40°E.

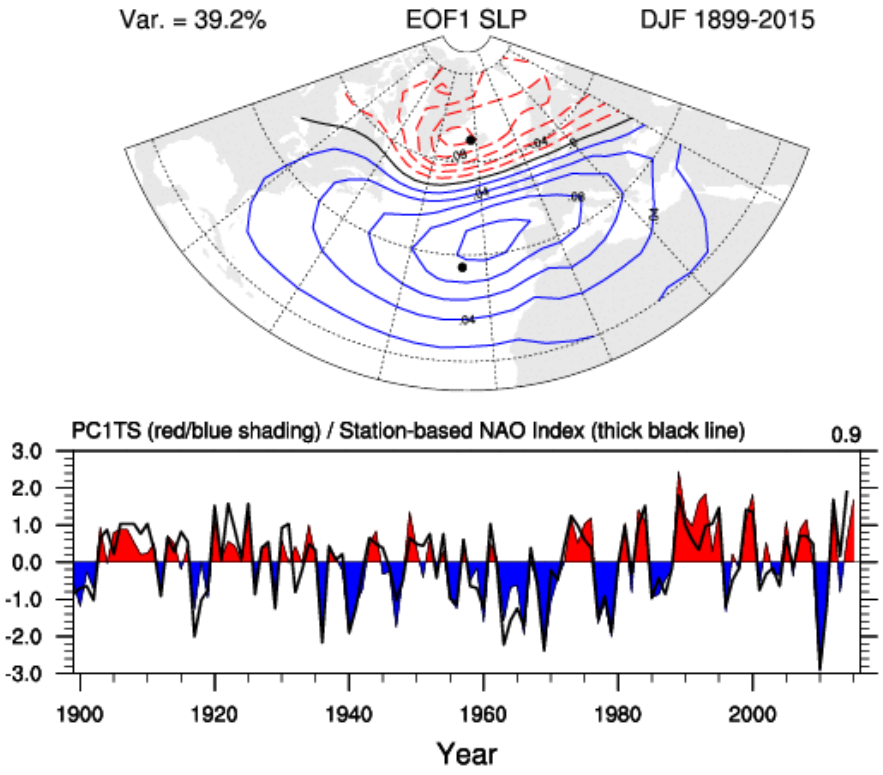


Figura 29.7: a) Estructura espacial del modo de variabilidad NAO (EOF1) en invierno y b) su serie temporal asociada (Fuente: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based) – véase más en: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based#sthash.sPKVZBnW.dpuf)

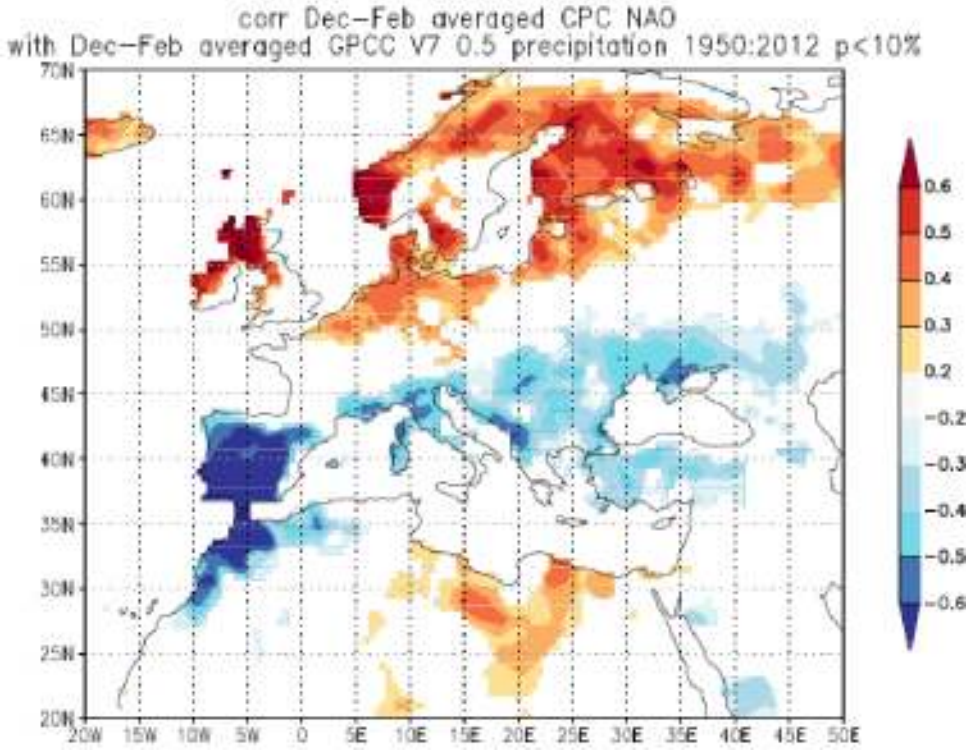


Figura 29.8: Correlación estacional de la precipitación (GPCC v7) con el índice NAO (CPC) en el mismo periodo invernal 1950-2012 (fuente: Climate Explorer `http://climexp.knmi.nl/`*).*

La Figura 29.7 en la página anterior parte b muestra su serie temporal asociada. Las fases positivas muy intensas, asociadas con profundización de las bajas presiones de Islandia y reforzamiento de las altas presiones en Azores, están relacionadas con temperaturas invernales más cálidas en el este de Estados Unidos y el norte de Europa y más frías en Groenlandia, sur de Europa y el Medio Oriente, ya que la intensificación de los vientos del oeste provoca una fuerte advección de masas de aire polar sobre Groenlandia y de masas de aire tropical sobre el noroeste de Europa. Esta fase está asociada también a lluvias más abundantes en el norte de Europa y Escandinavia y precipitaciones por debajo de la media en el sur y el centro de Europa en el periodo invernal. Por el contrario, patrones opuestos de anomalías de temperatura y precipitación se observan durante fases negativas intensas de la NAO. La Figura 29.8 muestra la correlación estacional de la precipitación con el índice NAO en el periodo invernal sobre el continente europeo. Nótese la correlación negativa de la precipitación con la NAO en el sur de Europa, singularmente en la península ibérica y norte de Marruecos, y positiva en la fachada más occidental de Europa septentrional.

29.3 Forzamientos climáticos

Entendemos como *forzamiento climático* cualquier mecanismo o factor que genera cambios en la energía neta que entra en el sistema climático. Todos los forzamientos climáticos se pueden expresar, por tanto, en términos de un forzamiento radiativo, entendido como un cambio instantáneo en el flujo radiativo (suma de la radiación de onda corta entrante y la larga saliente en la cima de la atmósfera, en Wm^{-2}). Cualquier cambio en el balance radiativo redunda en cambios en la temperatura de equilibrio del planeta y contribuye a la variabilidad y al cambio climático. La razón entre el cambio de temperatura global resultante y el forzamiento radiativo se conoce como *sensibilidad climática*.

La cantidad de energía solar entrante puede verse modificada fundamentalmente por variaciones temporales en la irradiancia solar o por variaciones en el albedo terrestre. Las variaciones de energía debidas a cambios en la radiación saliente en onda larga se deben a cambios en la composición química de la atmósfera, que alteran la intensidad del *efecto invernadero*.

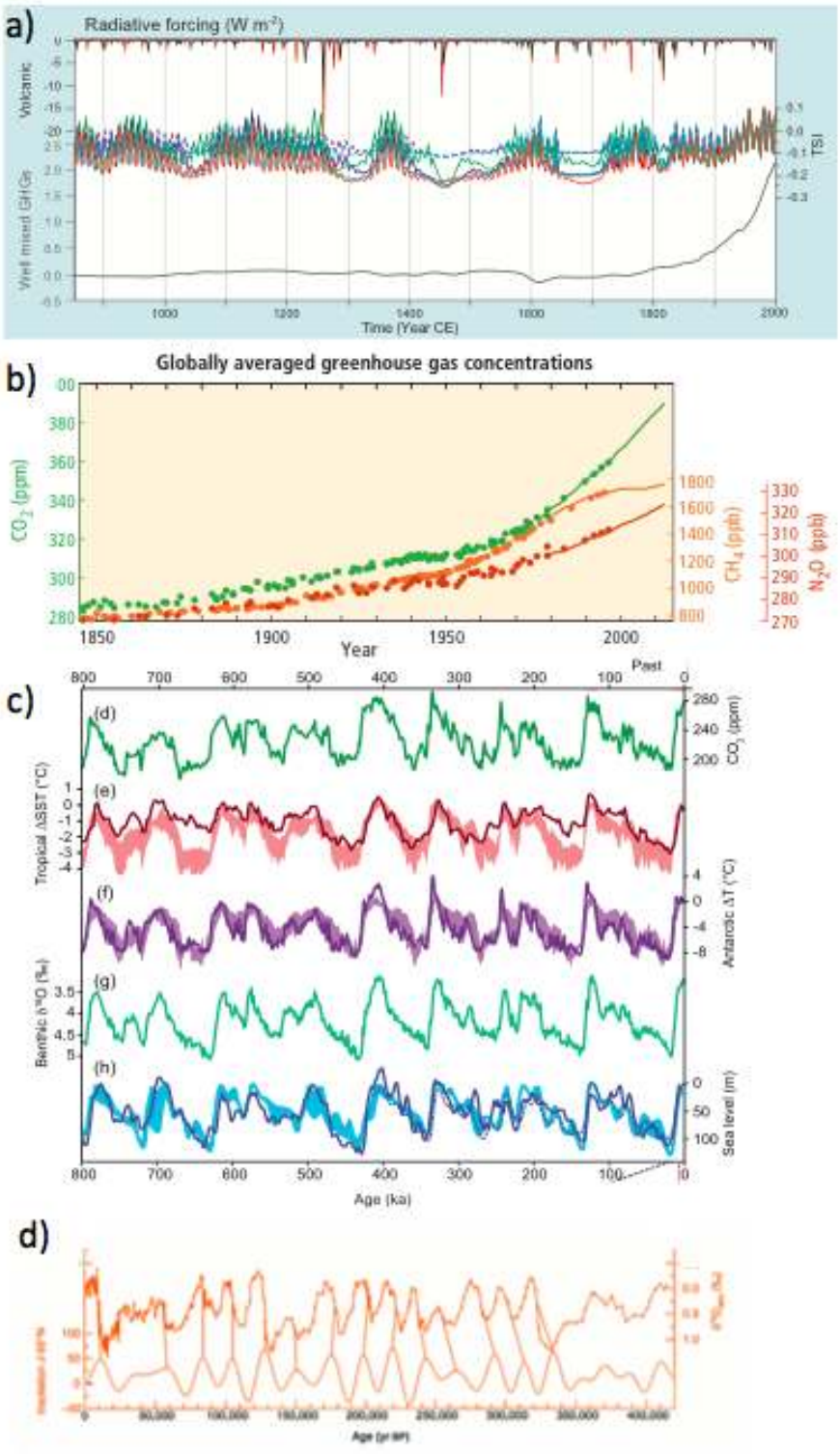


Figura 29.9: Ilustración de factores de forzamiento externo en diferentes escalas temporales. a) Forzamiento asociado a la actividad volcánica, solar y de gases de efecto invernadero considerado en los experimentos del CMIP5/PMIP3 para el último milenio. Los diferentes colores indican estimaciones de diferentes bases de datos disponibles, dos para el forzamiento volcánico y cuatro para el solar. La curva a trazos para variabilidad solar indica una reconstrucción en la que solamente se tiene en cuenta el ciclo de actividad solar de 11 años (modificado de Box TS5, Fig. 1, Stocker et al. 2013 [590]). b) Variaciones en la concentración de los gases de efecto invernadero más importantes: dióxido de carbono (CO_2, verde); metano (CH_4, naranja) y óxido nitroso (N_2O, rojo) obtenidas a partir de información en los testigos de hielo (puntos) y a partir de medidas directas atmosféricas (líneas; figura modificada de Synthesis Report Fig. 1, IPCC 2014 [465]). c) variaciones de las concentraciones de CO_2 (testigos de hielo Antártico), temperatura tropical (sedimentos marinos), antártica (testigos de hielo) y variaciones en la fracción isotópica δ18O en los últimos 800 ka (foraminifera bentónicos) y reconstrucciones del nivel del mar (modificado de Fig. 5.3, Masson-Delmotte et al. 2013 [406]). d) Variaciones en la fracción $\delta^{18}O$ en los últimos 400 ka e insolación a 65º N (modificado de Fig. 2 de Petit et al. 1999 [494])

Los cambios en la irradiancia solar pueden deberse a cambios en el flujo total de irradiancia o bien en su distribución espectral. Los cambios en el área total o en la forma del espectro solar son importantes por modular la cantidad total de energía entrante al sistema climático así como la disponible en diferentes rangos de frecuencia. Por tanto, los cambios en la irradiancia total o en la espectral regulan la energía que interacciona con los diferentes componentes atmosféricos (p.ej., la radiación ultravioleta y el ozono) y la recibida en la superficie terrestre. La *irradiancia solar total* (TSI, de sus siglas en inglés) varía del orden del 0.1 % (Figura 29.9 en la página anterior) con un ciclo aproximado de 11 años mientras que las variaciones espectrales en el ultravioleta pueden ser de varias unidades.

Las primeras son relevantes para la superficie mientras que los cambios en el ultravioleta son relevantes en la estratosfera. Las variaciones en la TSI se asocian fundamentalmente a variaciones en las estructuras magnéticas en la superficie del Sol como las manchas solares y las fáculas. El número de manchas solares y su posición evoluciona a lo largo de cada ciclo de actividad solar durante aproximadamente 11 años, siendo éste máximo en el momento de mayor TSI.

Los modelos actuales reproducen la variabilidad de la TSI desde la era satelital. Para fechas anteriores a 1978 esta información se reconstruye a partir de datos indirectos (*proxy*) como el número de manchas solares o la producción de isótopos cosmogénicos (^{10}Be y ^{14}C). En el último milenio las variaciones de la TSI se caracterizan por pasar por mínimos importantes de 50 a 100 años de duración (p.ej., el Mínimo de Maunder, 1645-1715) que se superponen a las variaciones decadales asociadas al ciclo de actividad solar, generando tendencias a largo plazo (Figura 29.9 en la página anterior parte a). En escalas temporales más largas, habría que considerar los parámetros orbitales asociados a los cambios periódicos de la excentricidad de la órbita elíptica de rotación de la Tierra alrededor del Sol (con periodos de 96 000 y 413 000 años), la inclinación del eje de rotación de la Tierra (periodo de 41 000 años) y la precesión de la órbita de la Tierra (periodo de 21 000 años). Los cambios en estos parámetros orbitales (*ciclos de* MILANKOVITCH) son la causa de la ocurrencia de ciclos glaciales durante los dos últimos millones de años aproximadamente.

El forzamiento volcánico influye en el albedo a través de los impactos de los aerosoles emitidos por las erupciones. Los aerosoles emitidos alcanzan la estratosfera, donde la dispersión zonal y latitudinal es global. El aumento del albedo estratosférico asociado a la presencia de aerosoles volcánicos contribuye a la reducción de la radiación entrante de onda corta solar y por tanto a un enfriamiento. La intensidad de la misma depende de la distribución y tamaño de aerosoles, la localización de la erupción y otros factores. La reconstrucción del forzamiento volcánico pasado (Figura 29.9 en la página anterior parte a) se hace a partir de la evaluación de la deposición de sulfatos en testigos de hielo en Groenlandia y en la Antártida y la comparación con modelización de la distribución de aerosoles y la profundidad óptica. El impacto de las erupciones es de relativamente corta duración (interanual, de 3 a 10 años), aunque la acumulación temporal de erupciones contribuye a la variabilidad multidecadal en el sistema.

Además de los aerosoles de origen volcánico en la atmósfera existen aerosoles de origen natural provenientes de fuentes orgánicas (p.ej., combustión de madera), minerales (p.ej., polvo del desierto) o marinas (p.ej., sales). Estos aerosoles actúan como núcleos de condensación en la formación de nubes y en el transporte de humedad, así como en el balance radiativo. Adicionalmente existe una gran cantidad de aerosoles de origen humano asociados a las emisiones por la actividad industrial, agrícola o el transporte (p.ej., hollín [62]). Los aerosoles troposféricos pueden absorber y dispersar, en función de su tamaño, radiación solar y terrestre; este efecto se conoce como el *efecto radiativo directo*. Además, la composición, tamaño y densidad de los aerosoles influye en la formación de las nubes, de tal forma que existe un efecto radiativo indirecto resultante de la modificación del color, distribución espacial y altura y duración de las nubes. El balance neto global es el de una disminución en la radiación entrante y, por tanto, de un enfriamiento.

Las variaciones de las concentraciones de gases de efecto invernadero (GHG, de sus siglas en inglés) modifican la cantidad de radiación infrarroja absorbida por la atmósfera y reemitida a la superficie y pueden entenderse como el factor de forzamiento radiativo mas importante (> 2 Wm^{-2}, Figura 29.9 en la página anterior parte a) desde la era preindustrial. Las concentraciones de los GHG más importantes han pasado de ca. 280 a 400 ppm (CO_2), 800 a 1800 ppb (CH_4), y 270 a 330 ppb (N_2O) en los últimos dos siglos (Figura 29.9 en la página anterior parte b). Las concentraciones actuales de CO_2 son probablemente superiores a las existentes en el último millón de años (Figura 29.9 en la página anterior parte c). Nótese que en este período tan amplio las concentraciones de

CO_2 y las temperaturas del planeta varían de forma síncrona. De este modo, aumentos (disminuciones) en la temperatura del planeta disminuyen (aumentan) la capacidad de captura de CO_2 atmosférico por parte del océano generando el consiguiente aumento (disminución) de la concentración de CO_2 que, a su vez, actúa como forzamiento radiativo positivo (negativo) que contribuye a un mayor calentamiento (enfriamiento). Desde este punto de vista, cuando un cambio de temperatura precede a las variaciones de los GHG, se pueden entender estos últimos como parte de un mecanismo de retroalimentación más que como un forzamiento. Este comportamiento es característico de los ciclos glaciales, en los que los cambios en los parámetros orbitales generan variaciones importantes en la irradiancia normal recibida en superficie (Figura 29.9 en la página 494 parte d). Cuando la energía recibida a una determinada latitud es durante un largo período insuficiente para fundir todo la nieve caída en invierno, se acumula la nieve en superficie, aumenta el albedo y consecuentemente disminuye la temperatura por disminución de la radiación solar entrante. Esta disminución activa procesos de retroalimentación positiva que involucran cambios en la circulación oceánica y en último extremo de los GHG, como los descritos anteriormente, en los que el enfriamiento se amplifica, dando lugar a una glaciación. El proceso contrario se da en la transición de una glaciación a un periodo interglacial que, además, ocurre de modo más abrupto. La Figura 29.9 en la página 494 parte d ilustra los cambios en la fracción del isótopo atmosférico $\delta^{18}O$, indicativo de la temperatura, a partir de testigos de hielo y las variaciones de insolación a 65ºN. Las variaciones de temperatura global producen fusión del hielo de los glaciares y mantos de hielo (Fig. 29.9 en la página 494 c) y dilatación térmica de la columna de agua oceánica, con las consiguientes variaciones síncronas del nivel del mar (Fig. 29.9 en la página 494 c), la temperatura y el CO_2.

Los cambios en los usos y cobertura del suelo constituyen un factor de forzamiento climático asociado al aumento de la población, la urbanización, la deforestación y la evolución en las prácticas agrícolas. El primer impacto de los mismos es físico, a través del cambio del albedo superficial y la reflexión de onda corta solar y en la emisión de aerosoles asociada a la desertización en algunas regiones. Adicionalmente existen consecuencias que podrían caracterizarse como químicas asociadas a los efectos en el ciclo del carbono de los cambios en la cobertura vegetal y que contribuyen al efecto invernadero.

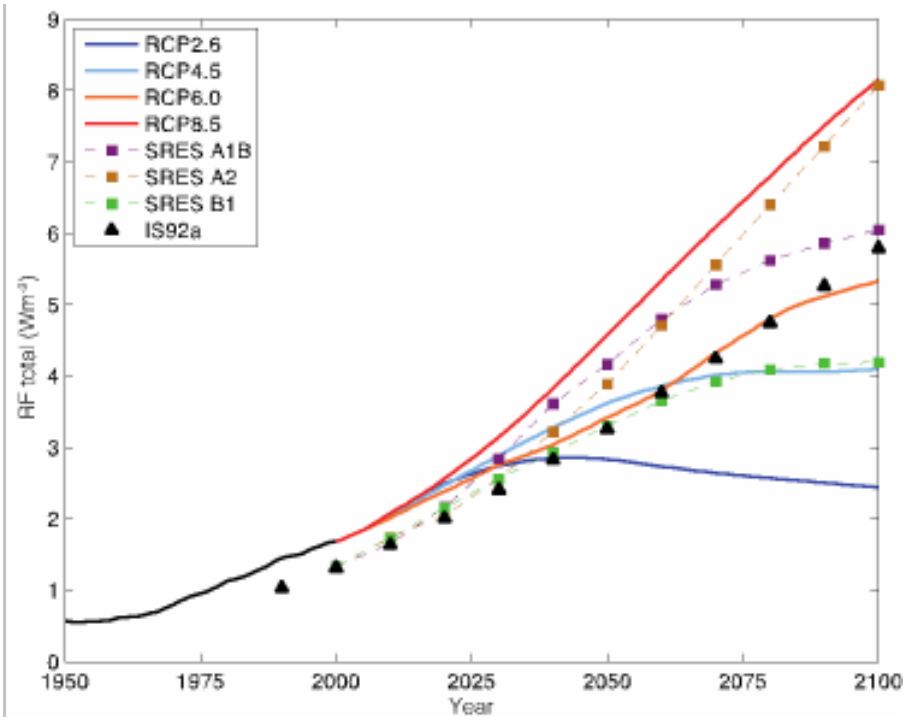


Figura 29.10: Forzamiento radiativo total para las últimas décadas del período histórico, 1950-2005 (línea negra) y RCPs (líneas de color) en el siglo XXI con respecto a los niveles preindustriales adoptados en CMIP5 en el AR5 del IPCC. En líneas de trazos y símbolos se muestran las trayectorias de diferentes familias de escenarios de forzamiento radiativo en el AR3 y AR4 (SRES e IS92a). Fuente: Figura 1.15 (Cubasch et al. 2013 [142]).

La sección «Influencia del forzamiento radiativo en el clima» (sec. 29.3.1 en la página siguiente) ilustra la influencia de los factores de forzamiento en los cambios de temperatura global en el período industrial (1850-2005). En el contexto del CMIP5 este intervalo temporal se conoce como *período histórico*.

Para las simulaciones de cambio climático futuro se adoptan escenarios de forzamiento radiativo asociado solamente a las actividades humanas. Estos escenarios incluyen diferentes trayectorias posibles en las emisiones de gases de efecto invernadero asociados a posibles evoluciones de la sociedad en el futuro, dependiendo del crecimiento de la población y la demanda energética, de los desarrollos tecnológicos, etc. (Figura 29.10 en la página anterior; ver también Sección 29.5.6 en la página 514). El CMIP5 establece escenarios conocidos como trayectorias de concentración representativa (RCP, de sus siglas en inglés) que se definen por el aumento total de forzamiento radiativo a finales del siglo XXI asociado a las emisiones de GHG y aerosoles.

Este diseño fue adoptado para que fuese de utilidad en la toma de decisiones por parte de los gobiernos a la hora de evaluar específicamente la influencia de determinadas trayectorias de emisión. Se consideran cuatro escenarios en los que el aumento de forzamiento radiativo es de 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5 Wm^{-2} al final del siglo XXI. La Figura 29.10 en la página anterior muestra estos cuatro escenarios, utilizados en el quinto informe del IPCC (ver Sección 29.6.1 en la página 519), así como también para su comparación, los usados en informes anteriores del IPCC.

Históricamente estos escenarios incorporan solamente cambios en el forzamiento radiativo asociados a las actividades humanas. Los escenarios RCP, tal como se puede apreciar en la figura, incluyen también ciclos sintéticos de variaciones en la actividad solar de 11 años. Aunque el ciclo es muy regular, no se espera que la fase e intensidad del mismo en el futuro coincida con el impuesto en los escenarios. No se considera actividad volcánica en el futuro al no ser posible anticipar la ocurrencia e intensidad de estos eventos.

Para el análisis del clima anterior a la era instrumental se determinan varios períodos de referencia en el contexto del CMIP5. Dentro del CMIP5 el proyecto de Intercomparación de Modelos en Paleoclima en su fase 3 (PMIP3, de sus siglas en inglés) seleccionó tres períodos de interés en los cuales de establecieron escenarios de forzamiento radiativo de consenso (ver Sección 29.3 en la página 493): el último máximo glacial (LGM, de sus siglas en inglés), hace ca. 21 ka; el Holoceno medio (MH, de sus siglas en inglés), hace ca. 6 ka; y el último milenio (LM, de sus siglas en inglés), identificado como el intervalo 850 a 1850 preindustrial, inmediatamente anterior al conocido como período histórico. En los dos primeros se simulan condiciones medias de ese período climático, mientras que en el último se realizan simulaciones transitorias con cambios anuales en el forzamiento radiativo (Figura 29.9 en la página 494 parte a). En todos los experimentos descritos en esta sección, los cambios en el forzamiento se especifican como condiciones de contorno para la realización de simulaciones. En los experimentos de cambio climático futuro, la realización de ensembles permite explorar las incertidumbres asociadas a la evolución futura del sistema en diferentes niveles de emisión. En los escenarios del pasado se explora la incertidumbre asociada a la reconstrucción de los forzamientos naturales en el pasado. La Figura 29.9 en la página 494 parte a muestra diferentes reconstrucciones de forzamiento solar y volcánico que han tenido en cuenta.

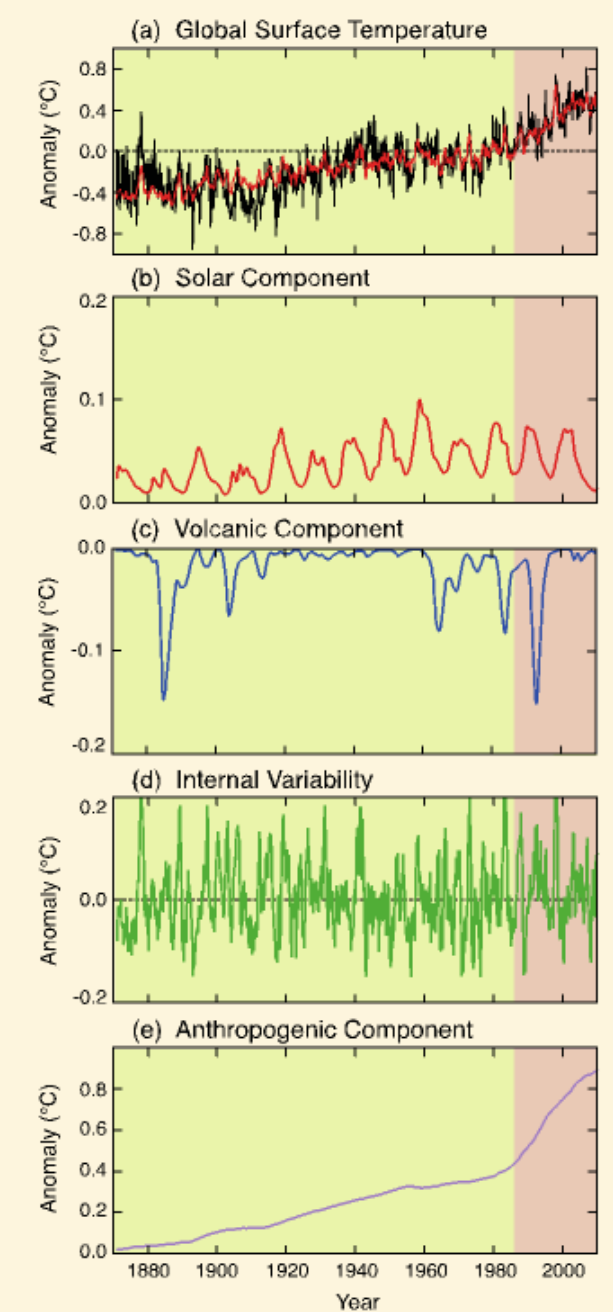


Figura 29.11: Variación de la temperatura en función de los factores de forzamiento natural (solar, volcánico) y antropogénicos (gases de efecto invernadero y aerosoles) (modificada de FAQ 5.1, Figura 1 en Masson-Delmotte et al. 2013 [406]). a) Anomalías de temperatura global en superficie de 1870 a 2010 con respecto al período 1961-1990 (negro) frente a estimaciones de temperatura (rojo) usando un modelo que incluye la respuesta de la temperatura a los cambios en la irradiancia solar (b), la actividad volcánica (c), la variabilidad interna global del sistema representada por el índice del ENSO (d) y la contribución antropogénica de los GHG y aerosoles (e). Nótese los diferentes rangos de variación en la respuesta de la temperatura. La zona sombreada representa el intervalo de mayor crecimiento de la respuesta a la componente antropogénica.

29.3.1 Influencia del forzamiento radiativo en el clima

Los forzamientos climáticos naturales y antropogénicos permiten explicar las variaciones de tendencia a largo plazo en la temperatura global observada en superficie.

La Figura 29.11 muestra el efecto en la temperatura de las variaciones de la TSI, la actividad volcánica y los gases de efecto invernadero y aerosoles desde 1850. Para ello se ha considerado una regresión múltiple de la temperatura con cada una de estas variables y la variabilidad interna, representada en este caso por el índice del ENSO. La suma de todas estas componentes es consistente con los cambios en variabilidad multidecadal de las temperaturas a lo largo del período industrial.

El efecto del forzamiento volcánico fue notable a finales de los siglos XIX y XX. La variabilidad de la TSI contribuyó, junto con la componente antropogénica al aumento de temperatura de los años 1920 a 1950. La variabilidad solar se mantiene estable o decrece desde 1980, período durante el cual la aportación al aumento de temperatura la realiza el forzamiento radiativo antropogénico. Por tanto, a partir de consideraciones radiativas es posible argumentar que la mayor parte del aumento de temperatura desde la mitad del siglo XX se debe a las actividades humanas.

La variabilidad interna no presenta tendencias a largo plazo. La gráfica muestra que la variabilidad interanual de las estimaciones a lo largo de todo el período es inferior a la de las observaciones. Esto es una indicación de que el índice ENSO utilizado para representar la variabilidad interna del sistema explica solamente una parte de la misma y existen otras contribuciones que no se han tenido en cuenta en esta aproximación sencilla.

Por otro lado, la mayor parte de las tendencias a largo plazo quedan bien descritas por los forzamientos incluidos.

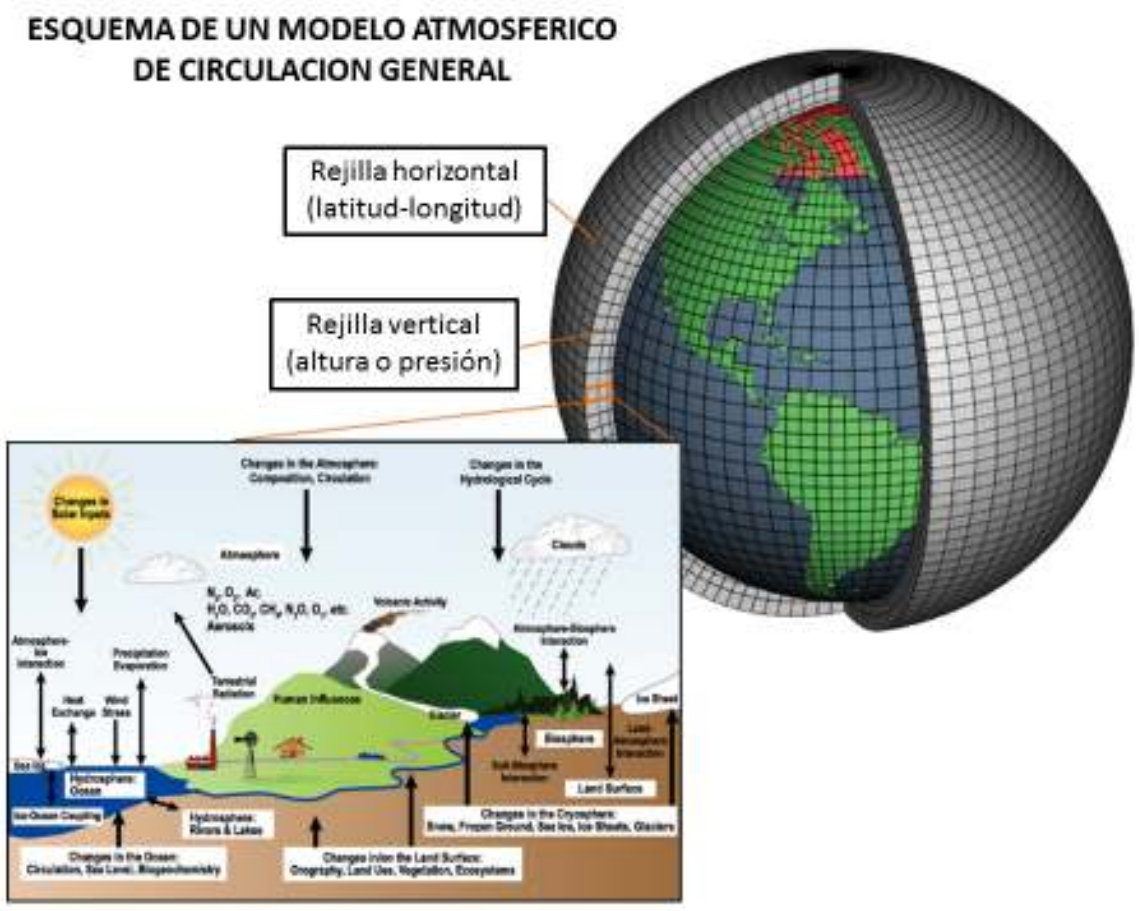


Figura 29.12: Ilustración esquemática de la malla, procesos representados y usos de un AGCM tridimensional (ver texto).

29.4 Modelos climáticos

La herramienta fundamental para el estudio cuantitativo del clima son los modelos climáticos y, como se describirá más adelante, su extensión a los ESM (véase la Figura 29.12). La utilización de modelos, por una parte, nos permite tratar y analizar sistemas que por su complejidad son inabordables. Por otra, la realización de experimentos controlados es consustancial al método científico pero, en general, muy difícil en el ámbito de las ciencias de la Tierra. La sustitución del sistema real por modelos del mismo permite la realización de experimentos por medio de simulaciones numéricas. Ejemplos concretos son la imposición de cambios en las condiciones iniciales o de contorno, incluyendo los forzamientos climáticos, la topografía o la distribución de los continentes.

En el ámbito de la atmósfera y el océano los modelos que constituyen el estado del arte del conocimiento son los GCM (ver Sección 29.1 en la página 484), tanto atmosféricos (AGCM, de sus siglas en inglés) como oceánicos (OGCM, de sus siglas en inglés). El desarrollo de los AGCM tiene su origen en los modelos de predicción numérica del tiempo adaptados para los objetivos climáticos (sec. 29.4.2 en la página 503). Los GCM simulan la dinámica de la atmósfera y el océano en tres dimensiones a partir de las ecuaciones fundamentales que gobiernan estos sistemas, es decir, de principios físicos fundamentales. Éstos son la conservación del momento, la energía y la masa, y la ecuación de estado (sec. 10.4 en la página 143). Cada uno de ellos se expresa mediante una ecuación. Además, se necesitan ecuaciones adicionales para la evolución de la concentración de sustancias características de cada sistema como la humedad en el caso de la atmósfera o la salinidad en el del océano, así como cualquier otra sustancia presente en estos sistemas. Esto nos proporciona un sistema de ecuaciones cerrado, con igual número de ecuaciones que de incógnitas que, en principio, puede resolverse para cualquier instante y punto del espacio. Sin embargo, por contener términos no lineales estas ecuaciones no pueden resolverse analíticamente (sec. 5.1.5 en la página 60).

Por esta razón su resolución se lleva a cabo numéricamente reemplazando las ecuaciones continuas, en derivadas parciales, por ecuaciones discretizadas espacial y temporalmente con una resolución determinada y eligiendo un sistema de coordenadas adecuado tanto en la horizontal como en la vertical y esquemas adecuados para resolver numéricamente las ecuaciones (Figura 29.12 en la página anterior). Un aspecto importante es que al resolver las ecuaciones se hacen ciertas aproximaciones en éstas que simplifican su solución sin que se pierda información relevante desde un punto de vista climático.

La discretización de las ecuaciones fundamentales a una resolución espacio-temporal dada está limitada por la capacidad computacional. La resolución típica de los modelos climáticos ha aumentado en paralelo con el aumento de los recursos computacionales a lo largo del tiempo (cap. 11 en la página 153). Un aspecto muy importante es que a cualquier resolución espacial siempre habrá procesos que el modelo resolverá explícitamente y otros que no, por ocurrir a escalas inferiores a la resolución del modelo. Estos últimos se denominan procesos de submalla o subrejilla, e incluyen multitud de procesos físicos importantes (parametrizaciones, sec. 10.5 en la página 145); en el caso de la atmósfera, los procesos radiativos, la turbulencia, la convección, la cubierta de nubes, la microfísica de nubes o el arrastre orográfico. Estos procesos no pueden ignorarse por ser fundamentales desde el punto de vista físico y afectar a los campos resueltos explícitamente por el modelo. Con frecuencia, de hecho, están relacionados con procesos de retorno al equilibrio dinámico o termodinámico, e ignorarlos conduciría a errores en la simulación. Por esta razón es necesario incluirlos, bien en las ecuaciones, bien mediante ajustes adicionales al margen de éstas. Esto se lleva a cabo mediante representaciones paramétricas a partir de los campos resueltos o parametrizaciones. La exactitud de las parametrizaciones depende de nuestra comprensión de los procesos físicos subyacentes y determina la calidad de las simulaciones. Por esta razón las parametrizaciones han sido y son objeto de intensa investigación. Nótese que a medida que la resolución espacial de un modelo aumenta existen procesos que, por sus escalas espaciales características podrán resolverse, con lo que su parametrización deja de ser necesaria. Un ejemplo de ello es la convección, que se parametriza en los modelos de resolución relativamente grosera que utilizan la aproximación de balance hidrostático, pero que se resuelve –al menos en parte– en los modelos de alta resolución no hidrostáticos (sec. 10.4 en la página 144). Sin embargo, hay otros procesos que incluso a muy alta resolución siempre será necesario parametrizar, como los procesos radiativos, que tienen lugar a escalas espaciales atómicas y moleculares, o la microfísica de nubes, que ocurre a escalas de milímetros a micras.

Los AGCM se desarrollaron a partir de los modelos atmosféricos de predicción numérica del tiempo, adaptados a los objetivos de las simulaciones climáticas. Los AGCM requieren la prescripción de condiciones de contorno así como la inclusión de un modelo de suelo para caracterizar el tipo de suelo, la vegetación, el almacenamiento de agua en forma de humedad, nieve o acuíferos. Esta caracterización es necesaria para poder determinar propiedades como el albedo superficial, la evapotranspiración o la rugosidad, que se utilizan en el cálculo de los flujos de momento, calor y agua intercambiados con la superficie, así como la escorrentía. Mientras que en las simulaciones a corto plazo pueden despreciarse las variaciones en las condiciones oceánicas, que por tanto pueden prescribirse como condiciones de contorno para los modelos atmosféricos, las simulaciones a más largo plazo requieren la incorporación de las interacciones entre la atmósfera y el océano. Esto motivó el desarrollo de los modelos oceánicos (véase sec. 29.4.2 en la página 503). Una componente esencial del océano es el hielo marino, que se forma cuando el agua superficial del océano se congela.

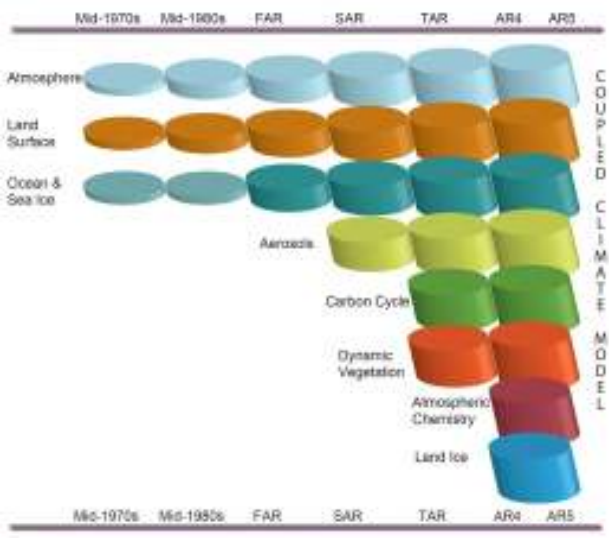


Figura 29.13: Evolución temporal del desarrollo de los modelos climáticos. Se muestra la incorporación de nuevas componentes así como el incremento con el tiempo de la complejidad y el rango de los procesos representados, ilustrados por el crecimiento los cilindros (Fig. 13 de Cubasch et al. 2013 [142]).

La atmósfera, el océano y el hielo marino son esencialmente componentes físicas, descritas por los principios físicos fundamentales mencionados anteriormente. Junto con los modelos de suelo, éstas constituyen las componentes básicas de los AOGCM, los modelos que representaban el estado del arte hasta finales de los años 90 (Figura 29.13 en la página anterior). Un aspecto importante es que el desarrollo de los modelos es modular, en el sentido de que sus componentes se desarrollan por separado para ser finalmente acopladas.

Al igual que ocurrió al pasar de los modelos meramente atmosféricos en estudios a corto plazo a los modelos acoplados de atmósfera y océano para estudios climáticos, a medida que ha aumentado la complejidad de las preguntas científicas, ha surgido la necesidad de aumentar el número de componentes de los modelos climáticos. En general, existe una relación directa entre la escala temporal de interés y el número de componentes del sistema terrestre que deben considerarse (Figura 29.14). En la actualidad se acepta que la comprensión completa del clima involucra a todas las componentes del sistema terrestre: la atmósfera no sólo desde el punto de vista físico sino también químico, la litosfera, la biosfera, tanto marina como terrestre y la criosfera. Los modelos correspondientes son los ESM y constituyen las herramientas del estado del arte actual de la simulación climática. Así, cada vez más modelos tratan de incorporar nuevos procesos y componentes (Figura 29.13 en la página anterior). Mientras los AOGCM de los años 70-90 consideraban esencialmente las componentes físicas del sistema terrestre (atmósfera, océano, hielo marino y suelo), los ESM incorporan procesos adicionales no estrictamente relacionados con estas componentes físicas. Así, estos modelos tratan de representar el papel de los aerosoles en los procesos radiativos, la química atmosférica o el ciclo de carbono. El efecto de los aerosoles es una de las principales fuentes de incertidumbre en los forzamientos radiativos como consecuencia de su muy diferente origen, características y propiedades, así como de la dificultad de caracterizar su interacción con la radiación. Las interacciones entre la química y el clima son esenciales para el estudio de efecto de la creación y recuperación del agujero de la capa de ozono. La química y el cálculo del ozono estratosférico se han incorporado recientemente en algunos modelos. La dinámica estratosférica puede afectar a la circulación troposférica. Por esta razón muchos modelos son capaces en la actualidad de resolver la estratosfera. Incluir el ciclo de carbono involucra representar las fuentes y sumideros de carbono en el sistema terrestre y, por tanto, la biogeoquímica terrestre y oceánica. En estos modelos, en su versión más completa y realista, la concentración de CO_2 no viene impuesta externamente sino que se calcula considerando las fuentes y sumideros del sistema, al igual que para cualquier otro gas atmosférico que forme parte de un ciclo cerrado del sistema terrestre, incluyendo las biológicas como la biosfera terrestre y la biogeoquímica marina (Figura 29.15 en la página siguiente). La vegetación terrestre además puede prescribirse, como en los modelos de suelo relativamente sencillos o representarse de modo interactivo mediante modelos dinámicos globales que permiten calcular la evolución dinámica de la cubierta de vegetación, que afecta no sólo al ciclo de carbono sino al cálculo de flujos de calor y humedad. Por último, una componente fundamental del sistema terrestre y que hasta ahora se ha incluido en muy pocos modelos es la componente terrestre de criosfera, que comprende los mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia, cuyas variaciones pueden afectar considerablemente al nivel del mar.

Figura 29.14: Esquema que ilustra las escalas espacio-temporales típicas de los diferentes modos de variabilidad climáticos y la relevancia de diferentes componentes del sistema terrestre a las distintas escalas (ver texto).

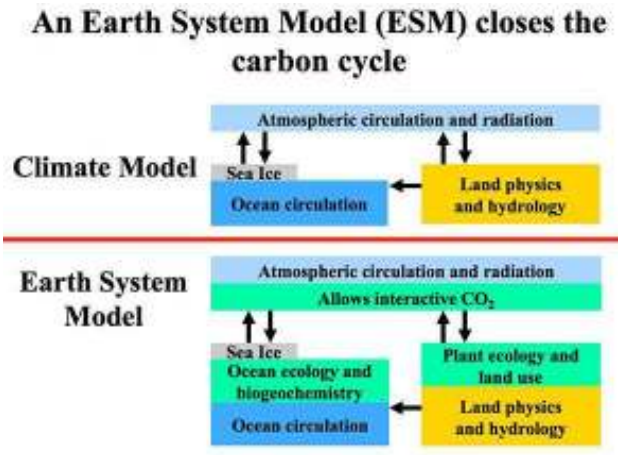


Figura 29.15: Esquema que ilustra las diferencias entre un modelo climático, que incluye las componentes físicas del sistema climático (atmósfera, océano, hielo marino y suelo) y un modelo del sistema terrestre que en este caso incluye el ciclo de carbono y las fuentes y sumideros de éste asociados a la biosfera terrestre y la biogeoquímica marina (Fig. de https://soccom.princeton.edu/content/what-earth-system-model-esm).

29.4.1 Predicciones y proyecciones climáticas

Una pregunta que surge con frecuencia en el contexto de la simulación numérica del clima, en particular con la realización de proyecciones futuras es:

¿Cómo es posible simular el clima a cien años vista si ni siquiera somos capaces de predecir el tiempo con un horizonte de predicción de dos semanas? La respuesta a esta pregunta es que estos dos problemas son de naturaleza diferente: mientras que la predicción del tiempo a corto plazo es un problema de valores iniciales, donde capturar bien las condiciones iniciales es esencial y, por tanto, cualquier desviación con respecto a las condiciones iniciales exactas se traduce en errores que crecen ilimitadamente, las proyecciones climáticas a largo plazo constituyen un problema de condiciones de contorno, impuestas por los forzamientos (son problemas de predecibilidad distintos, véase sec. 12.2 en la página 165). Mientras que las predicciones del tiempo intentan capturar con la mayor fidelidad posible la trayectoria exacta del sistema, las proyecciones simplemente ofrecen una trayectoria plausible de este, compatible con las condiciones de contorno. Entre ambas se encuentran las así llamadas predicciones climáticas, donde tanto las condiciones iniciales como las condiciones de contorno son relevantes (Figura 29.16). Un aspecto importante es que aunque los modelos climáticos (véase Sección 29.4 en la página 499) se desarrollaron a partir de los modelos de predicción numérica del tiempo adaptados para las objetivos y escalas espacio-temporales típicas del clima, en la actualidad se apunta a lo que así se denomina una simulación *sin costuras* (en inglés, *seamless*), es decir, la utilización de los mismos modelos para simulación futura a todas las escalas espacio temporales.

Figura 29.16: Esquema que ilustra la progresión desde las predicciones a escalas temporales cortas, que constituyen un problema de valores iniciales, a las proyecciones climáticas, que son problemas de condiciones de contorno forzadas. La predicción decadal ocupa el término medio entre ambos (Fig. 1.2 de Kirtman et al. 2013 [338]).

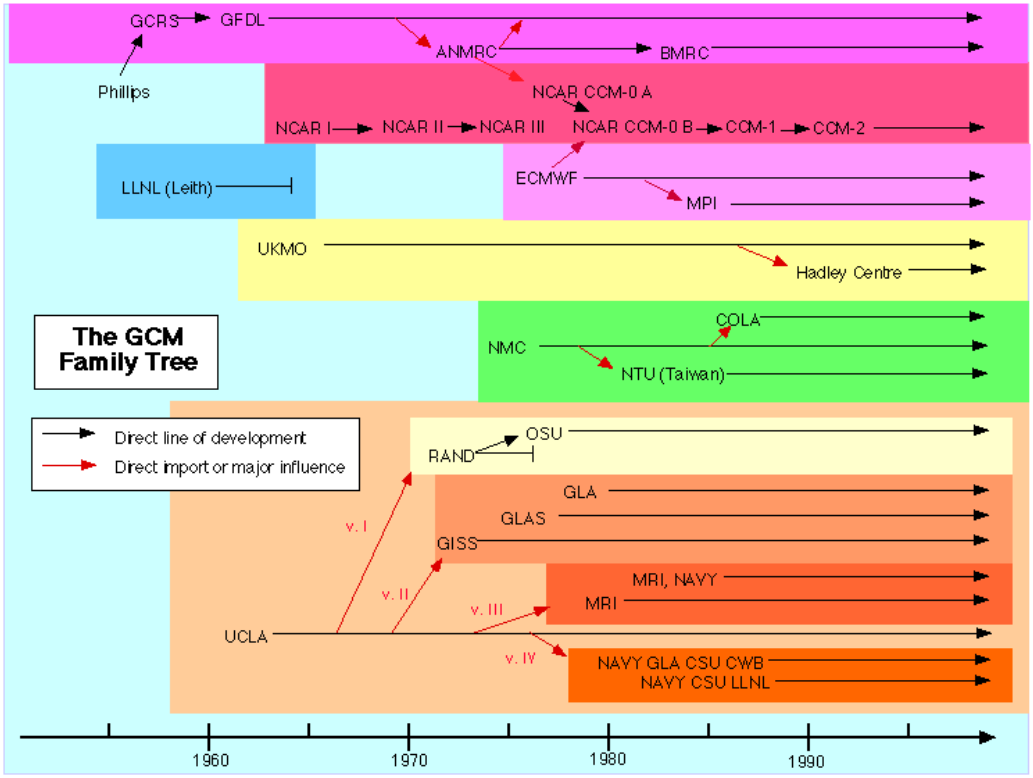


Figura 29.17: Árbol genealógico *de algunos de los más importantes modelos de circulación general de la atmósfera (http://pne.people.si.umich.edu/sloan/mainpage.html).*

29.4.2 Historia del desarrollo de los modelos

Los modelos climáticos tienen su origen en los modelos de predicción del tiempo [171]. Como se ha descrito (Sección 3.5), tras el éxito de la primera predicción numérica del tiempo por CHARNEY ET AL. en 1950 [122], se llevó a cabo una simulación a más largo plazo, un mes, mediante un modelo sencillo (cuasigeostrófico) con sólo dos niveles verticales en un único hemisferio. Los resultados reflejaban las características de la circulación general atmosférica. JOHN VON NEUMANN, miembro del equipo del ENIAC, reconoció de inmediato su importancia: no sólo la escala sinóptica, responsable de las variaciones en el tiempo a escala diaria podía simularse a partir de las ecuaciones fundamentales, sino también la circulación general atmosférica.

El gobierno de los EE. UU. enseguida proporcionó los fondos para el desarrollo de un modelo global, tridimensional, de ecuaciones primitivas de la circulación general de la atmósfera (AGCM, de sus siglas en inglés), proyecto llevado a cabo por JOSEPH SMAGORINSKY, SYUKURO MANABE y otros en el que ahora se conoce como Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL).

Enseguida surgieron iniciativas similares en otras instituciones de los EE. UU. como la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA), liderada por AKIO ARAKAWA y YALE MINTZ [429] o el National Centre for Atmospheric Research (NCAR), institución liderada por WARREN WASHINGTON y AKIRA KASAHARA.

Los AGCM evolucionaron, por tanto, a partir de los modelos atmosféricos de predicción numérica del tiempo. Al contrario que las simulaciones a corto plazo, en las que pueden despreciarse las variaciones en las condiciones oceánicas, que por tanto pueden prescribirse como condiciones de contorno para los modelos atmosféricos, las simulaciones a más largo plazo requerían la inclusión de las interacciones entre la atmósfera y el océano. Esto motivó el desarrollo de modelos oceánicos a partir de los años 60, primero en el GFDL. Inicialmente se utilizaron modelos muy simples de pocos niveles verticales con intercambio de humedad y/o calor, seguidos de modelos de la capa de mezcla oceánica sin transporte de calor oceánico y, finalmente, modelos de ecuaciones primitivas tridimensionales oceánicos (OGCM, de sus siglas en inglés). El acoplamiento entre los AGCM y OGCM dio lugar al nacimiento de los modelos acoplados de la circulación general de la atmósfera y el océano (AOGCM, de sus siglas en inglés).

En los años 70 y 80 surgieron iniciativas similares en muchas instituciones, entre ellas instituciones europeas como el ECMWF o el Instituto Max Planck de Meteorología en Hamburgo en Alemania (MPI, de sus siglas en inglés). Muchos de los nuevos modelos se desarrollaron a partir de los existentes previamente. Por ejemplo, el modelo atmosférico del MPI se construyó adaptando el modelo del ECMWF a los objetivos de las simulaciones climáticas (Figura 29.17 en la página anterior).

Un aspecto crucial que contribuyó a fomentar el interés en el desarrollo de los modelos climáticos fueron los problemas medioambientales, entre ellos el cambio climático. La constatación en los años 60 del aumento en las concentraciones atmosféricas de CO_2 llevó a considerar la posibilidad de un calentamiento por aumento del efecto invernadero. El calentamiento global se convirtió en un problema político y científico, y se empezó a tratar de obtener una estimación de la respuesta de la temperatura a un aumento en la concentración atmosférica de CO_2. La Academia Nacional de Ciencias de los EE. UU. creó un comité presidido por JULE CHARNEY que comparó los resultados de dos AOGCM independientes, los de GFDL y NCAR, encontrando en ambos un aumento de las temperaturas en respuesta a una duplicación de CO_2 entre 1.5 y 4.5 K, y concluyó la imposibilidad de concebir un efecto físico ignorado que pudiera reducir este calentamiento. La respuesta transitoria del sistema climático no sólo al aumento en la concentración de CO_2 sino al registro histórico de aerosoles de erupciones volcánicas fue obtenida casi una década más tarde por JIM HANSEN utilizando el modelo del Goddard Institute for Space Studies (GISS) de la NASA [263].

Los resultados reproducían fielmente la tendencia creciente de la temperatura global observada entre los años 60 y finales de los 80, y para el futuro mostraban una tendencia creciente sostenida. En 1988 HANSEN testificó en el Senado de los EEUU para afirmar que la Tierra había alcanzado valores de la temperatura mayores que en cualquier periodo histórico anterior y que la probabilidad de que esto fuera consecuencia del azar era muy baja. Desde ese momento, las proyecciones de los modelos se convertirían en un problema político [171]. Ese mismo año, la conferencia internacional de Toronto concluyó que los cambios en la atmósfera debido a la contaminación representaban una amenaza fundamental para la seguridad global y se hacía una llamada a los gobiernos de todo el mundo para una acción conjunta encaminada a restringir las concentraciones de gases de efecto invernadero. Esto llevó a las negociaciones de un acuerdo internacional como paso previo a las legislaciones nacionales. En el mismo año también dos organizaciones de las Naciones Unidas, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la WMO, crearon el IPCC (Sección 29.6.1 en la página 519). Durante los últimos veinte años, con el incremento gradual en nuestra confianza sobre los impactos de los cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero, aerosoles, etc. se ha producido una demanda creciente de resultados de los modelos por parte de los responsables políticos. En la actualidad está establecido que los modelos constituyen la herramienta fundamental para la detección, atribución y proyección de la evolución futura del clima. Una descripción más detallada de la historia del desarrollo de los modelos climáticos puede encontrarse en EDWARDS [171].

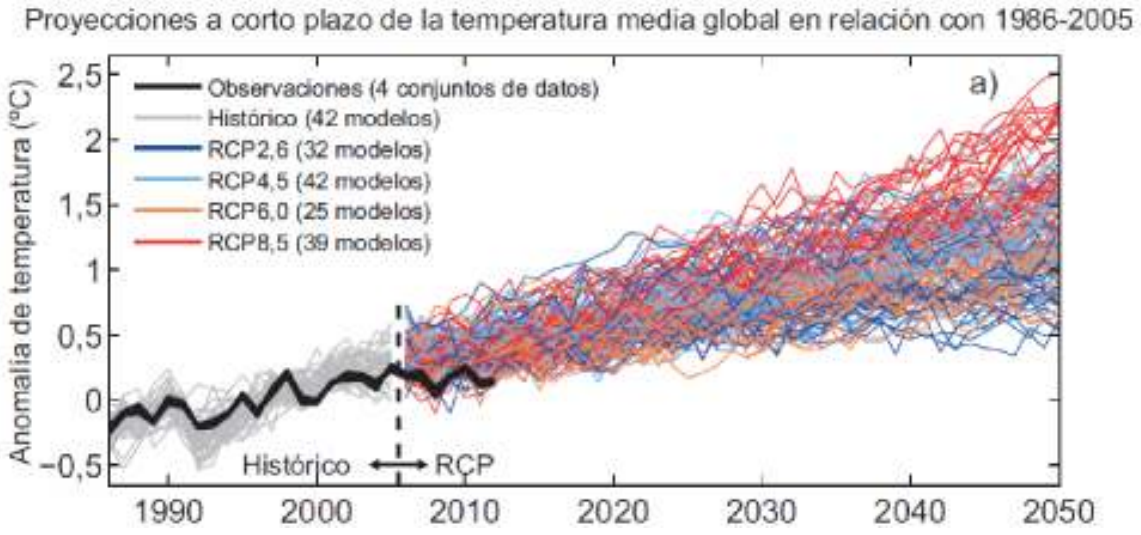


Figura 29.18: Ensemble *de oportunidad de proyecciones multimodelo a corto plazo climático (hasta 2050) de la temperatura media global del aire en superficie con modelos del CMIP5 que incluye 4 escenarios de emisión (RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5) con un número variable de modelos para cada escenario de emisión. De cada modelo se ha seleccionado una sola simulación. Para el periodo histórico se ha utilizado un ensemble de 42 modelos. Las observaciones proceden de estimaciones realizadas con 4 conjuntos de datos en rejilla (fuente: IPCC [465]).*

29.5 Incertidumbres y uso de ensembles en clima

En la Sección 29.1 en la página 484 se han descrito las principales fuentes de incertidumbres que afectan a las simulaciones climáticas. Éstas son las asociadas a las condiciones iniciales, las condiciones de contorno y a los modelos que simulan la evolución del sistema climático. Al igual que en las predicciones a corto y medio plazo, se exploran con la ayuda de ensembles (cap. 13 en la página 173). Los ensembles que exploran diferentes condiciones iniciales en simulaciones que abarcan escalas temporales climáticas permiten caracterizar el rango de la variabilidad climática interna. Los ensembles que exploran diferentes condiciones de contorno cuantifican el efecto de modular la energía que entra en el sistema a través de diferentes factores de forzamiento naturales o antropogénicos. Los ensembles que exploran diferentes modelos permiten cuantificar las incertidumbres asociadas a las suposiciones y aproximaciones que los modelos introducen en las ecuaciones del sistema climático. Estas incertidumbres también pueden provenir de una comprensión teórica limitada (p.ej., cómo afectan los aerosoles a la formación de las nubes), de incertidumbre en los parámetros del modelo o de incertidumbre estructural (es decir, la imposibilidad de simular un proceso conocido de forma realista o simplemente la ausencia de representación o simulación de un proceso). La incertidumbre en los parámetros procede del hecho de que muchos procesos de pequeña escala (subrejilla o submalla, sec. 10.5 en la página 145) que afectan a las escalas resueltas por el modelo se describen empíricamente y con frecuencia no están bien constreñidas por las observaciones. El muestreo de esta incertidumbre permite estimar también la sensibilidad climática del sistema puesto que las diferentes respuestas en la simulación de procesos por parte de distintos modelos se traducen en una respuesta diferente de la temperatura a cambios en el forzamiento externo.

Para cuantificar suficientemente bien las incertidumbres asociadas a los modelos habría que explorar idealmente los diferentes modelos en términos de resolución, componentes y procesos, parametrizaciones, etc. Sin embargo, en la práctica hay familias de modelos del mismo tipo que incorporan el mismo conjunto de procesos a resoluciones similares. Las diferentes familias de modelos se utilizan para explorar las incertidumbres que provienen de los modelos perturbados (en inglés perturbed physics ensemble, PPE, sec. 13.5 en la página 182) o bien ensembles multimodelo (en inglés multimodel ensembles, MME, sec. 13.5 en la página 182) constituidos por diferentes modelos que comparten una estructura y grado de complejidad similar. En las ciencias del clima, la utilización de MME ha sido la forma tradicional de representar, estimar y promediar las incertidumbres y errores de los modelos. La utilización de ensembles de simulaciones ha avanzado en paralelo con las series de proyectos sucesivos de intercomparación de modelos climáticos (CMIP).

En toda la historia de las diferentes fases de los proyectos CMIP siempre se ha supuesto implícitamente que los modelos considerados son lo suficientemente diferentes como para explorar las incertidumbres mediante lo que se ha venido en llamar un *ensemble generacional de oportunidad* [344]. Dicho ensemble carece de una estrategia objetiva definida para explorar las diferentes incertidumbres procedentes de los modelos y simplemente incorpora los modelos disponibles o incluso versiones sucesivas de un mismo modelo. Mientras que el CMIP3 proporcionó 22 modelos diferentes para el ensemble multimodelo utilizado en el 4º informe de evaluación (AR4) del IPCC, CMIP5 proporcionó 59 modelos para el 5º informe (AR5) simplemente por el hecho de que había más modelos disponibles. Los modelos utilizados no tenían unos mínimos requerimientos de calidad para participar en el ensemble salvo estar documentados y referenciados en la literatura científica con revisión por pares. La Figura 29.18 en la página anterior muestra un ensemble de oportunidad de proyecciones climáticas que incluye básicamente todas las simulaciones para cada escenario de emisión disponibles en el CMIP5.

29.5.1 Verificación vs evaluación

Verificación y evaluación son dos conceptos diferentes asociados a la corrección de las simulaciones y, en definitiva, a la credibilidad que asignamos a los modelos atmosféricos o climáticos (ver cap. 15 en la página 213).

La *verificación* surgió con los modelos de predicción numérica del tiempo (corto y medio plazo) como una forma objetiva de medir la calidad de las predicciones realizadas con los mismos [323, 662]. En el contexto de las simulaciones numéricas realizadas con ordenadores, la verificación es un proceso que incluye tareas como la correcta implementación de un modelo conceptual (ausencia de errores) así como la cuantificación objetiva, mediante una métrica (*score*, sec. 15.2.3 en la página 217) acordada, de la distancia de las predicciones a lo que habitualmente denominamos realidad, representada por las observaciones. Aunque hay diferentes puntos de vista acerca de lo que es una buena predicción [447], existe una amplia variedad de procedimientos de verificación (cap. 15.2.3 en la página 217). Todos ellos incluyen una medida de la relación entre una predicción o un conjunto de predicciones y la(s) correspondiente(s) observación(es) del predictando.

La *evaluación* es un concepto que ha surgido con los modelos climáticos y que se asocia fundamentalmente con el grado de realismo de las simulaciones y con la comparación de éstas en periodos históricos o paleoclimáticos con las observaciones o reconstrucciones disponibles del clima. El grado de confianza en un determinado modelo climático es mayor cuando éste es capaz de simular con cierto realismo periodos climáticos pasados (Sección 29.5.3 en la página 508). La evaluación de un modelo climático puede realizarse de muy diferentes formas. Por ejemplo, mediante la evaluación de procesos y/o componentes individuales (así, la atmósfera, el océano, etc. se evalúan típicamente de forma aislada como parte del proceso de desarrollo de cada componente) o mediante la evaluación de la totalidad del modelo climático con todos sus componentes ensamblados. Las evaluaciones se realizan también en diferentes escalas temporales. Esto permite conocer las capacidades de los modelos para simular la variabilidad climática en rangos temporales que abarcan desde la escala sinóptica hasta la decadal y secular. Es muy importante conocer la capacidad de los modelos climáticos para simular con precisión los modos de variabilidad de baja frecuencia que condicionan fuertemente el clima en muchas regiones (véase sec. 29.2 en la página 485) . Éste es el caso, por ejemplo, de Europa occidental, y de la península ibérica en particular, cuyas precipitaciones están correlacionadas con la fase e intensidad del patrón de la NAO (sec. 29.2.2 en la página 491).

Al igual que en la verificación, la evaluación puede realizarse cuantitativamente mediante el uso de métricas que evalúan el grado de calidad de los modelos individuales. Normalmente los diferentes modelos simulan mejor uno u otro proceso de forma específica y tiene poco sentido hacer evaluaciones de carácter general. Por ello, no es una cuestión obvia discriminar los modelos «buenos» de los «malos» para asignar una credibilidad a las proyecciones climáticas en las escalas seculares. De hecho, en el caso de los modelos climáticos es mucho más difícil que en la predicción numérica del tiempo definir un único índice o métrica para las proyecciones a escala secular, ya que cada modelo tiende a simular mejor unos aspectos del sistema climático mientras que otros los simula más defectuosamente.

La confianza en las proyecciones de un modelo climático se basa en la comprensión física del sistema climático y en su representación en los modelos, así como en la demostración de hasta qué punto los modelos son capaces de simular un amplio rango de pro-

cesos y características climáticas en diferentes escalas espaciales y temporales. La credibilidad de un modelo climático aumenta si el modelo es capaz de simular las variaciones pasadas del clima tales como las tendencias a lo largo del siglo XX y los cambios paleoclimáticos. Al contrario de lo que sucede con las predicciones a corto plazo, las proyecciones climáticas seculares están sometidas a forzamientos externos que empujan a los modelos hacia condiciones que se encuentran fuera del rango y situaciones observadas en un periodo histórico utilizado para su evaluación. Para tener una idea de las diferentes formas de evaluar los modelos climáticos puede consultarse el capítulo 9 del Grupo de Trabajo I del 5º Informe de Evaluación del IPCC dedicado exhaustivamente al tema [203].

29.5.2 El Periodo histórico

Utilizando un ensemble de oportunidad como el descrito más arriba se puede explorar en el periodo histórico (p.e., 1860-2010) tanto las incertidumbres procedentes de los modelos como de los forzamientos externos. La Figura 29.19 muestra la dispersión asociada a dos ensembles multimodelo (CMIP3 y CMIP5) de la simulación de dicho periodo, superpuesta a la observación de la anomalía de la temperatura global en superficie. La figura en la parte superior incluye solamente los forzamientos naturales (erupciones volcánicas, radiación solar), mientras que en la parte inferior incluye, además de los forzamientos naturales, los forzamientos antropogénicos (emisiones de gases de efecto invernadero, partículas procedentes de contaminación atmosférica, etc.).

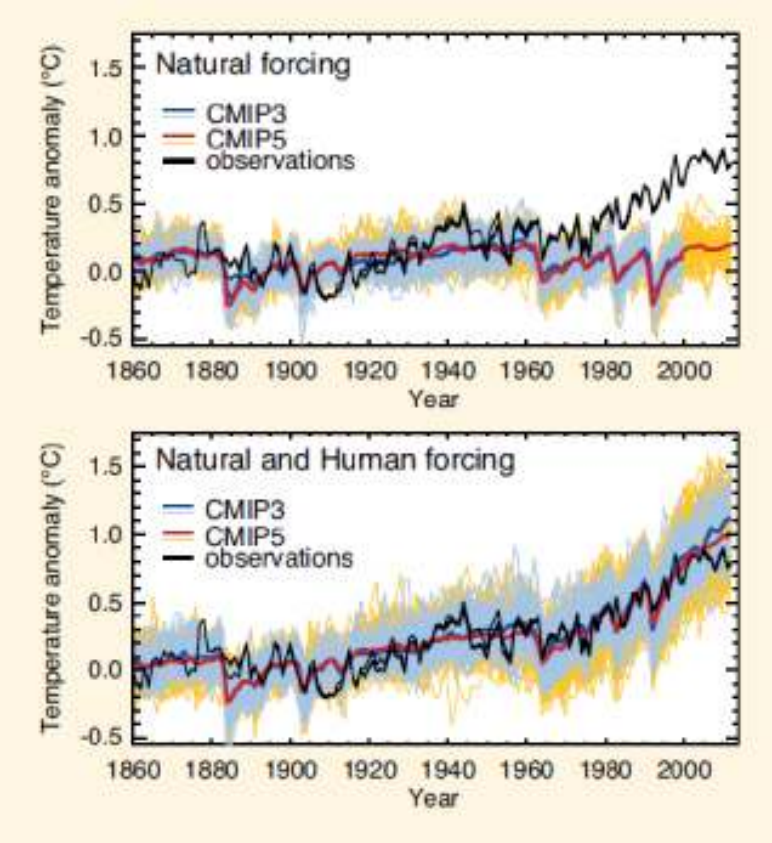


Figura 29.19: Serie temporal de temperatura media global en superficie promediada anualmente entre 1850 y 2010. El panel superior muestra las simulaciones de dos ensembles multimodelo (CMIP3 y CMIP5) forzados solamente con forzamientos naturales. El panel inferior muestras los dos mismos ensembles forzados con forzamientos naturales y antropogénicos. Las líneas continuas azul y naranja muestran el promedio de los ensembles CMIP3 y CMIP5, respectivamente. Tres estimaciones de la observación aparecen representadas mediante las líneas negras (fuente: Figura 10.1 de Bindoff et al., 2013 [50]).

Ambos MME (CMIP3 y CMIP5) son razonablemente capaces de simular la tendencia de la evolución de la temperatura global media, mostrando la anchura de la banda que superpone todas las simulaciones la incertidumbre asociada a la formulación de los diferentes modelos climáticos. Los dos MME nos permiten estimar la incertidumbre asociada con los modelos climáticos; más aún, con las diferentes generaciones de modelos climáticos, ya que CMIP3 se corresponde con una generación anterior de modelos a CMIP5. Además, utilizando ambos ensembles con diferentes forzamientos externos se puede atribuir la tendencia creciente de la temperatura global media a causas antropogénicas, ya que los forzamientos naturales por sí solos no son capaces de reproducir la evolución de la temperatura observada. Simulaciones similares con diferentes forzamientos antropogénicos atribuyen a las emisiones de gases de efecto invernadero, principalmente por el uso extensivo de combustibles fósiles, la mayor parte del aumento de la temperatura global.

Las medias de los dos ensembles muestran varias reducciones bruscas en la temperatura que están asociadas a grandes erupciones volcánicas. Este descenso de la temperatura, que dura un pocos años, se identifica también aunque menos marcadamente en la curva negra correspondiente a las observaciones. La curva observacional muestra también una mayor variabilidad interanual asociada a la variabilidad interna del sistema climático, singularmente condicionada por la variabilidad oceánica de gran escala principalmente debida a las fluctuaciones de ENSO en el océano Pacífico ecuatorial (véase sec. 29.3.1 en la página 498 *Influencia del forzamiento radiativo en el clima*). Esta variabilidad interna aparece simulada por cada miembro individual del ensemble pero desaparece al promediar los diferentes miembros.

29.5.3 Paleoclima

El estudio del clima en épocas pasadas o *paleoclima* permite comprender mejor los mecanismos que contribuyen a la variabilidad climática en escalas temporales mayores que el período instrumental. Esto permite entender mejor el contexto climático actual y las posibles respuestas a un cambio climático futuro [318, 406].

Las herramientas fundamentales de la investigación paleoclimática son dos: las reconstrucciones y las simulaciones. Las reconstrucciones, mediante datos indirectos o proxy (corales, sedimentos marinos o lacustres, espeleotemas, testigos de hielo, dendroclimáticos, etc.) proporcionan información acerca de la variabilidad climática natural en el pasado así como los forzamientos climáticos que contribuyeron a ésta (Sección 29.3 en la página 493). Las reconstrucciones y las simulaciones paleoclimáticas tienen propósitos diferentes. Mientras que las reconstrucciones intentan conocer lo más exactamente posible la evolución climática pasada, las simulaciones generan, de acuerdo con las ecuaciones de la dinámica y física de los distintos componentes del sistema climático, estados físicamente consistentes con el forzamiento externo. Por tanto, para compararlas se necesitan ensembles de reconstrucciones que permitan evaluar las incertidumbres en los datos y metodologías de reconstrucción utilizadas, así como ensembles de simulaciones con diferentes modelos, condiciones iniciales, forzamientos externos (condiciones de contorno), específicamente diseñados para poder ofrecer explicaciones cuantitativas de las reconstrucciones y explorar los mecanismos de variabilidad climática que han podido influir en los cambios observados.

Las comparaciones entre las simulaciones y las reconstrucciones paleoclimáticas son útiles en relación con las proyecciones de cambio climático futuro en varios aspectos. En primer lugar, permiten evaluar los modelos bajo condiciones de contorno independientes de las utilizadas en el desarrollo y ajuste de éstos, correspondientes al clima actual. La habilidad de los modelos a la hora de reproducir climas pasados bajo los forzamientos considerados relevantes incrementa nuestra confianza en su capacidad para simular correctamente el clima en las proyecciones de futuro. Las reconstrucciones permiten además corroborar la existencia de relaciones robustas entre variables físicas sugeridas por los modelos en las simulaciones para un rango de climas diferentes.

La comparación de las simulaciones y reconstrucciones permite potencialmente reducir las incertidumbres en las proyecciones de escenarios de cambio climático futuro al evaluar la incertidumbre estructural, asociada a una deficiente representación de los procesos físicos en diferentes modelos. En principio, la bondad de un modelo para simular el clima actual podría considerarse una métrica adecuada para atribuir un cierto grado de confianza en las proyecciones. Sin embargo, las observaciones presentan limitaciones importantes, ya que la franja del espectro de variaciones climáticas muestreado en el periodo instrumental es estrecha (véase la Figura 29.2 en la página 486) y el rango

de las mismas pequeño comparado con el proyectado para el futuro. En consecuencia, con frecuencia la dispersión en las proyecciones es independiente de la bondad de la simulación del clima en el período instrumental. Al ser la magnitud de los cambios paleoclimáticos relativos al presente mayor que en el pasado reciente y comparable con la proyectada bajo cambio climático futuro (Sección 29.5.6 en la página 514), las reconstrucciones más robustas pueden proporcionar pruebas cruciales de la bondad de los modelos en un rango más amplio que el proporcionado por las observaciones en el registro instrumental.

La evaluación sistemática de los modelos requiere la realización de ensembles de simulaciones paleoclimáticas PMIP [267], que tiene como objetivo comparar el comportamiento de diferentes modelos en simulaciones con un diseño experimental idéntico. Tal como se ha mencionado para el CMIP, en el PMIP se desarrollan ensembles de oportunidad. La fase más reciente, PMIP3, incluyó por primera vez la realización de simulaciones paleoclimáticas de forma coordinada utilizando los mismos modelos que para la realización de simulaciones futuras empleados en el CMIP5 [589]. Las simulaciones paleoclimáticas CMIP5/PMIP3 abarcan tres periodos anteriores al período histórico: el último máximo glacial (LGM), el Holoceno medio (MH) y el último milenio (LM) de la era común (véase Sección 29.3 en la página 493 y Taylor et al. 2012 [598]).

La consideración de estos diferentes períodos ofrece perspectivas y oportunidades de estudio diferentes. El LGM y el MH representan estados climáticos muy diferentes al actual y con forzamientos naturales bien conocidos y comparables o mayores que los del siglo XX (Sección 29.3 en la página 493) y para ambos se dispone de un gran número de reconstrucciones. En ambos casos el enfoque principal de los análisis de los experimentos es sobre el impacto de un gran cambio en el forzamiento en la respuesta climática media en simulaciones de equilibrio con forzamientos constantes. Por el contrario, las simulaciones del LM son transitorias, i. e. el forzamiento externo se va cambiando con resolución anual siguiendo las reconstrucciones de forzamientos naturales y antropogénicos. En este caso, los forzamientos naturales son similares a los actuales y los antropogénicos representan el estado de referencia antes de la inyección masiva de gases de efecto invernadero resultantes de la quema de combustibles fósiles a lo largo de la era industrial, post 1850 CE. Esto permite continuar sin solución de continuidad el análisis de la variabilidad y el cambio climático actual en el contexto de los dos últimos milenios. Por otro lado, en este período existe un elevado número de registros proxy con alta resolución temporal, lo que hace posible la comparación con simulaciones transitorias.

La comparación de simulaciones y reconstrucciones a escala global es, en general, satisfactoria en los diferentes períodos estudiados (ver sec. 29.5.4 en la página siguiente y sec. 29.5.5 en la página 512). No obstante, a escala regional existen diferencias que pueden resultar de una representación todavía inadecuada de procesos físicos o condiciones de contorno (p.ej., la vegetación). Estas diferencias plantean retos importantes para la evolución de las próximas generaciones de modelos. Los ensembles de simulaciones que se realizarán en el futuro incorporarán un mayor grado de realismo en los procesos a escala regional y local. Se incluirán mejores representaciones de ciclos biogeoquímicos incluyendo aerosoles minerales y orgánicos con impactos esperables en la simulación del clima regional y en las interacciones con la biogeoquímica oceánica. Se mejorará la estimación de la incertidumbre en las reconstrucciones de la elevación de los mantos de hielo, de la evolución histórica de la vegetación o de la actividad volcánica y solar pasadas. La realización de ensembles de simulaciones se extenderá a la consideración del efecto de forzamientos radiativos individuales y su retroalimentación sobre el clima. La comparación de simulaciones y reconstrucciones climáticas se extenderá a la generación de productos híbridos similares a los reanálisis del siglo XX, en los cuales se asimila la información de datos proxy en simulaciones climáticas. Adicionalmente, la inclusión de modelos biogeoquímicos más sofisticados permitirá obtener la representación no sólo de la climatología del pasado sino también de la evolución de concentraciones isotópicas en los diferentes subsistemas o la simulación de ecosistemas (p.ej., bosques), facilitando así la comparación directa de simulaciones con información proxy.

29.5.4 Los climas glacial e interglacial: el LGM y el MH

En el Último Máximo Glacial (LGM), los parámetros orbitales eran similares a los actuales, por lo que las diferencias en la insolación eran pequeñas. Las principales diferencias en el forzamiento son la presencia de grandes mantos de hielo en el hemisferio norte y la menor concentración atmosférica de gases de efecto invernadero. La expansión de la cubierta de hielo resultó en un descenso del nivel del mar de unos 130 m y un incremento importante en el albedo superficial. La mayor parte de los experimentos no han considerado el forzamiento que resulta de cambios en la distribución de la vegetación debido a que las observaciones de la vegetación en la época glacial son escasas. Por lo tanto, ésta se calcula mediante modelos que incluyen vegetación dinámica, o se prescribe igual que en las simulaciones de control preindustrial. Tampoco se considera el impacto de los cambios en la concentración de polvo atmosférico. La magnitud del cambio total en el forzamiento del LGM fue comparable o algo mayor al proyectado para el próximo siglo, motivo por el que resulta de especial interés.

El MH, por su parte, permite analizar la respuesta a cambios en la estacionalidad de la insolación, cuando la extensión de la capa de hielo y la geografía terrestre-marítima eran comparables a la actual. La distribución estacional y latitudinal de la insolación del MH difería de la actual como consecuencia de la diferencia en la configuración orbital. El contraste estacional en el hemisferio norte se incrementó alrededor de 60 Wm^{-2} como consecuencia del aumento en la insolación de verano y su disminución en invierno. Las concentraciones de gases de efecto invernadero fueron similares a los niveles en la era preindustrial. Aunque los cambios en la distribución de la vegetación fueron relevantes, estos tampoco se han tenido en cuenta en los experimentos del PMIP.

La comparación entre las reconstrucciones y las simulaciones paleoclimáticas ha mostrado cómo la respuesta a gran escala de la temperatura y la precipitación a los cambios pasados en el forzamiento para el LGM y el MH están correctamente representadas en los modelos. Éstos reproducen los cambios climáticos pasados globales o hemisféricos de primer orden reconstruidos en respuesta a los cambios en el forzamiento para el LGM y el MH, lo que sugiere que éstas son características robustas de la respuesta real del sistema climático a los cambios en el forzamiento. Ello incrementa nuestra confianza en que las proyecciones en el contraste de temperatura tierra-mar, la amplificación a latitudes altas, la estacionalidad de la temperatura y la respuesta de la precipitación a los cambios en la temperatura sean fiables. En general, los resultados para el LGM son más fiables que para el MH por ser el forzamiento y, por tanto, la respuesta al mismo, mayor en magnitud y escala espacial.

Sin embargo, los modelos son menos fiables en lo que respecta a la simulación regional. Para el LGM, tal como se recoge en el último informe del IPCC [203], la mayoría de los modelos muestra un reducción de la temperatura con respecto al presente dentro del rango de las reconstrucciones (Figura 29.20 en la página siguiente parte a), pero con cierto sesgo sobre el océano. Las simulaciones tienden a sobrestimar el enfriamiento tropical y a subestimar el enfriamiento de latitudes medias, y, por tanto, la amplificación polar, como muestra la Figura 29.20 en la página siguiente parte b. Lo mismo ocurre en el MH. Se han identificado diversos aspectos como posibles fuentes de error. Estos incluyen problemas en la representación de la convección en el monzón, de los intercambios de agua y energía entre la tierra y la atmósfera, la variabilidad a corto plazo en la circulación atmosférica y el hielo marino. Por último, existen procesos relevantes a escala regional que todavía no se han tenido en cuenta en las simulaciones paleoclimáticas PMIP. Esto incluye los cambios en la vegetación y sus retroalimentaciones con el clima, y la influencia de aerosoles naturales, orgánicos y minerales (i. e., polvo).

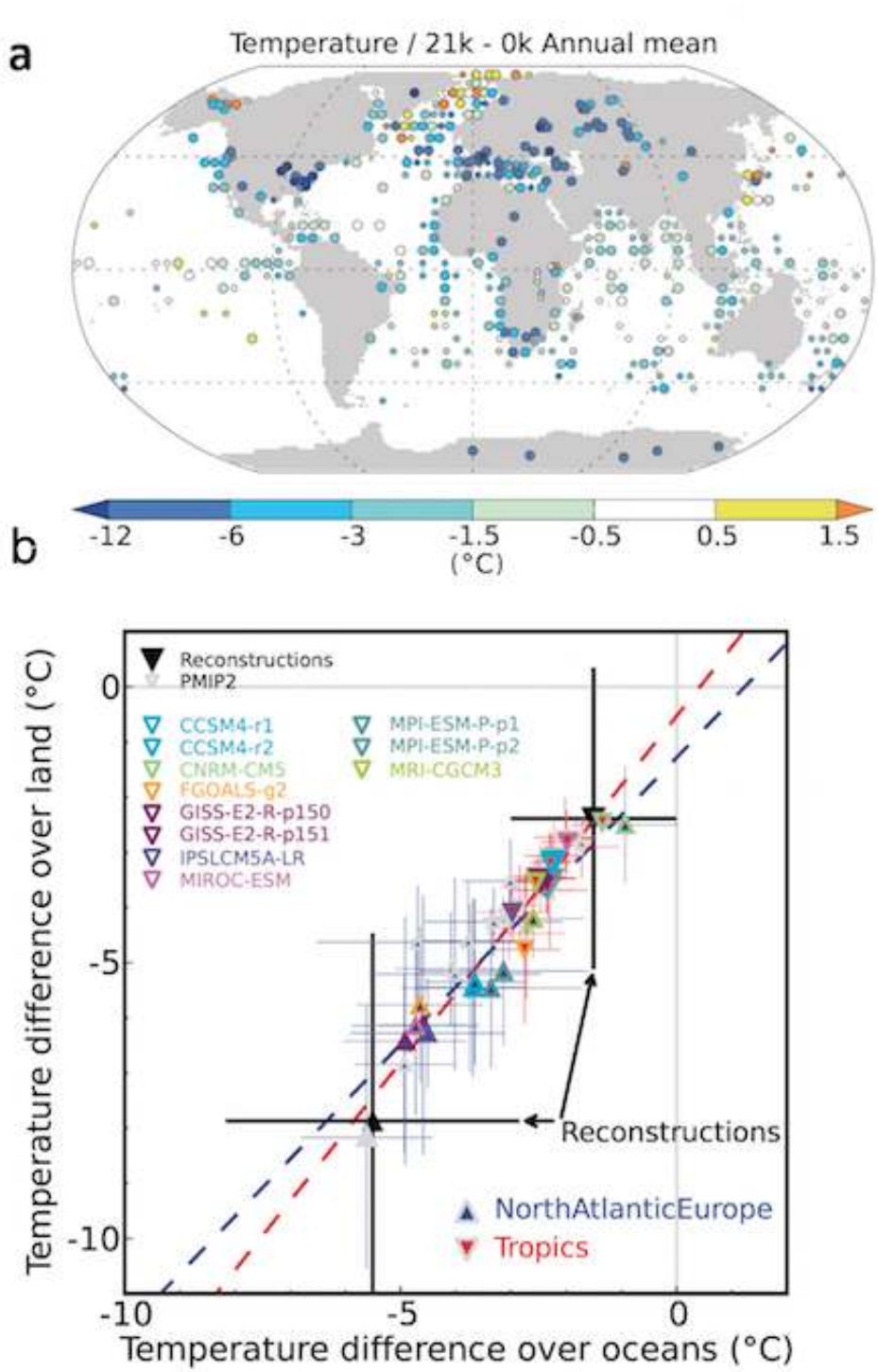


Figura 29.20: Condiciones reconstruidas y simuladas para el Último Máximo Glacial (LGM, hace 21 000 años (a) Cambio en la temperatura superficial anual media (°C) terrestre a partir de reconstrucciones climáticas paleoambientales de polen, macrofósiles y testigos de hielo, y en temperatura media anual de la superficie del mar (°C) sobre el océano a partir de diferentes tipos de registros marinos; el tamaño de los puntos es proporcional a las incertidumbres en los diferentes sitios según lo previsto en las reconstrucciones (b) Cambios anuales de temperatura promedio sobre la tierra frente a cambios en el océano, en los trópicos (triángulos descendentes) y sobre el Atlántico Norte y Europa (triángulos ascendentes). La media y el rango de las reconstrucciones se muestran en negro, las simulaciones PMIP2 como triángulos grises y las simulaciones CMIP5 / PMIP3 como triángulos de colores. Los rangos del modelo del 5 al 95% están en rojo para los trópicos y en azul para el Atlántico Norte / Europa. La figura es una modificación de la Figura 9.11 de Masson-Delmotte et al., 2013 [406].

29.5.5 La Era Común

La era común (CE, de las siglas en inglés), i. e. los últimos dos milenios, constituye un intervalo rico en fuentes proxy, muchas de las cuales ofrecen alta resolución temporal, anual o incluso superior (Figura 29.21 en la página siguiente parte a). La mayoría de los proxies se distribuyen sobre zonas continentales. La extensión temporal de los mismos es variable y la cobertura es relativamente alta en los últimos 500 años, disminuyendo hacia el pasado.

Esta disponibilidad de proxies permite desarrollar reconstrucciones de temperatura y variables hidroclimáticas (precipitación, sequía, cobertura de nieve, etc.) para el pasado a diferentes escalas espaciales según la disponibilidad de información (local, regional, continental, hemisférica). Las técnicas de reconstrucción climática utilizan normalmente intervalos temporales de calibración y validación de modelos estadísticos en los que se entrena el modelo para que reproduzca del modo más realista posible la variabilidad observada del parámetro de interés en el período instrumental utilizando los datos proxy como variables predictoras. El modelo obtenido se somete a verificación con datos independientes y posteriormente se utiliza para estimar la variable de interés en todo el periodo de disponibilidad de datos proxy. La Figura 29.21 en la página siguiente parte b muestra ejemplos de reconstrucciones de la temperatura en el hemisferio norte a lo largo de la CE a partir de diferentes conjuntos de datos proxy. Algunas reconstrucciones como las basadas en testigos de temperatura del subsuelo muestran solamente información de baja frecuencia y se desarrollan por métodos de inversión en vez de calibración estadística.

El ensemble de reconstrucciones disponibles permite estimar la incertidumbre en nuestro conocimiento de las variaciones de temperatura en estas escalas a lo largo de la CE. Las diferentes metodologías de reconstrucción, distribución y disponibilidad espacio-temporal de datos proxy, errores de calibración y otros factores contribuyen a estimaciones puntuales sensiblemente diferentes de la temperatura en el pasado. Sin embargo, el conjunto de reconstrucciones concuerda en identificar un periodo, la anomalía climática medieval (950-1250, MCA de sus siglas en inglés), relativamente cálido con temperaturas comparables a las de la primera mitad del siglo XX y un período frío posterior, la pequeña era glacial (1450-1850, LIA de sus siglas en inglés), con temperaturas más frías que se interrumpen coincidiendo con el desarrollo de la era industrial. Los primeros siglos del primer milenio fueron más fríos que la MCA, aunque la cantidad de reconstrucciones disponibles es menor en esta época. Muchos de los eventos más fríos de la CE coinciden con eventos singulares o agrupaciones de eventos volcánicos importantes. La incertidumbre en las reconstrucciones nos remite a la idea de probabilidad en la determinación de las temperaturas pasadas y suele representarse por una distribución que indica el solapamiento entre las diferentes reconstrucciones considerando las incertidumbres asociadas a cada estimación (Figura 29.21 en la página siguiente parte c).

El ensemble de reconstrucciones puede compararse con el de simulaciones disponibles para el último milenio producidas en el contexto del CMIP5/PMIP3 para el período 850 a 1850 y su continuación en el intervalo histórico (1851-2005). Mientras que las reconstrucciones climáticas intentan obtener una estimación de la temperatura que realmente ocurrió en el pasado, las simulaciones climáticas son el resultado de experimentos en los que se modifican las condiciones de contorno, i.e. el forzamiento externo (Figura 29.9 en la página 494, Sección 29.3 en la página 493), a partir de condiciones iniciales diferentes y, por tanto, proporcionan estados físicamente consistentes que podrían haber sido compatibles con el forzamiento externo. Las simulaciones climáticas están, por tanto, afectadas de las incertidumbres asociadas a la limitada representación de los mecanismos físicos que contribuyen a la variabilidad climática, a la estimación de las variaciones pasadas en el forzamiento radiativo y al hecho de que los modelos no pueden reproducir la variabilidad interna del sistema en el pasado. Aun así, en la medida en la que las tendencias multidecadales y seculares del sistema climático se deban a cambios en el forzamiento externo, cabe esperar consistencia entre los ensembles de simulaciones y reconstrucciones. El conjunto de simulaciones disponibles actualmente remite a esta consistencia (Figura 29.21 en la página siguiente parte c), mostrando también la secuencia de períodos cálido en el MCA y frío en la LIA y en los sucesivos eventos volcánicos a lo largo de la CE, así como también el aumento de temperatura desde 1850.

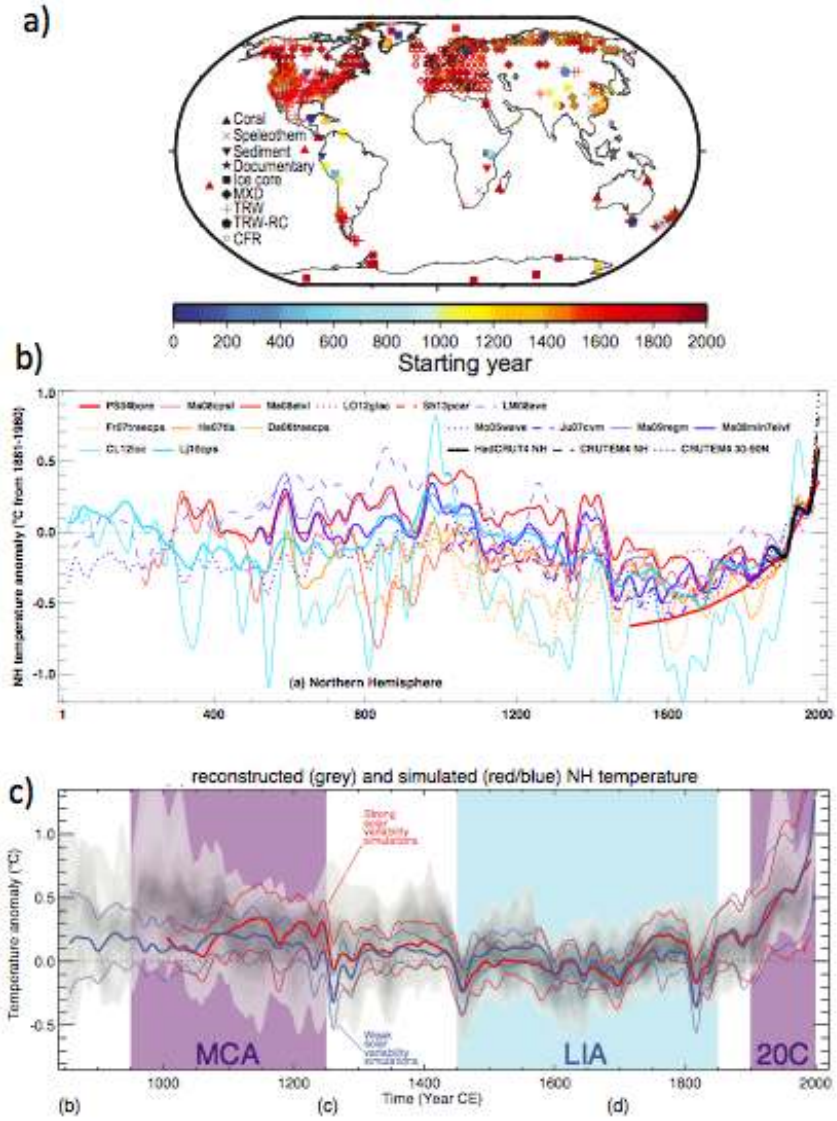


Figura 29.21: a) Distribución, tipo y extensión temporal de datos proxy utilizados en algunas de las reconstrucciones de temperatura del último milenio [397]; los tipos de proxy se indican en la leyenda y los acrónimos indican proxies usados en dendroclimatología (MXD, densidad máxima de madera tardía; TRW, anchura de los anillos; TRW-RC, serie regional de TRW; CFR, reconstrucción multiproxy de campos de temperatura). b) Reconstrucciones de la temperatura del Hemisferio Norte a lo largo de los dos últimos milenios respecto al periodo 1881-1980. Las series son salidas de filtros paso baja de 50 años. Los colores indican el dominio espacial de la reconstrucción (rojo: continental; naranja: continental extratropical; cian: continental y oceánico extratropical; azul: continental y oceánico). c) Comparación de temperaturas simuladas y reconstruidas para el Hemisferio Norte a lo largo del último milenio (MCA, anomalía climática medieval; LIA, pequeña edad glacial; 20C, siglo XX) respecto al periodo 1500-1850. Las simulaciones se muestran en líneas a color indicando la media de todas las simulaciones (línea gruesa) y los percentiles 5 y 95 (línea fina). Se indica el ensemble de simulaciones utilizando forzamientos del CMIP3 (rojo) y CMIP5 (azul). La distribución de probabilidad de temperaturas reconstruidas se muestra en gris. Las series son filtros paso baja de 30 años. Las figuras son modificaciones de las Figs. 5.7, 5.8 y 5.9 en Masson-Delmotte et al. 2013 [406]. La incertidumbre en el forzamiento externo se ilustra en c) mostrando dos ensembles de simulaciones utilizando estimaciones de actividad solar de mayor variabilidad en baja frecuencia, típicas del proyecto CMIP3 y de menor variabilidad siguiendo las indicaciones del CMIP5. Las simulaciones usando forzamiento de mayor amplitud de variabilidad solar muestran un MCA ligeramente más cálido pero son, en general, muy consistentes con las del forzamiento CMIP5.

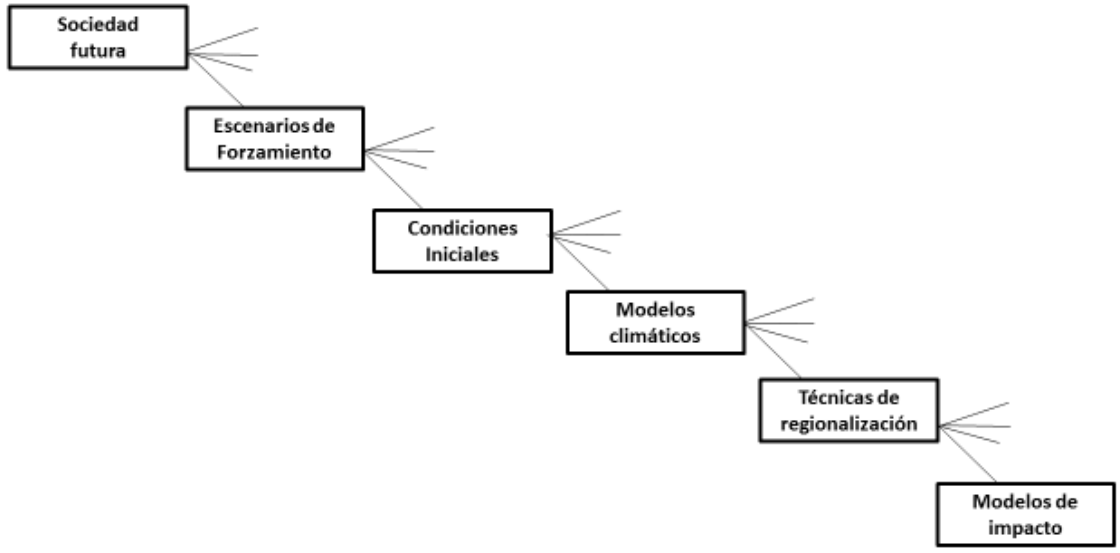


Figura 29.22: Conjunto de incertidumbres que afectan a las proyecciones de cambio climático en forma jerárquica o de cascada.

29.5.6 Proyecciones de cambio climático

La obtención de proyecciones o escenarios regionales de cambio climático está sujeta a una variedad de fuentes de incertidumbre que, como se ha descrito más arriba, (véase la introducción de la sec. 29.5 en la página 505) se refieren principalmente a las condiciones iniciales, las condiciones de contorno y los modelos que simulan la evolución del sistema climático. En el caso de las proyecciones se suelen incluir como fuentes adicionales de incertidumbre las técnicas de regionalización que permiten hacer un descenso de escala (downscaling) desde las resoluciones típicas de los modelos globales a escalas más pequeñas. También se pueden incluir en la colección de incertidumbres las asociadas con los modelos de impacto y las diferentes respuestas de la adaptación al cambio climático. Estas incertidumbres se pueden describir en forma jerárquica o de cascada [430], de tal forma que cada paso conducente a la generación de proyecciones regionales hereda todas las incertidumbres de los pasos anteriores tal y como se representan en la Figura 29.22.

En el vértice de todas las incertidumbres se sitúan las asociadas a los cambios en las condiciones de contorno del sistema climático, que se refieren, en el caso de proyecciones seculares, a la evolución futura de la sociedad y los forzamientos antropogénicos asociados a ella (p.ej., emisiones de gases de efecto invernadero y de aerosoles antropogénicos, así como cambios de uso de suelo). Como la evolución futura de la sociedad no es predecible, al menos según los modelos físico-matemáticos que simulan los procesos del sistema climático, se recurre a utilizar una serie de escenarios plausibles de futura evolución de los anteriores factores de tipo socioeconómico (véase Sección 29.3 en la página 493).

La contribución relativa de las diferentes fuentes de incertidumbre depende del alcance de las predicciones y proyecciones climáticas. Si nos restringimos a tres de las principales fuentes de incertidumbre [i) condiciones iniciales; ii) diferentes formas de representar el sistema climático por parte de una colección de modelos climáticos; iii) forzamientos externos], mientras que en la escala estacional las incertidumbres asociadas a las condiciones iniciales y las imperfecciones de los modelos son las que tienen mayor contribución relativa, en la escala decadal y secular la mayor contribución corresponde a las imperfecciones de los modelos y a los diferentes forzamientos externos, siendo el peso de estos últimos, representados por escenarios alternativos de emisiones, el dominante a medida que se aumenta el alcance temporal.

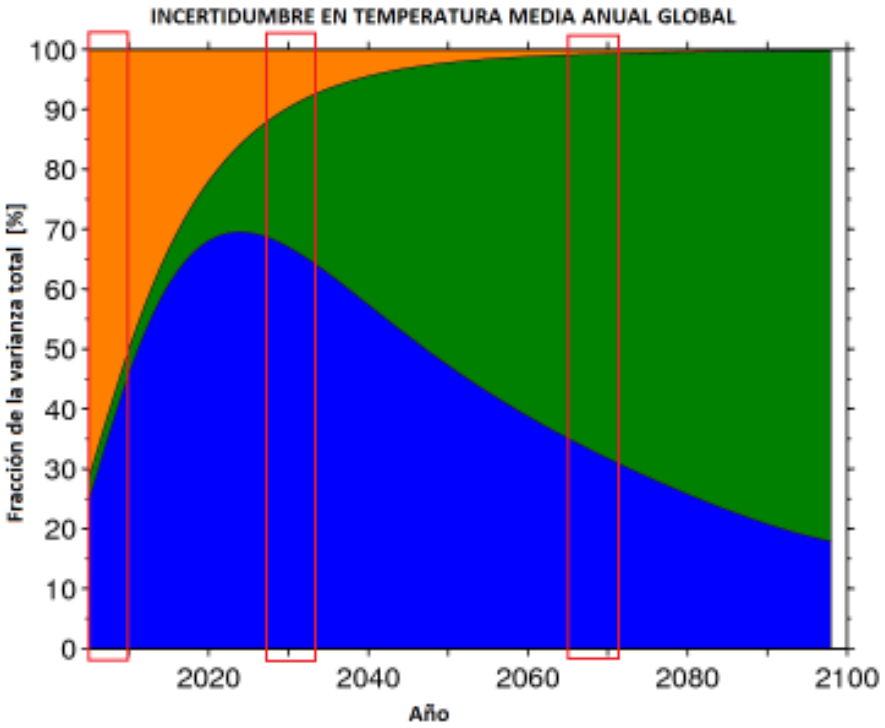


Figura 29.23: Contribuciones relativas de tres fuentes de incertidumbre: condiciones iniciales (naranja), modelos climáticos (azul), escenarios de emisión (verde). Los rectángulos en rojo muestran la diferente contribución relativa de las distintas fuentes de incertidumbre para diferentes escalas temporales (véase explicación en el texto). (Fuente: Kirtman et al. 2013 [338], modificado).

La Figura 29.23 representa las contribuciones relativas a la incertidumbre en la temperatura media anual global de estas tres fuentes mencionadas.Una vez identificadas las principales fuentes de incertidumbre que afectan a las predicciones/proyecciones climáticas, el siguiente paso es diseñar un ensemble de simulaciones con miembros que exploren las incertidumbres conocidas. Algunas incertidumbres no se exploran en los sistemas operativos bien por insuficiencia de conocimiento (p.ej., incertidumbres estructurales o naturales) o por limitaciones técnicas (p.ej., de cálculo).

La Figura 29.24 en la página siguiente muestra un ejemplo de utilización de ensembles, referidos a la temperatura de superficie y el nivel del mar extraídos del quinto informe de evaluación del IPCC donde se evalúan las incertidumbres provenientes de los escenarios de emisión (condiciones de contorno) y de las representaciones del sistema climático (diferentes modelos). Más detalles relativos a la utilización de ensembles en proyecciones de cambio climático pueden verse en Collins et al., 2013 [135].

La Figura 29.24 en la página siguiente parte a muestra la evolución del cambio de temperatura media global en superficie para distintos escenarios de emisión. El aumento en el período 2081–2100 respecto al periodo 1986–2005 obtenido a partir del ensemble multimodelo generado con las simulaciones CMIP5 varía desde 0.3 - 1.7 °C para el escenario RCP2.6 y 2.6 - 4.8 °C para el escenario RCP8.5. También se concluye en el AR5 que el cambio de la temperatura superficial no será regionalmente uniforme, si bien, en el largo plazo, el calentamiento será mayor sobre tierra que sobre los océanos. La región Ártica se calentará más rápidamente. En un clima más cálido, el contraste en la precipitación estacional media entre las regiones secas y húmedas aumentará en la mayor parte del globo. Las regiones situadas en latitudes altas y en el océano Pacífico ecuatorial verán incrementarse sus precipitaciones. En la mayoría de las regiones habrá más episodios relacionados con extremos de altas temperaturas y menos relacionados con extremos de bajas temperaturas. Las olas de calor serán más frecuentes y tendrán mayor duración. Los fríos invernales extremos continuarán ocurriendo ocasionalmente. En algunas áreas aumentará la frecuencia, intensidad y/o cantidad de precipitaciones fuertes [135].

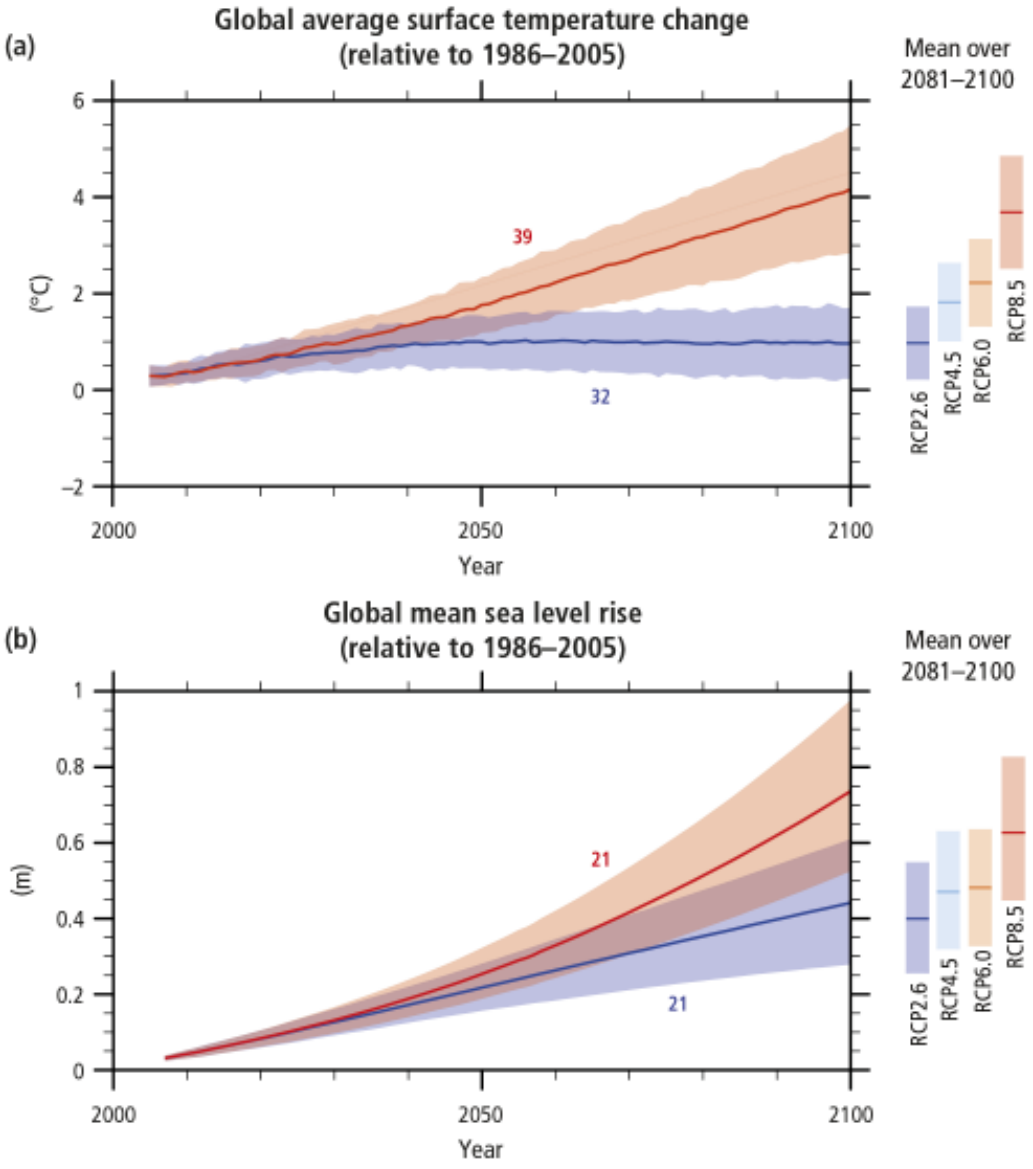


Figura 29.24: Evolución del cambio en a) temperatura media global y b) nivel medio global del mar desde 2006 hasta 2100 obtenida a partir de un ensemble multimodelo. Todos los cambios son relativos al periodo 1986-2005. Los valores medios y la incertidumbre (sombreada) se representa para dos escenarios de emisión: RCP2.6 (azul) y RCP8.5 (rojo). Las medias y las incertidumbres asociadas para el periodo 2081-2100 para todos los escenarios se representan como barras verticales a la derecha. Se indica también el número de modelos utilizados del CMIP5 utilizados en el ensemble. Fuente: (IPCC 2014 [465])

El nivel medio global del mar se incrementará durante el siglo XXI por el calentamiento de los océanos y las pérdidas de masa de glaciares y mantos de hielo. La Figura 29.24 parte b muestra la elevación del nivel medio del mar para distintos escenarios de emisión. El aumento en el período 2081–2100 respecto a 1986–2005 se situará probablemente en el rango 0.26 - 0.55 m para RCP2.6 y 0.45 - 0.82 m para RCP8.5. Estos rangos se obtienen del ensemble multimodelo de proyecciones CMIP5 en combinación con las contribuciones de glaciares y mantos de hielo [135].

Con respecto a los patrones de variabilidad (véase sec. 29.2 en la página 485, así como secs. 29.2.1 en la página 490 y 29.2.2 en la página 491), el informe AR5 concluye que el ENSO continuará siendo el principal modo de variabilidad natural del clima en el siglo XXI, si bien el cambio proyectado de la amplitud de ENSO será pequeño en todos los escenarios RCP comparado con las diferencias entre los modelos. Otros patrones de variabilidad presentarán distintos cambios en un contexto de cambio climático durante el siglo XXI. Por ejemplo, la NAO es probable que en promedio sea ligeramente más positiva que en el periodo observacional de referencia.

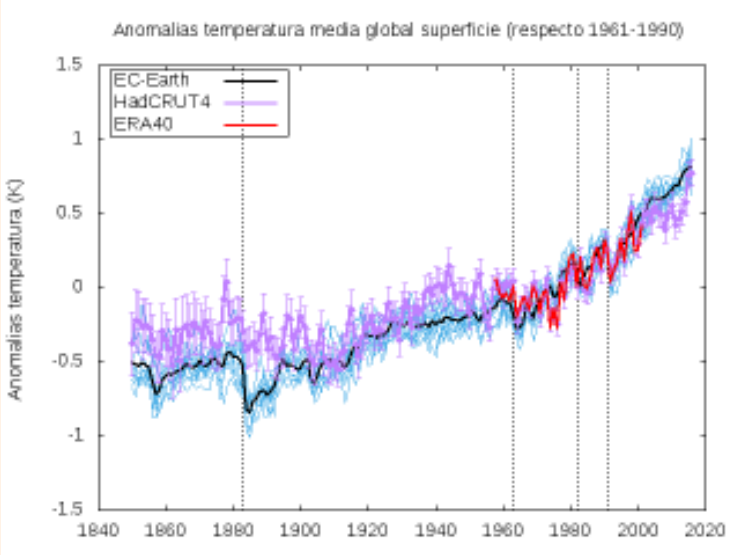


Figura 29.25: Anomalías de temperatura superficial global anual (respecto del periodo 1961-1990): i) miembros pertenecientes a las integraciones EC-Earth (azul) y su promedio (negro); ii) datos según observaciones HadCRUT4.5, con acotación de incertidumbres (magenta); iii) datos reanálisis ERA40 (rojo). Las líneas verticales punteadas indican importantes erupciones volcánicas.

29.5.7 Ejemplo de modelización climática con el modelo EC-Earth

Aquí se muestra un ejemplo de la utilización de ensembles en proyecciones climáticas, mediante la presentación de algunos resultados (temperatura media global en superficie) de las integraciones de largo plazo realizadas con el modelo climático *EC-Earth*. Estas simulaciones están incluidas en CMIP5 [598]. EC-Earth es el nombre de un modelo y, a su vez, el nombre del proyecto que lo desarrolla, en el que participan varios servicios meteorológicos nacionales, así como diversas instituciones de investigación y universidades, todos ellos europeos. El proyecto EC-Earth (`http://www.ec-earth.org`) se inició con la intención de desarrollar un ESM a partir del modelo atmosférico operativo de predicción estacional del ECMWF que permitiera realizar simulaciones climáticas basándose en el concepto de simulaciones sin costuras (véase sec. 29.4.1 en la página 502). Una descripción detallada sobre la estrategia de desarrollo, los componentes del modelo, una completa evaluación, así como diversos estudios realizados con EC-Earth, se pueden encontrar en [273, 274, 275, 583]. Una de las características del modelo es la posibilidad de ejecutarse en diferentes plataformas de supercomputación y su flexibilidad en la elección de diferentes configuraciones.

Una vez realizada una integración de ajuste (*spin-up*, en inglés) de más de 700 años, utilizando forzamientos externos constantes consistentes con las condiciones de la época preindustrial para alcanzar un equilibrio (o cuasi-equilibrio) interno que evite una deriva climática del modelo con el paso del tiempo, se tomaron distintos años del final de la integración preindustrial y se utilizaron como condiciones iniciales para un ensemble de integraciones de la simulación histórica (1850-2005). Partiendo del final de las integraciones históricas realizadas por cada uno de los miembros, se realizaron las simulaciones de escenarios de cambio climático con los forzamientos correspondientes a los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5.

En la Figura 29.25 se representan las anomalías de temperatura global anual media del aire en superficie, respecto al periodo 1961-1990, para los distintos miembros del ensemble (y su media) correspondientes a la simulación histórica; las anomalías de temperatura global superficial observadas (según HadCRUT4.5 [439]), junto con acotación de incertidumbres asociadas; y los datos correspondientes al reanálisis ERA-40 [618]. Las líneas verticales punteadas indican erupciones volcánicas de importancia (Krakatoa 1883, Agung 1963, Chichón 1982, Pinatubo 1991). Se puede comprobar que las anomalías de temperatura simuladas por el modelo para el siglo XX y principios del siglo XXI se ajustan razonablemente bien a las observaciones y al reanálisis.

La dispersión entre los miembros del modelo, correspondientes a las distintas integraciones realizadas para la simulación histórica, nos proporciona información sobre la incertidumbre asociada a las condiciones climáticas iniciales que nos permite muestrear la variabilidad interna del modelo. Implícitamente se incluye la dispersión debida a las distintas plataformas de computación utilizadas para las integraciones (incertidumbres asociadas al hardware y entornos de compilación). Se observa que las condiciones iniciales apenas influyen en la dispersión entre los miembros y que ésta no aumenta con el paso del tiempo.

La Figura 29.26 parte a muestra la evolución de los distintos miembros y su valor promedio, correspondientes a las simulaciones del modelo EC-Earth para los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5. Se observa claramente que la evolución de la temperatura superficial en las proyecciones climáticas viene determinada principalmente por los forzamientos externos o condiciones de contorno, la sensibilidad del modelo a estos forzamientos y, en menor medida, por los efectos producto de la variabilidad interna. La Figura 29.26 parte b muestra la evolución completa para el periodo histórico y su extensión a los dos escenarios RCP4.5 y RCP8.5. Se observa claramente la poca dispersión en las proyecciones debido a que solamente se ha explorado la variabilidad natural y no se han incluido en el ensemble miembros que incluyan la incertidumbre asociada a los diferentes modelos.

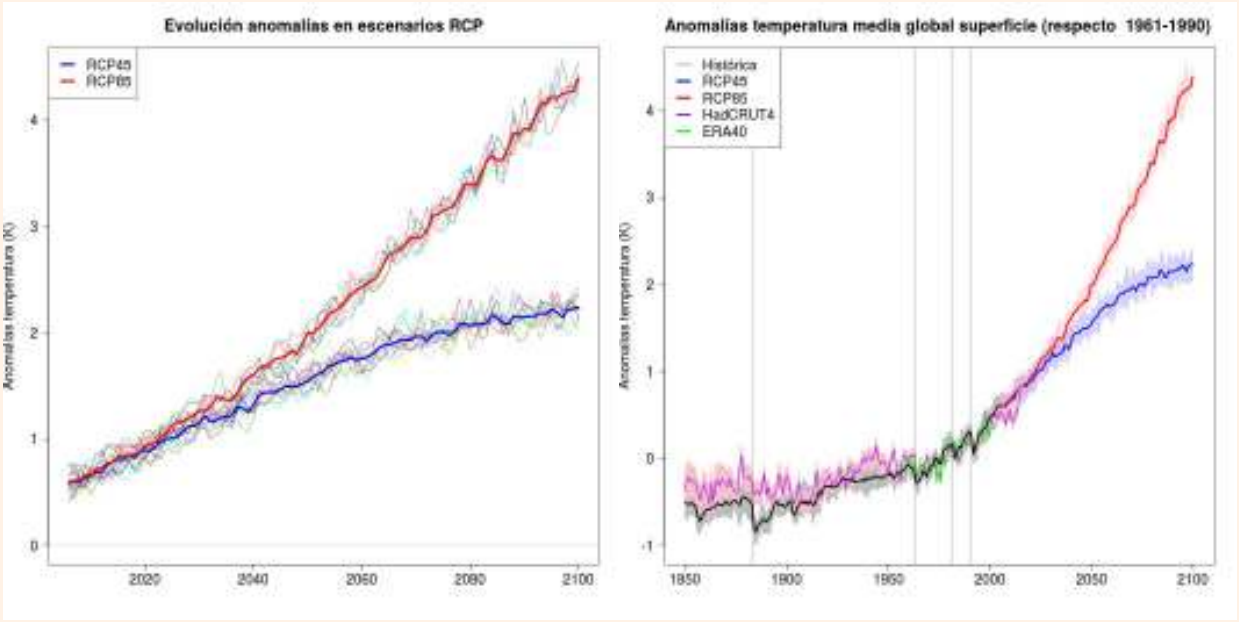


Figura 29.26: a) Evolución de la temperatura media global en superficie para los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5. En líneas finas las integraciones de cada uno de los miembros y en línea gruesa los valores promedio; b) Evolución temporal completa para el periodo histórico y su extensión a los dos escenarios RCP4.5 y RCP8.5. En sombreado, el intervalo de variabilidad de las integraciones de cada uno de los miembros y en línea gruesa los valores promedio, en negro para la simulación histórica, y en color para la simulación histórica y los escenarios RCP.

29.6 Cambio climático

Las primeras mediciones del CO_2 atmosférico comenzaron a realizarse en 1958 en Mauna Loa tras las investigaciones pioneras de, entre otros, ARRHENIUS, CALLENDAR, etc. [96, 333, 334, 527], y tras una serie de eventos climáticos y medioambientales que tuvieron consecuencias desastrosas. Estas medidas comenzaron a crear una conciencia generalizada de la importancia del sistema climático terrestre y la influencia en el mismo de las emisiones de gases a la atmósfera.

Con objeto de establecer los conocimientos que se tenían sobre el clima y considerar los efectos de la variabilidad climática y los cambios en la sociedad humana, en 1979 se celebró la primera conferencia mundial sobre el clima bajo los auspicios de la WMO. En ella, se adoptó una declaración que invitaba a los gobiernos a prever y evitar los posibles cambios en el clima provocados por el hombre.

A ésta la sucedieron una serie de conferencias e informes, en particular, el informe aparecido en 1987 y titulado *Nuestro futuro común* o *Informe Brundtland* en el que se presenta, a grandes rasgos, un mundo en rápido cambio y con una creciente e insostenible explotación de los recursos naturales.

Previamente, en 1972, ya había tenido lugar en Estocolmo la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo Humano, donde se tomó la iniciativa de crear el Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (UNEP, de sus siglas en inglés) para coordinar las actividades relacionadas con el medio ambiente y asistir a los países en la implementación de políticas medioambientales adecuadas, así como a fomentar el desarrollo sostenible.

A iniciativa del UNEP y de la WMO, se creó en 1988 el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (véase sec. 29.6.1) que proporciona información objetiva, transparente y políticamente neutra a la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC, de sus siglas en inglés), adoptada en 1992, y ha permitido alcanzar importantes acuerdos internacionales como el Protocolo de Kioto (1997), dirigido a la reducción de emisiones de seis gases de efecto invernadero, y el acuerdo de París (2015), que también se centra tanto en la reducción de gases de efecto invernadero como en otras herramientas para combatir el cambio climático.

29.6.1 Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC)

En 1988, la WMO y el UNEP establecieron el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC, de sus siglas en inglés) con el objetivo de evaluar la información científica, técnica y socioeconómica relevante para la comprensión del cambio climático. El trabajo del IPCC constituye el referente científico para la toma de decisiones en el proceso de negociación de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (UNFCCC, de sus siglas en inglés). Actualmente, 195 países son miembros del IPCC, junto con las organizaciones observadoras (cuerpos y organizaciones de Naciones Unidas, Organismos Internacionales y ONG). Miles de científicos de todo el mundo contribuyen al trabajo del IPCC de forma voluntaria. El trabajo esencial del IPCC es la elaboración de informes sobre cambio climático, que se desarrolla de una forma objetiva, transparente, inclusiva y coordinada. Los informes del IPCC representan un equilibrio de los puntos de vista científicos y, si bien son políticamente relevantes, no son vinculantes.

Entre los distintos tipos de informes que elabora el IPCC, los llamados *Informes de Evaluación* constituyen los principales, por su carácter exhaustivo y global sobre el estado del conocimiento científico, técnico y socioeconómico del cambio climático, sus causas, sus potenciales impactos y las estrategias de respuesta. El Primer Informe de Evaluación (1990) tuvo un papel decisivo en la creación de la UNFCCC en 1992. El Segundo Informe de Evaluación (1995) proporcionó información científica clave para la adopción del Protocolo de Kioto en 1997. El Tercer Informe de Evaluación (2001) ofreció una valoración de los diferentes aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos, políticamente relevantes, sobre el cambio climático. En el año 2007 se aprobó el Cuarto Informe de Evaluación (AR4), proceso que culminó en la reunión celebrada en noviembre de ese año en Valencia (España). El Quinto Informe de Evaluación (AR5), publicado en 2014, proporciona la más actualizada valoración y síntesis de los conocimientos sobre los aspectos científicos, técnicos y socioeconómicos del cambio climático y ha servido de base para el Acuerdo de París (2015).

El IPCC no lleva a cabo ninguna investigación propia, sino que evalúa los avances publicados en revistas

científicas y otros documentos, mediante un amplio proceso inclusivo de evaluación y revisión abierto a toda la comunidad de expertos. Su objetivo es recoger los últimos avances científicos, técnicos y socioeconómicos, ofreciendo una evaluación equilibrada y completa de la información y el conocimiento sobre el cambio climático. Los Informes de Evaluación del IPCC, en tanto que persiguen la excelencia, son elaborados a través de un proceso complejo e iterativo tanto en las fases de nominaciones de expertos como de redacción y de revisión.

El IPCC recibió en 2007 el Premio Nobel de la Paz conjuntamente con AL GORE por sus esfuerzos para construir y difundir un mayor conocimiento sobre el cambio climático causado por el hombre y poner las bases para tomar las medidas necesarias para contrarrestar ese cambio. El IPCC constituye una iniciativa singular e inclusiva como no existe en ninguna otra especialidad. Sus informes constituyen la mejor y más actualizada fuente de información sobre las bases físicas del cambio climático y las medidas para contrarrestarlo, siendo su información la referencia obligada en las negociaciones y decisiones políticas relevantes en materia de cambio climático (más información en http://www.ipcc.ch).

29.6.2 Cambio climático: resultados concluyentes

En la actualidad existe un consenso científico generalizado en torno a la idea de que nuestro modo de producción y consumo energético está generando una alteración climática global que provocará, a su vez, serios impactos tanto sobre la Tierra como sobre los sistemas socioeconómicos. Como los informes de evaluación del IPCC constituyen la principal fuente de referencia relativa al cambio climático -incluidas tanto las bases físicas como las diferentes estrategias para combatirlo-, en este capítulo se ha hecho un uso extensivo de información procedente del quinto y último informe de evaluación (AR5, de sus siglas en inglés) del IPCC, extrayendo de ellos la información relevante a la utilización de ensembles en escalas temporales climáticas. Las principales conclusiones del grupo de trabajo relativo a las bases físicas del sistema climático del AR5 son [465, 588] las siguientes:

- El calentamiento del sistema climático es inequívoco. Desde 1950 se han observado cambios en el mismo que no tienen precedente, tanto si se comparan con registros históricos observacionales, que datan de mediados del siglo XIX, como si se comparan con registros paleoclimáticos referidos a los últimos milenios. Este calentamiento se manifiesta en el hecho de que la atmósfera y los océanos han aumentado su temperatura, la cantidad y extensión de las masas de hielo y nieve han disminuido, el nivel del mar ha subido y las concentraciones de gases de efecto invernadero han aumentado.
- La influencia humana en el clima ha sido la causa dominante (con una probabilidad superior al 95 %) de más de la mitad del aumento observado en la temperatura superficial media global en el periodo 1951-2010. El principal agente responsable del calentamiento a largo plazo son las emisiones totales de CO_2. De hecho, ambas magnitudes -incremento de temperatura y emisiones acumuladas de CO_2- están aproximadamente relacionadas de forma lineal. En consecuencia, si se establece un objetivo de calentamiento (por ejemplo, limitar el ascenso global de temperaturas a 2 ºC) el hecho de que se produzcan unas emisiones mayores en las décadas próximas implica la necesidad de contrarrestar con emisiones menores después.
- Las emisiones continuadas de gases de efecto invernadero causan un calentamiento adicional al actualmente existente. Emisiones a las tasas actuales o superiores inducirán cambios en todos los componentes del sistema climático, algunos de ellos sin precedentes en cientos o miles de años. Los cambios tendrán lugar en todas las regiones del globo, incluyendo cambios en la tierra y el océano, en el ciclo del agua, en la criosfera, en el nivel del mar, en algunos eventos extremos y en la acidez de los océanos. Muchos de estos cambios persistirán durante muchos siglos. La limitación del cambio climático requerirá reducciones substanciales y sostenidas de las emisiones de CO_2.
- Las emisiones antropogénicas de CO_2 acumuladas desde el comienzo de la revolución industrial deberían limitarse a aproximadamente 1000 PgC (1 PgC=1 Petagramo de carbón=1 GtC=1 Gigatonelada de carbón) si se quiere restringir el calentamiento a 2 ºC respecto a la época preindustrial. Aproximadamente la mitad (entre 460 y 630 PgC) ya se había emitido en 2011. Si se tienen en cuenta los otros forzamientos (resto de gases de efecto invernadero emitidos como resultado de la actividad humana), una posible liberación de gases del permafrost o de los hidratos de metano, o si se quiere una mayor certeza de que no se superarán los 2 ºC, habría que rebajar sustancialmente esa cifra.

29.7 Conclusiones

En este capítulo se han descrito fuentes adicionales de incertidumbres a las consideradas en anteriores capítulos y que son relevantes en escalas temporales climáticas. Además de las incertidumbres provenientes de las condiciones iniciales y de las formulaciones de los modelos, que son las principales desde el corto y medio plazo hasta la escala estacional, es necesario considerar las incertidumbres provenientes de los forzamientos externos, bien sean de tipo natural o antropogénico, cuando se simulan en las escalas decadales, seculares y más largas. Para explorar estas nuevas fuentes de incertidumbres se recurre a ensembles (SPC) basados en diferentes bases de datos de forzamientos naturales cuando se simulan climas pasados y en diferentes escenarios de emisión para simulaciones de climas futuros.

En las escalas climáticas se hace un uso frecuente de los denominados *ensembles de oportunidad* que simplemente utilizan las bases de datos y simulaciones disponibles sin que exista un diseño experimental claro para explorar las incertidumbres existentes. Se ha descrito el uso de ensembles en diferentes periodos climáticos que abarcan desde el último máximo glacial en el pasado hasta proyecciones de cambio climático hasta el año 2100 en el futuro. Se ha hecho también un esfuerzo para poner en contexto las fuentes de incertidumbre asociadas a la variabilidad natural y exploradas con ensembles basados en diferentes condiciones iniciales. También se ha incluido una sección que explica la variabilidad natural en términos de patrones o modos de variabilidad.

Finalmente y, aunque no directamente relacionado con el tema central del uso de métodos basados en ensembles en escalas climáticas, se ha incluido un breve resumen de las principales conclusiones del quinto y último informe de evaluación del IPCC. Este informe constituye la evaluación más reciente de nuestro conocimiento actual del sistema climático y de las perspectivas futuras de evolución antropogénica del mismo. La utilización de ensembles de simulaciones en el informe del IPCC es prácticamente generalizada para conocer y entender los climas pasados, para estimar las evoluciones futuras y para realizar estudios de atribución en los cambios del clima.

29.8 Enlaces de interés

Aparte de los informes originales del IPCC citados en la bibliografía correspondiente a este capítulo, pueden consultarse las guías resumidas siguientes correspondientes al 5º Informe de Evaluación. Los enlaces fueron consultados en octubre de 2018, en el sitio web del Ministerio para la Transición Ecológica (MITECO):

El IPCC y su 5º Informe de Evaluación: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/Cclimatico/informe_ipcc.aspx

Cambio Climático: Bases Físicas: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia-resumida-grupo-trabajoi_tcm30-376939.pdf

Cambio Climático: Impactos, Adaptación y Vulnerabilidad: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/quinto-informe-ipcc--grupo-2_tcm30-70704.pdf

Cambio Climático: Mitigación: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia_resumida_gt3-mitigacion_tcm30-70706.pdf

Cambio Climático: Informe de síntesis: https://www.miteco.gob.es/es/ceneam/recursos/mini-portales-tematicos/guia-sintesis-resumida_tcm30-376937.pdf

Métodos probabilistas para observación radar de la precipitación

30

MARC BERENGUER Y DANIEL SEMPERE
Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI), Universidad Politécnica de Catalunya (UPC)

Los productos del radar meteorológico son esenciales para la vigilancia meteorológica y predicción a muy corto plazo. Las estimaciones de precipitación son particularmente importantes, pero también resulta especialmente difícil su generación, dado que están sujetas a diversas fuentes de incertidumbre. Una aproximación inmediata para dar cuenta de estas incertidumbres es utilizar técnicas por conjuntos para las estimaciones de precipitación, introduciendo la probabilidad de forma natural en el citado proceso de estimación. En este capítulo se describen de forma sencilla esas fuentes de incertidumbre, así como la técnica probabilista concebida y desarrollada en el CRAHI.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a observaciones de la atmósfera con radar, estimaciones de precipitación mediante radar meteorológico, CRAHI.

Imagen parte superior: Radar de Vinissa. Fotografía: CRAHI.

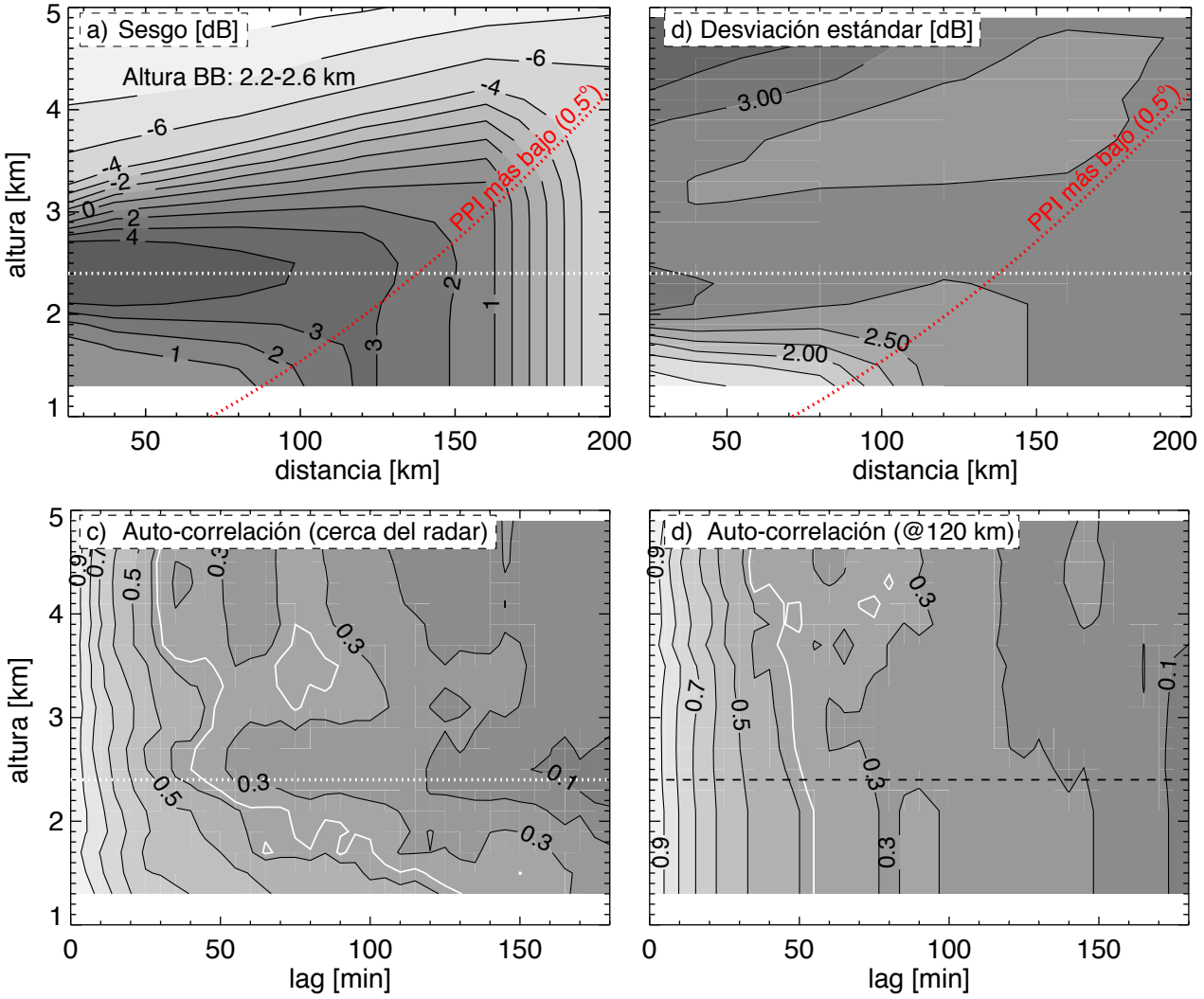


Figura 30.1: Caracterización de la estructura de los errores de estimación de la intensidad de lluvia a partir de las observaciones del radar meteorológico en función de su distancia al radar y altura [42]. (a) Error medio; (b) Desviación estándar; (c) y (d) Autocorrelación temporal de los errores cuando las observaciones se han tomado, respectivamente cerca del radar y a 120 km.

30.1 Fuentes de incertidumbre en las observaciones radar

En el capítulo 8 en la página 109 se presenta el radar meteorológico como herramienta fundamental para la vigilancia meteorológica y la predicción a muy corto plazo, mostrando una serie de productos radar apropiados para tal fin en la sección 8.7 en la página 112.

Las estimaciones radar de precipitación en superficie están sujetas a diversas fuentes físicas de error o incertidumbre, que pueden cuantificarse para encontrar una matriz de covarianza adecuada que las describa, con el fin de entenderlas mejor [42]. Hablando de precipitación estratiforme, en la caracterización de la estructura de estos errores pueden considerarse diferentes contribuciones:

- Efecto individual del error dependiente de la distancia, asociado a la elevación y ensanchamiento del haz con el consiguiente incremento en altitud de las medidas con la distancia.
- Error asociado a la transformación de reflectividad en intensidad de precipitación debido a la variabilidad de las distribuciones del tamaño de gota.
- La interacción de las dos anteriores, es decir, la correlación cruzada entre los efectos de error dependiente de la distancia y aquel relacionado con la variabilidad de las distribuciones de tamaño de gota.

En la Figura 30.1 se muestra la caracterización de la estructura de los errores de estimación de la intensidad de lluvia a partir de las observaciones del radar meteorológico en función de su distancia al radar y altura.

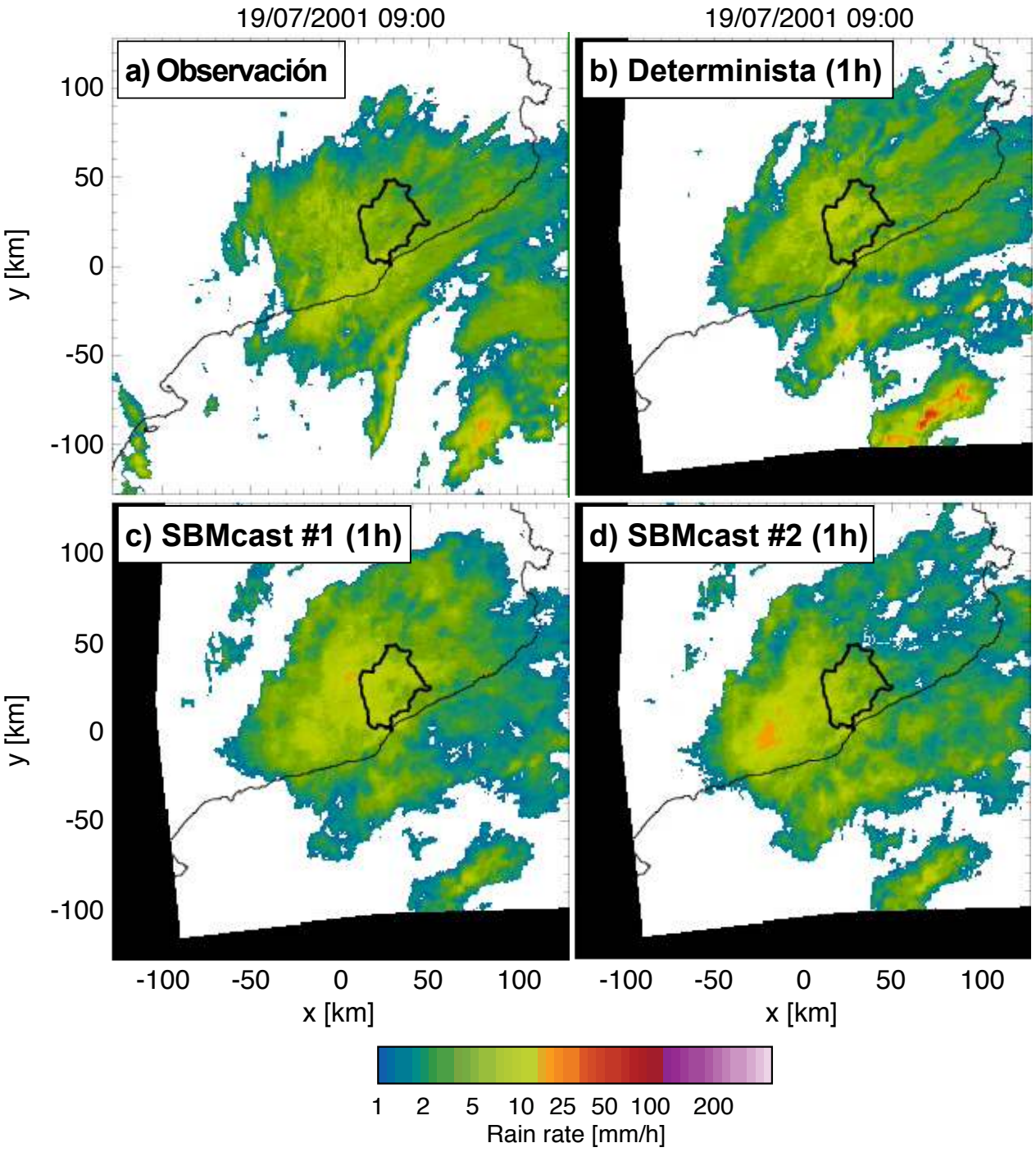


Figura 30.2: Intensidad de lluvia prevista para el 19 de julio de 2001 a las 0900 UTC con la técnica de previsión a muy corto plazo por conjuntos SBMcast *[41]. (a) Estimada a partir de las observaciones del radar de Barcelona. (b) Previsión determinista hecha a las 0800 UTC (previsión a 1 hora). (c) y (d) Dos miembros de la previsión por conjuntos de SBMcast generada a las 0800 UTC (previsión a 1 hora).*

30.2 Métodos probabilistas para observación radar de la precipitación

Se ha desarrollado en el CRAHI (`http://www.crahi.upc.edu/`) una técnica de *nowcasting* por conjuntos que permite contrastar la incertidumbre en predicciones de lluvia mediante extrapolación *lagrangiana* [41].

El nowcasting determinista basado en extrapolación lagrangiana de observaciones recientes de radar es una técnica usada en muchos centros operativos y de investigación, que ha demostrado ser útil para extender la anticipación con la que las corrientes pueden

ser previstas con un modelo de lluvia-escorrentía. Sin embargo, la mejora en previsiones de corrientes no se conoce a priori y depende de los casos, dependiendo principalmente de la predecibilidad del campo de lluvia.

Con fines hidrológicos, la técnica probabilista desarrollada cuantifica automáticamente la incertidumbre en el *nowcast* basado en el radar que se ha obtenido por extrapolación lagrangiana. La técnica sigue la aproximación de predicción por conjuntos: genera un número de realizaciones de predicción de lluvia, tanto compatible con las observaciones como preservando la estructura espacial y temporal del campo de lluvia, de acuerdo con el modelo *String of Beads*.

Los resultados muestran que la técnica reproduce razonablemente la evolución del campo de lluvia pero, en general, se subestiman los errores, debido en parte a que se desprecia la incertidumbre en las predicciones de lluvia asociada a errores en el campo de movimiento, en esta versión del método.

La Figura 30.2 en la página anterior muestra un ejemplo real de intensidad de lluvia prevista para el 19 de julio de 2001 a las 0900 UTC con la técnica de previsión a muy corto plazo por conjuntos *SBMcast*.

30.3 El CRAHI

CRAHI, Centro de Investigación Aplicada en Hidrometeorología nace a raíz del Convenio entre la Universidad Politécnica de Catalunya (UPC), la Conselleria de Medi Ambient i l'Agència Catalana de l'Aigua para la creación de un grupo de investigación en hidrometeorología en Cataluña. El CRAHI se convierte así en uno de los centros de la Red de Centros de Apoyo a la Innovación Tecnológica de Catalunya (Xarxa IT) en enero de 2002.

El CRAHI cubre las necesidades científicas y técnicas en el sector de la previsión hidrometeorológica, en particular el CRAHI desarrolla modelos de los procesos que controlan el ciclo del agua superficial.

La aspiración del CRAHI es la de ser un centro puntero en investigación hidrometeorológica, liderar la transferencia de tecnología y apoyar la innovación en las empresas del sector.

Todo ello en un marco que potencie al máximo el espíritu creativo e innovador de los investigadores del centro.

Desarrollar algoritmos y modelos hidrológicos y meteorológicos integrados para la gestión de los recursos hídricos.

Los principales objetivos del grupo son:

- Desarrollar herramientas hidrometeorológicas de ayuda a la decisión, adaptadas a los diferentes campos de la gestión del ciclo del agua en zona Mediterránea.
- Apoyar analítica, numérica y experimentalmente a las empresas del sector con la finalidad de diseñar soluciones innovadoras para los nuevos problemas del mundo del agua (cuantificación de los recursos, estimación y anticipación de riesgos, previsión y toma de decisiones, cuantificación de impactos, etc...).
- Formar personal investigador cualificado, capaz de trabajar con los mejores grupos internacionales y con experiencia en el diseño de soluciones operacionales en el campo de la hidrometeorología.
- Convertirse en motor del desarrollo de la cultura de la innovación en las empresas del sector de la hidrología y la meteorología y ser un referente para la transferencia de tecnología.

Las líneas específicas de investigación del centro son:

- El desarrollo de algoritmos y modelos de los procesos que controlan el ciclo del agua superficial.
- El desarrollo de modelos de previsión meteorológica e hidrológica capaces de convertir previsiones de lluvia en previsiones de caudal.
- El desarrollo de técnicas para medir y cuantificar la lluvia, el caudal y otras variables hidrometeorológicas.
- El desarrollo de aplicaciones hidrológicas del radar meteorológico.

Figura 30.3: Instalaciones del radar en Vinissa. CRAHI.

Aplicaciones en predicción aeronáutica 31

ERNEST WERNER HIDALGO
D. T. en Cataluña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Todo despegue es opcional. Todos los aterrizajes son obligatorios.

Frase común en el mundo de la aviación – ANÓNIMO

La información meteorológica es esencial para la planificación y seguridad de las operaciones aéreas, tanto en los aeropuertos como en las rutas aéreas. Para minimizar los riesgos asociados a las condiciones atmosféricas se optimiza y reorganiza el tráfico y, a menudo, estas optimizaciones provocan una disminución de frecuencia de salidas y entradas de aviones, con retrasos y pérdidas económicas importantes. Para ayudar a la predicción de los parámetros de mayor impacto en la aviación y con la resolución horizontal cada vez más alta de los sistemas de predicción por conjuntos se han diseñado herramientas específicas para predicción aeronáutica, que presentamos en este capítulo.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la meteorología aeronáutica, EPSgramas *ad hoc* para pronósticos de aeródromo, EPSgramas aeronáuticos.

Imagen parte superior: Fotografía: Aeropuerto de Jerez de la Frontera, el 17 octubre 2015. La imagen se tomó en dirección SW desde la ubicación del heliógrafo (situado en una intersección de la carretera perimetral interior próxima a la pista). Se observan *cumulus* y *stratocumulus*, con cielo algo *caótico* posterior al paso de un frente. Fueron las primeras lluvias de ese año hidrológico que comenzó en septiembre de 2015. Se pueden observar diferentes aeronaves emplazadas en un parking auxiliar del aeropuerto. Tomada por PEPE TORRES, con un Samsumg Galaxy SII y posterior aplicación de un filtro de instagram.

31.1 Introducción

La información meteorológica es esencial para la planificación y seguridad de las operaciones aéreas. Parámetros como la visibilidad, la nubosidad, el viento, la temperatura y el tiempo presente influyen significativamente en las operaciones diarias y determinan, por ejemplo, la configuración de las pistas en servicio, la longitud requerida para el despegue o el peso máximo permitido.

Uno de los parámetros que más influyen en las maniobras de despegue y aterrizaje de los aviones es el viento. En particular el viento en cola y el viento cruzado en pista, suponen un riesgo para estas maniobras. Por ejemplo, el viento en cola puede producir una pérdida de sostenibilidad del avión o un planeo mayor en el aterrizaje y el viento cruzado puede suponer una desestabilización de las aeronaves, sobre todo cuando es racheado.

Para evitar o minimizar estos riegos los encargados de la planificación de las operaciones aéreas cambian las cabeceras habituales de entrada y salida de los aviones. Este cambio implica una reorganización y una disminución de la frecuencia de las salidas y entradas de aviones con los consiguientes retrasos.

Con la finalidad de ayudar a la predicción de los parámetros que más afectan a la aviación se han diseñado los EPSgramas aeronáuticos que describimos a continuación.

31.2 EPSgramas aeronáuticos

Los EPSgramas aeronáuticos (se describen los EPSgramas en general en la sec. 27.8.1 en la página 431) son un ejemplo de aplicación práctica de los EPSgramas. Se trataría de dar información probabilista objetiva a un usuario aeronáutico ya sea un predictor, controlador aéreo o piloto. El usuario final dispondría de EPSgramas de parámetros generales, como por ejemplo la precipitación, la dirección y velocidad del viento o la humedad y también de otros parámetros estrictamente aeronáuticos, como podrían ser el viento en cola en una cabecera o la probabilidad de viento cruzado en una pista.

31.3 EPSgramas con el ECENS

Los primeros EPSgramas aeronáuticos se realizaron utilizando el sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF), el ECENS (sec. 19.3 en la página 299). Este SPC tiene actualmente (2018) una resolución espacial de 18 kilómetros y temporal de 6 horas. Como punto de grid representativo del aeropuerto se escogió el punto más cercano con la única restricción de que estuviese situado en tierra. Es evidente que ni la resolución espacial ni la temporal son suficientemente buenas para cubrir las necesidades de un usuario aeronáutico, pero nos permiten ver la potencia de los EPSgramas para suministrar información probabilista gráficamente de forma compacta.

Se realizaron los siguientes tipos de gráficos:

- Para los parámetros generales como la *Precipitación acumulada*, *Temperatura*, *Punto de rocío*, *Nubosidad*, *Viento medio* y *Racha* (Figura 31.1 en la página siguiente) se utilizó el formato *boxplot* o *EPSgrama de cajas* con los percentiles: 10, 25, 50 (mediana) 75 y 90 y los *whiskers* para los valores extremos.
- Para la *Dirección de viento* (Figura 31.2 en la página siguiente) se utilizó una distribución de las probabilidades de cada dirección por sectores de 45 grados con el área del sector proporcional a la probabilidad.
- Finalmente, para los EPSgramas aeronáuticos *Viento en cola en una cabecera* y *Viento cruzado en una pista* (Figura 31.3 en la página siguiente), se utilizaron diagramas de barras con un código de tres colores que dividen la probabilidad de viento según su intensidad: amarillo superior a tres nudos, naranja superior a 8 nudos y rojo superior a 16 nudos. En el caso del viento en cola se suman las proyecciones del viento en la dirección de la cabecera, mientras que en el caso del viento cruzado se representa la probabilidad del sector perpendicular a la pista.

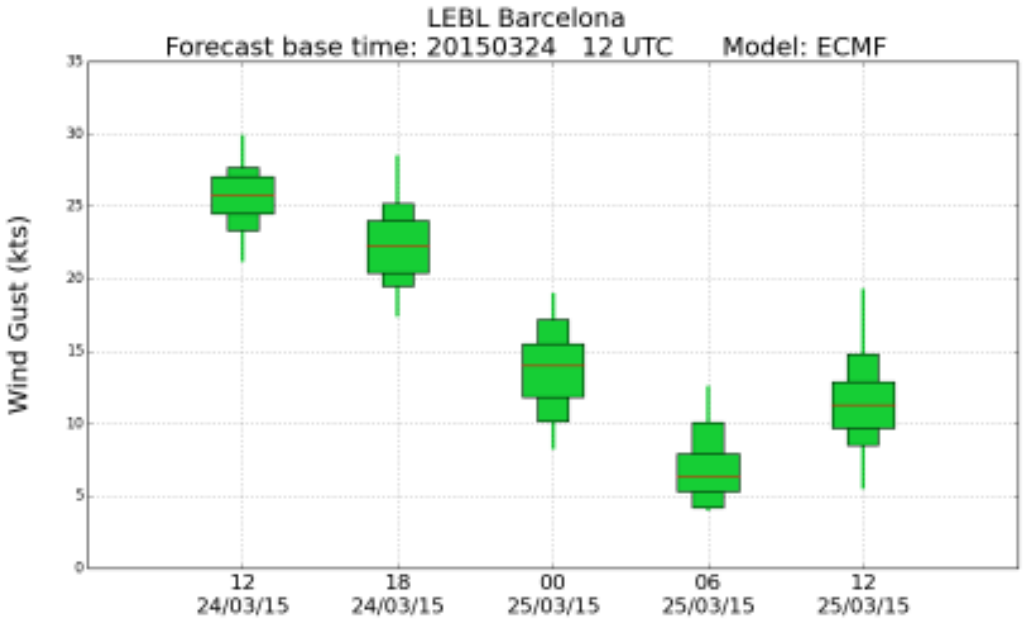


Figura 31.1: EPSgrama Racha de viento para LEBL (boxplot).

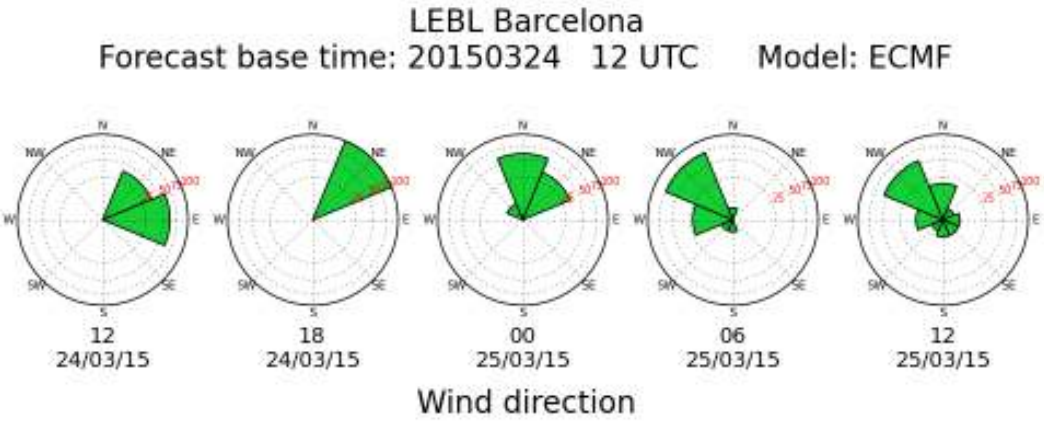


Figura 31.2: EPSgrama Dirección de viento para LEBL (probabilidad por sectores).

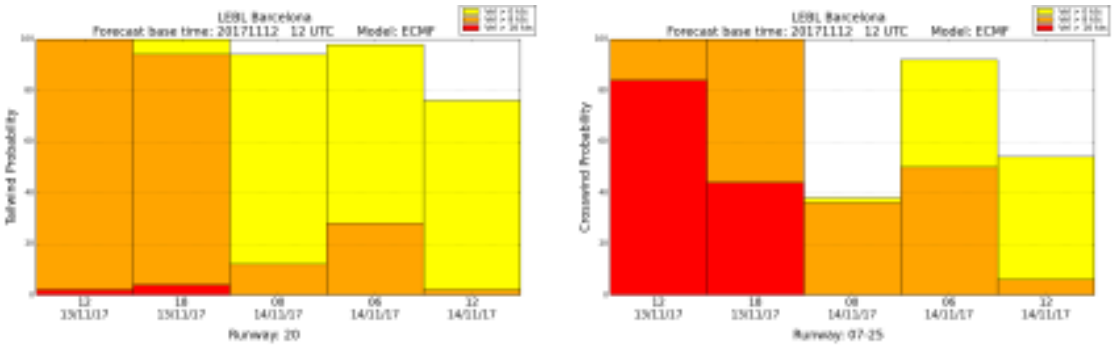


Figura 31.3: Izquierda: EPSgrama Viento en cola Cabecera 20 para LEBL (diagrama de barras). Derecha: EPSgrama Viento cruzado pista 07-25 para LEBL (diagrama de barras).

31.4 EPSgramas con GLAMEPS

En el siguiente paso se utilizó el SPC GLAMEPS (sec. 20.2 en la página 310) que tiene una resolución temporal de 3 horas y espacial de 8 km. Igualmente se escogió para la elaboración del EPSgrama el punto más cercano al aeropuerto que no cayese sobre el mar.

Ejemplos de los EPSgramas de parámetros generales basados en GLAMEPS se muestran en las Figuras 31.4 (nubosidad), 31.5 (temperatura) y 31.6 (precipitación),

Por otro lado, ejemplos de los EPSgramas aeronáuticos con GLAMEPS pueden verse en las Figuras 31.7 (viento en cola) y 31.8 en la página siguiente (viento cruzado). Para el viento cruzado se introdujo un diagrama de barras doble donde el eje de las abscisas representa la dirección de la pista y la probabilidad de viento cruzado a cada lado viene dada por la altura de la barra. Los colores dan información de la velocidad del viento con la misma escala que el viento en cola.

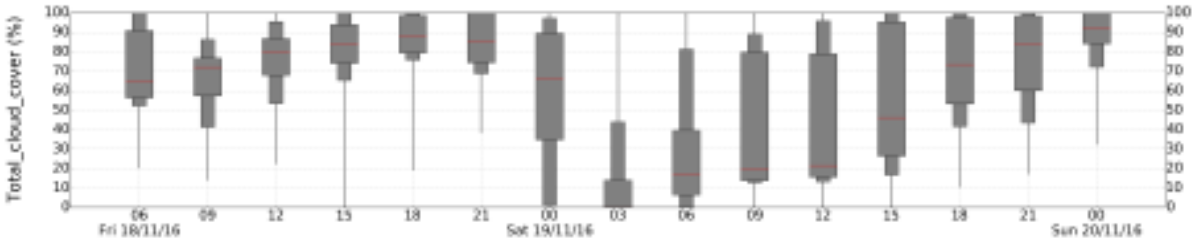


Figura 31.4: GLAMEPS: Nubosidad LEMD (boxplot).

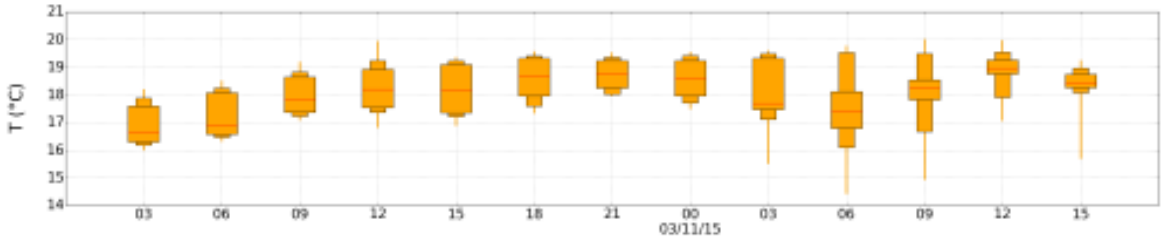


Figura 31.5: GLAMEPS: Temperatura LEBL (boxplot).

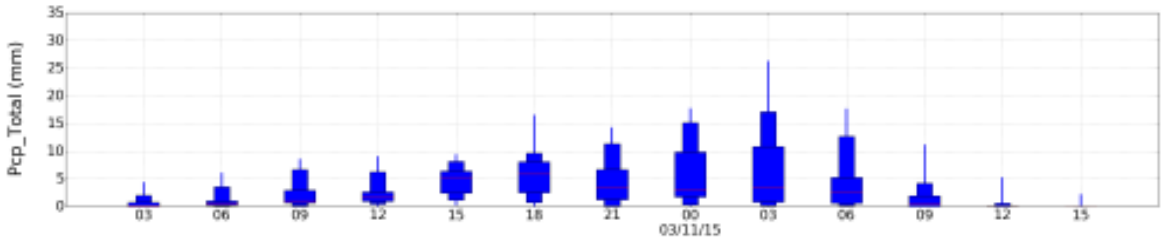


Figura 31.6: GLAMEPS: Precipitación LEBL (boxplot).

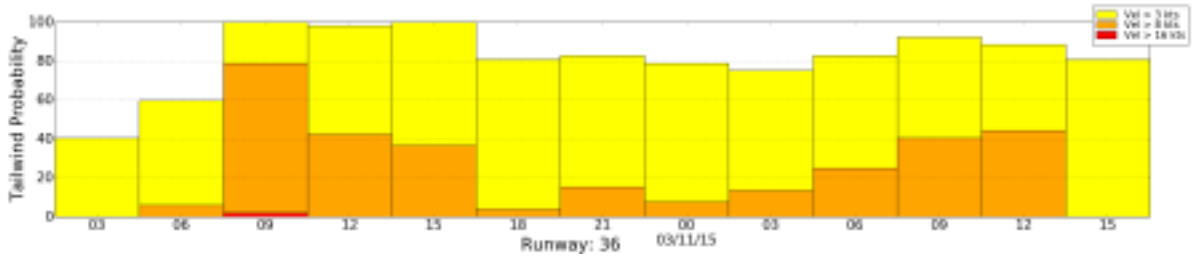


Figura 31.7: GLAMEPS: Viento en cola Cabecera 36 LEMD (diagrama de barras).

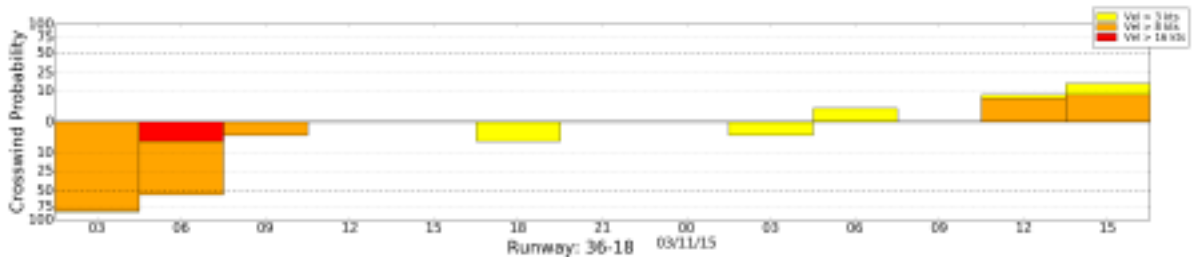


Figura 31.8: GLAMEPS: Viento cruzado Pista 36-18 LEMD (diagrama de barras).

31.5 EPSgramas de alta resolución temporal y espacial: gamma-SREPS

Nuestro siguiente paso es utilizar un SPC basado en modelos no hidrostáticos de alta resolución como el AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339). Las salidas proporcionadas por este sistema tienen una resolución espacial de 2,5 km y temporal de 1 hora. Este nivel de resolución temporal permite utilizar EPSgramas continuos, donde las líneas se corresponden a los percentiles utilizados en el boxplot. Dado que en el momento de escribir este capítulo no se disponía todavía de datos del sistema γSREPS, en los gráficos mostrados se han utilizados los datos proporcionados por GLAMEPS para ejemplificar cómo resultarían los EPSgramas continuos.

Las Figuras 31.9 y 31.10 muestran, respectivamente, EPSgramas continuos para la velocidad del viento en LEMD y para la precipitación en LEBL.

El aumento de resolución temporal, que permite el paso de los boxplot a EPSgramas continuos, plantea un problema para la representación de la dirección del viento. Los diagramas de sectores de viento no permiten visualizar correctamente un número grande de pasos temporales, como puede verse en la Figura 31.11 en la página siguiente, parte izquierda. Para resolver este problema se optó por diseñar un diagrama matricial en el que la gama de colores se asocia a la probabilidad de cada sector de dirección del viento. El resultado sería el de la Figura 31.11 en la página siguiente, parte derecha.

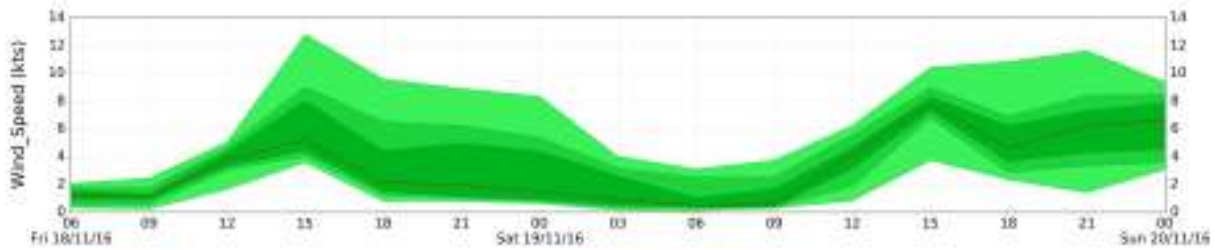


Figura 31.9: GLAMEPS: Velocidad Viento LEMD.

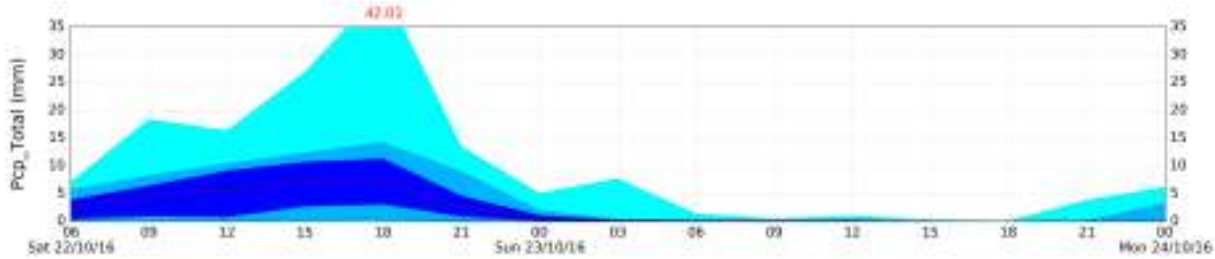


Figura 31.10: GLAMEPS: Precipitación LEBL.

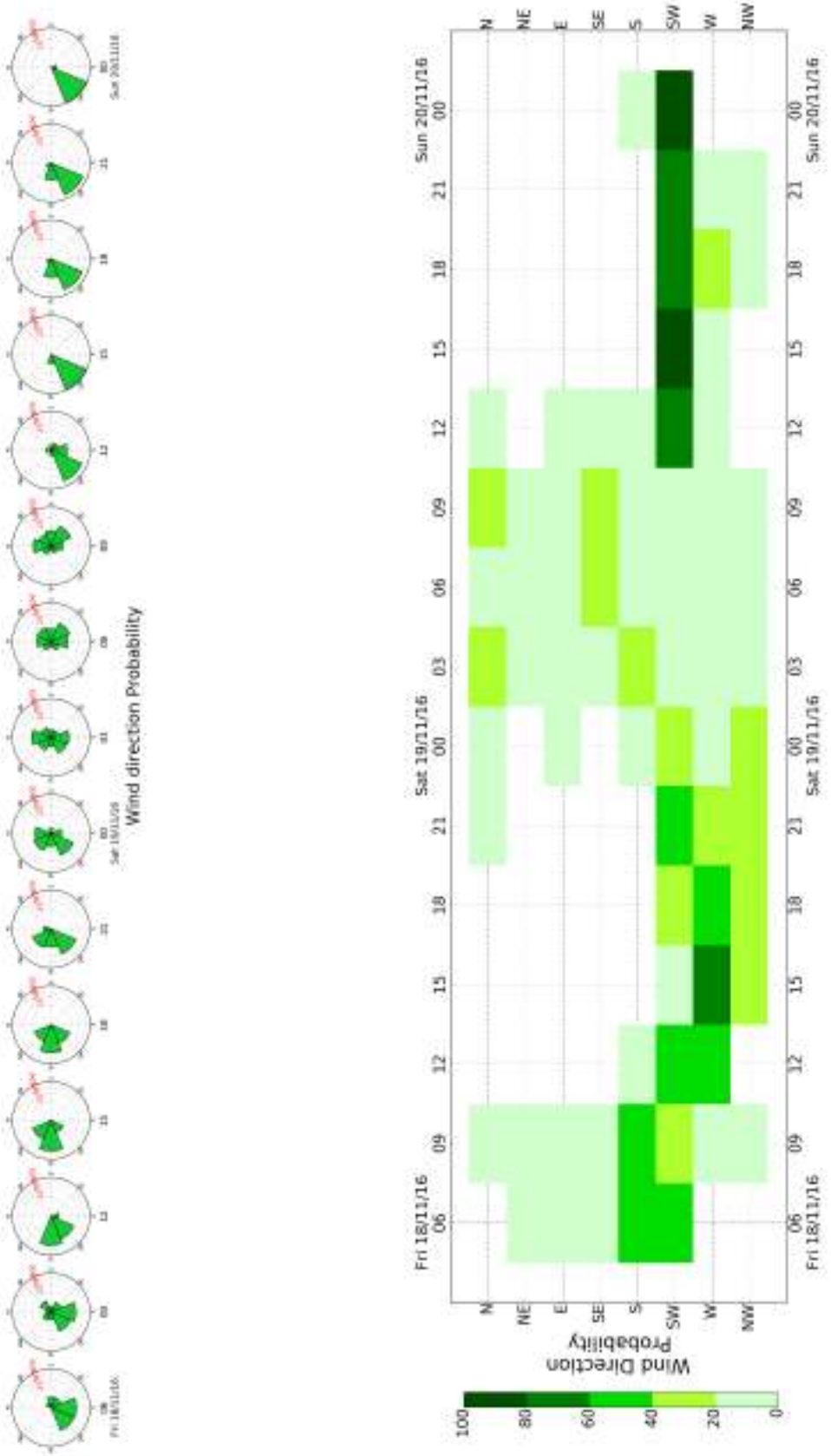


Figura 31.11: EPSgramas realiuzados basados en datos del SPC GLAMEPS. Izquierda: Velocidad del Viento LEMD (Sectores de Probabilidad). Derecha: Dirección del Viento (Diagrama Matricial).

Con esta representación matricial para la dirección del viento se puede aumentar la resolución temporal sin que afecte a la compresión visual del EPSgrama. Esta solución permite visualizar hasta 48 horas la dirección del viento y su probabilidad en un gráfico muy compacto. Los EPSgramas aeronáuticos de diagrama de barras de *Viento en cola en una cabecera* y *Viento cruzado en una pista* se mantendrían sin cambios respecto a los realizados con el GLAMEPS. Cabe señalar que el aumento de resolución espacial permite asociar a un aeropuerto varios puntos de grid, con lo que se podrían elaborar EPSgramas más complejos. Y, por último, mencionar que el software está realizado con *Python* [538, 539] https://www.python.org/ y su librería gráfica *Matplotlib [302]* https://matplotlib.org/.

31.6 Anexos

Nombres OACI. La *Organización de Aviación Civil Internacional (OACI)* es el organismo internacional encargado, entre otras cosas, de la generación de normativas y en materia de coordinación y seguridad en aviación civil (ICAO en inglés). Cada aeropuerto recibe un código OACI que se compone, por un lado, de dos letras iniciales: la primera letra indica la región, la segunda el país dentro de esa región. Por ejemplo: *L* región sur de Europa, *E* España (excepto Canarias, Ceuta y Melilla). El código OACI se compone, además, de dos letras que indican el aeropuerto. Los aeropuertos que aparecen en el texto de este capítulo son *LEBL*, Barcelona-El Prat y *LEMD*, Madrid-Barajas Adolfo Suárez. Los aeropuertos De Canarias o de Ceuta y Melilla, al estar en otra región OACI, comienzan con GC y GE, respectivamente.

TAF (Terminal Aerodrome Forecast). Es un pronóstico del tiempo meteorológico en un aeródromo que se realiza normalmente cada 6 horas y con validez de 24 horas. Ejemplo de TAF para Barcelona-El Prat:

```
TAF LEBL 181700Z 1818/1918 34008KT 9999 SCT025 TX13/1914Z TN04/1902Z BECMG 1820/1822 07008KT PROB30 TEMPO 1900/1918 TSRA=
```

Está codificado y contiene un pronóstico de los siguientes parámetros: viento (34008KT), visibilidad (9999), nubosidad (SCT025), temperatura máxima y mínima (TX13/1914Z TN04/1902Z), tiempo presente (TSRA). Aparecen términos de evolución temporal (BECMG, TEMPO) y probabilistas (PROB30).

METAR (METeorological Aerodrome Report). Es una información del tiempo meteorológico presente en un aeródromo que se realiza normalmente cada media hora. Ejemplo de METAR para Madrid-Barajas Adolfo Suárez:

```
METAR LEMD 012200Z 23004KT 8000 -RA BKN022 08/07 Q1014 =
```

Está codificado y contiene información actual de los siguientes parámetros: viento (23004KT), visibilidad (8000), tiempo presente (-RA), nubosidad (BKN022), temperatura y punto de rocío (08/07) y, finalmente, presión reducida al nivel del mar (Q1014).

SPC en el Mediterráneo

32

VÍCTOR HOMAR SANTANER, AGUSTÍ JANSÀ CLAR Y ROMUALDO ROMERO MARCH
Grupo de Meteorología, Departamento de Física, Universitat de les Illes Balears

> El Mediterráneo occidental es un rincón endiabladamente original, demasiado autárquico, demasiado particular y demasiado complicado. Hemos de seguir estudiándolo si queremos adivinar algún día con mayor éxito que hoy las reacciones de su carácter caprichoso.
>
> J. M. JANSÀ GUARDIOLA, 1964

El peculiar mundo mediterráneo (un mar profundo, relativamente cálido buena parte del año, y rodeado de montañas) genera una meteorología específica, en algunos aspectos más predecible que la meteorología de los grandes espacios abiertos, pero de muy difícil predicción en otros aspectos, particularmente los relacionados con fenómenos adversos, frecuentemente asociados a configuraciones de pequeña escala. Para ese tipo de fenomenología la predicción por conjuntos puede ser imprescindible, al menos para acotar incertidumbres, y puede exigir planteamientos particulares.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados en meteorología mediterránea, lluvias mediterráneas intensas, medicanes, aplicación de SPC para predicción de inundaciones.

Imagen parte superior: rayo sobre Barcelona, foto de JOAN CARLES BULLÓN.

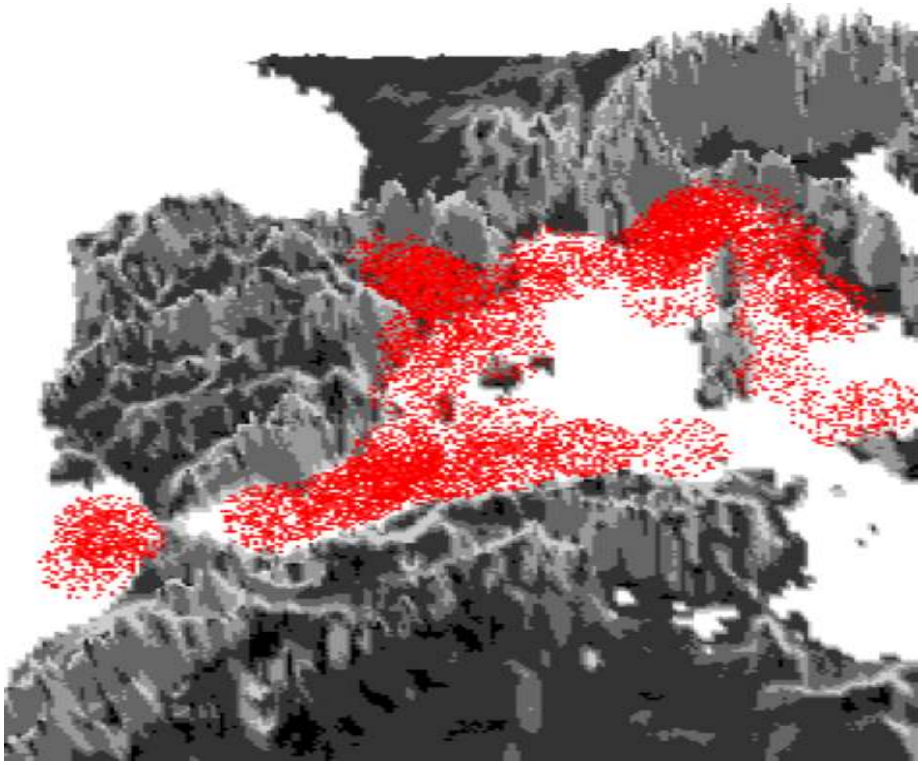


Figura 32.1: Localizaciones preferentes de bajas de sotavento y otras depresiones de pequeña escala en el Mediterráneo occidental. No se han incluido las bajas térmicas continentales típicas del verano.

32.1 Perspectiva histórica de la predecibilidad meteorológica mediterránea

La cita que introduce este capítulo alude directamente a una predecibilidad singularmente baja en el Mediterráneo en relación a otros lugares o regiones. Once años más tarde, el prestigioso meteorólogo de la U.S. Navy americana, ELMAR REITER, escribía algo similar: «*la predicción del tiempo en la región mediterránea, una tarea exigente incluso para el meteorólogo local, puede a menudo convertirse en una experiencia muy frustrante para el foráneo, que puede no darse cuenta de los intrincados y complejos efectos modificantes que la topografía local puede tener en la región sobre los sistemas meteorológicos de escala sinóptica*». Ya existían en los años 1960 y 1970 algunos modelos numéricos de predicción del tiempo, pero eran muy simplificados, con importantes carencias de procesos físicos, y reducida resolución. Esas primeras predicciones numéricas eran poco fiables, no muy útiles, y desde luego poco accesibles. La predicción operativa se fundamentaba, más bien, en una extrapolación, bastante subjetiva, de la evolución de los campos de presión en superficie y en altura. Esa extrapolación se basaba, a su vez, en los modelos conceptuales de génesis y evolución de las depresiones, descritos por la Escuela Noruega de Meteorología hacia los años 1920 [55], modificados por el conocimiento ulterior de la atmósfera superior. En el Atlántico, los frentes, depresiones y anticiclones sinópticos eran fáciles de seguir al responder bien a los modelos conceptuales, basados en teorías dinámicas simplificadas. Pero en el Mediterráneo las reglas convencionales fallaban. Las perturbaciones que llegaban desde el Atlántico podían desvanecerse o regenerarse con facilidad, a veces inesperadamente. La razón de ese comportamiento «*autárquico, original, complicado*» era y es la geografía regional. El Mediterráneo, en particular su cuenca occidental, es una cubeta casi cerrada, rodeada de altas montañas y ocupada por un mar profundo que la mayor parte del año se comporta como mar cálido (en relación al aire en contacto con él), fuente por tanto de humedad y calor, de energía, en definitiva, que repercute en la inestabilización atmosférica. Durante un periodo más corto, entre la primavera y el verano, el Mediterráneo es, más bien, un mar frío, sumidero de energía y capaz de estabilizar. La orografía, que prácticamente cierra el perímetro de la región, genera frecuentes perturbaciones atmosféricas de pequeña escala que suponen una redistribución de la temperatura y la presión. A sotavento de las montañas, en relación a la dirección de los vientos de gran escala dominantes

en cada ocasión, se forman depresiones orográficas, con aire generalmente más cálido que el que hay a barlovento. Teniendo en cuenta la preponderancia de vientos de componente oeste –entre el SW y el NW, incluso hasta el N-, los lugares donde más frecuentemente se forman depresiones de sotavento son los que, cualitativamente, se indican en la Figura 32.1. Los «complejos efectos modificadores» a los que se refería REITER son la suma de los de tipo orográfico y los relacionados con el carácter marítimo-cerrado de la región. Es decir, si el Mediterráneo es «demasiado particular» y tiene un «carácter caprichoso», no es porque en esta región rija una física diferente, sino porque su singular geografía propicia la interacción entre los sistemas atmosféricos de gran escala y los agentes modificadores locales.

El perfeccionamiento progresivo de los modelos numéricos de predicción desde los años 1970 y, sobre todo, desde los años 1980 en adelante, ha permitido tomar en consideración e incluir en los algoritmos los efectos modificadores ligados a la geografía y, en particular, a la orografía. En relación al tratamiento de la orografía en los modelos numéricos, al principio se subestimaban en demasía los efectos de las montañas, ya que la baja resolución de los modelos disponibles implicaba una altura media de las cadenas montañosas muy rebajada en relación a la altura real de las cumbres, sobre todo en el caso de cordilleras de escasa extensión y gran complejidad como las que rodean el Mediterráneo occidental. En consecuencia, la predicción seguía siendo muy deficiente. Como ejemplo, en los modelos usados a principios de la década de los 80 por el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF), los Alpes tenían una altura media de sólo 500 metros, de modo que podían afectar escasamente a la circulación atmosférica. Por entonces, desprovistos todavía de unos medios computacionales que permitieran mejorar sensiblemente la resolución de los modelos, se introdujeron métodos artificiales para aumentar la altura de las montañas modeladas e intensificar, así, sus efectos, mejorándose algo la predicción, aunque no suficientemente. La elevación artificial de la orografía del modelo no permitía, sin embargo, incorporar los importantes efectos de la rugosidad o variabilidad pico-valle en la circulación de niveles cercanos a la superficie. Si bien ha habido una mejora progresiva, la representación de la orografía no ha sido suficientemente realista hasta que las resoluciones de los modelos operativos han alcanzado la decena de kilómetros.

La **orografía envolvente** fue uno de los métodos utilizados en los años 80 para mejorar la representación de los efectos orográficos en los modelos numéricos de baja resolución. El método [644] consiste en incrementar la altura media del terreno (a la resolución del modelo) en una magnitud proporcional a la desviación estándar de la orografía descrita por una rejilla de mayor resolución. La orografía envolvente es la orografía media así incrementada. Se constató que su introducción reducía errores sistemáticos en regiones muy afectadas por orografía compleja, como el Mediterráneo occidental. La orografía envolvente dejó de utilizarse cuando los modelos alcanzaron resoluciones horizontales suficientes.

Aparte de una mayor resolución, los modelos han ido introduciendo otros tipos de mejoras, como una mejor parametrización (sec. 10.5 en la página 145) de los procesos físicos de escala inferior a la rejilla, incluidos los intercambios de calor y humedad con el mar. Cabe preguntarse si la mejora constante de los modelos ha aumentado la predecibilidad meteorológica en el Mediterráneo a nivel general, acercándonos a unos resultados semejantes a los de las zonas oceánicas, o si sigue habiendo razones que hacen especialmente impredecible el tiempo en el Mediterráneo. De hecho, hay argumentos que sugieren que la predecibilidad en el Mediterráneo pudiera ser incluso mayor que, digamos, en el Atlántico. En efecto, en el Mediterráneo muchos procesos están fuertemente condicionados por la orografía y ésta, si puede ser convenientemente representada en los modelos, no alimentaría el comportamiento caótico del flujo, sino al contrario: siendo como es un factor conocido y constante, no sometido a incertidumbres, incluso contribuye a acotar la incertidumbre en la predicción, al menos en un plazo de tiempo no muy largo.

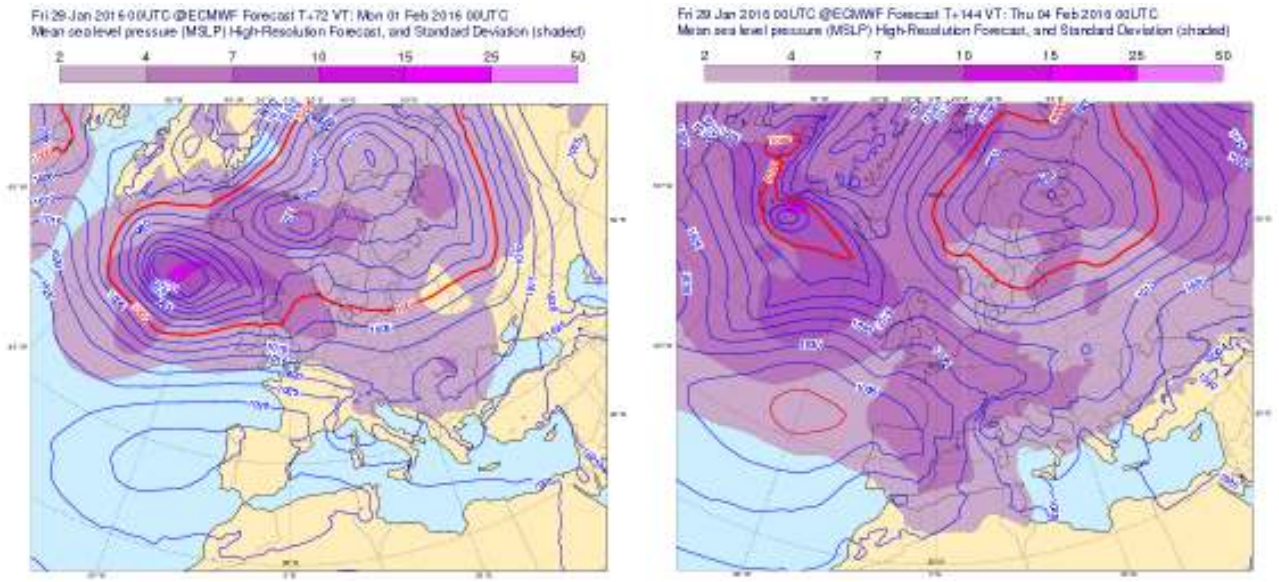


Figura 32.2: Previsiones deterministas de alta resolución H+72 y H+144 (presión al nivel del mar) y dispersión de las previsiones SPC correspondientes (sec. 27.5.1 en la página 418). La dispersión es relativamente baja a sotavento de los Alpes, a pesar de ser zona de perturbación: una buena representación de los efectos orográficos rebaja la incertidumbre. Productos del ECMWF, 29 enero 2016.

La verdad es que si se piensa en magnitudes dinámicas principales (presión/geopotencial o temperatura) la dispersión de las predicciones por conjuntos en el Mediterráneo resulta incluso menor que en zonas sin relieve complejo, a igualdad de otras condiciones. Se pueden encontrar varios ejemplos de ello. En la Figura 32.2 puede verse como las bajas a sotavento de los Alpes, típicas perturbaciones mediterráneas con fuerte dependencia orográfica, se prevén por el SPC del ECMWF (ECENS, sec. 19.3 en la página 299) con una incertidumbre claramente menor que la que tendría una ciclogénesis semejante en una zona sin relieve. Posiblemente pueda decirse que lo que décadas atrás hacía más impredecible el tiempo mediterráneo (los efectos orográficos), hoy en día se ha convertido en un factor favorable. Sin embargo, la complejidad geográfica del Mediterráneo sigue ejerciendo en muchos casos el efecto contrario: muchos procesos, en particular los que conducen a fenómenos adversos, como lluvias y vientos muy fuertes y localizados o formaciones ciclónicas sorprendentes (véase en este capítulo los pequeños ciclones de tipo tropical, también llamados *medicanes*), ocurren a pequeña escala, a mesoescala, con lo que errores mínimos en el flujo atmosférico pueden conducir, por su interacción con la orografía, a consecuencias meteorológicas muy diferentes. Piénsese, además, que en una región marítima por excelencia como la mediterránea, el número de observaciones convencionales rutinarias (en superficie y altura) que contribuyen a la descripción del estado de la atmósfera, será menor en comparación con las zonas continentales. El resultado final indica que, aunque la predecibilidad de magnitudes con reducida variabilidad espacial y temporal no parece ser ahora muy diferente en el Mediterráneo que en otras áreas, la predicción de fenómenos asociados a procesos físicos complejos y que varían fuertemente en espacio y tiempo, como lluvia y viento, especialmente cuando son fuertes, sigue siendo particularmente complicada, aunque haya mejorado. No hay muchos estudios que cuantifiquen lo anterior, pero se podría citar, por ejemplo, el realizado por Callado y col. en 2011 [93], en el que se comprueba esa peor predecibilidad de las lluvias mediterráneas, en particular las fuertes, en relación a las atlánticas, incluso cuando se aplica una predicción por conjuntos (como AEMET-SREPS sec. 21 en la página 319).

Tras el indudable éxito de las predicciones globales basadas en conjuntos, iniciadas en los años 90 y alentadas por el incesante aumento de recursos computacionales [474], la comunidad científica meteorológica internacional se encuentra aún inmersa en una carrera por la conquista de la predicción numérica precisa y fiable de fenómenos de mesoescala a resoluciones espacio temporales útiles. Pronto se descubrió que ese reto no se resolvía con la simple adaptación de los métodos de generación de SPC globales a las nuevas escalas de simulación sino que era necesario analizar las fuentes más determinantes de error y las maneras de tratarlas en los sistemas de predicción de corto alcance.

Inicialmente, los métodos de generación de sistemas de predicción por conjuntos a escala global se basaron únicamente en la perturbación de las condiciones iniciales. El ECMWF genera las perturbaciones a partir de vectores singulares calculados haciendo uso iterativo del modelo tangente lineal y su adjunto [473]. Con el aumento progresivo de la resolución numérica se identificó la importancia de incorporar perturbaciones en las ecuaciones del modelo, a través de términos estocásticos que representan los procesos de submalla [81]. Los sistemas de predicción por conjuntos enfocados al Mediterráneo se han basado habitualmente en la adopción directa de las perturbaciones de escala global [401, 623] aunque se han investigado alternativas no lineales para la perturbación de las condiciones iniciales y la incorporación de perturbaciones en el propio modelo [93, 537, 625, 626, 628].

Este capítulo describe las características climáticas de este «*rincón endiabladamente original*», con un repaso crítico de los fenómenos adversos más relevantes en el Mediterráneo y algunas reflexiones sobre aspectos que determinan su predecibilidad. Por último, se discuten técnicas de generación de SPC aplicables al Mediterráneo occidental y algunas aplicaciones hidrometeorológicas relevantes. Todo ello para conseguir «adivinar» pronto «*las reacciones de su carácter caprichoso*».

32.2 Fenómenos relevantes de la meteorología mediterránea

Lluvias de gran intensidad y copiosidad, normalmente otoñales, y temporales de viento repentinos y localizados, son algunas de las manifestaciones más impactantes de la específica meteorología mediterránea, consecuencia de una geografía y de una localización especiales. El Mediterráneo occidental, que ya hemos definido como cubeta orográfica casi cerrada, está situado a una latitud media y en el flanco occidental de una masa continental, como ocurre en zonas de California, Chile, Sudáfrica o Australia; en estas zonas la circulación general atmosférica permite el tipo de clima llamado, precisamente, mediterráneo, caracterizado por una marcada estacionalidad, con coincidencia de la estación seca con el periodo cálido: el verano es seco, caluroso, con pocas nubes y mucha irradiación solar. En el Mediterráneo occidental esa intensa y continuada radiación solar, acumulada, día a día, a lo largo del extenso verano, se almacena en el mar, en un estrato superficial cada vez más cálido y profundo con el transcurso de las semanas. Constituye un depósito de energía disponible, que se irá transmitiendo en forma de calor sensible y latente al aire, para posiblemente alimentar episodios de tiempo adverso, a lo largo del otoño, del invierno, incluso de parte de la primavera. No es descabellado hablar de la configuración local de una masa de aire autónoma y especial, cálida y húmeda en términos relativos en sus niveles más bajos, la denominada «masa de aire mediterránea» [516]. Existe, además, una reserva energética profunda: en el Mediterráneo, por su gran aislamiento de los grandes océanos, el agua profunda está siempre a unos 13 grados, incluso cuando la capa superficial se enfría más. Ello supone que ante las irrupciones polares que tienden a enfriar mucho la superficie del mar, las capas profundas aportan calor y mitigan el enfriamiento, transmitiendo energía al aire.

32.2.1 Lluvias mediterráneas intensas

El agua mediterránea, superficial o profunda puede, como hemos dicho, calentar y humedecer durante gran parte del año la masa de aire que se asienta sobre ella, incluso hasta el punto de llenar de «aire mediterráneo» toda la cubeta occidental del *Mare Nostrum*. Ese aire mediterráneo, que ocupa espesores de entre mil y dos mil metros, con unas adecuadas condiciones en niveles medios y altos de la troposfera generará inestabilidad convectiva. Al mismo tiempo, organizado adecuadamente como chorro de bajo nivel, podrá actuar de alimentación, de elemento de reposición, enormemente eficaz, para activar y sostener núcleos de lluvia intensa, a veces estacionarios, lo que supone gran copiosidad y, eventualmente, inundaciones, incluso catastróficas. Las precipitaciones mediterráneas pueden ser de una magnitud no conocida en otras latitudes extratropicales (100, 200, 400, incluso 800 mm en 24 horas).

La **masa de aire mediterránea** fue inicialmente referenciada por FABBRIS en 1935 [187], según menciona JANSÀ GUARDIOLA en su artículo de 1959 [312], en el que se describen en detalle las características físicas de esa masa de aire, nacida de la transformación parcial de masas de aire invasoras, después de su asentamiento en la cubeta occidental del Mediterráneo.

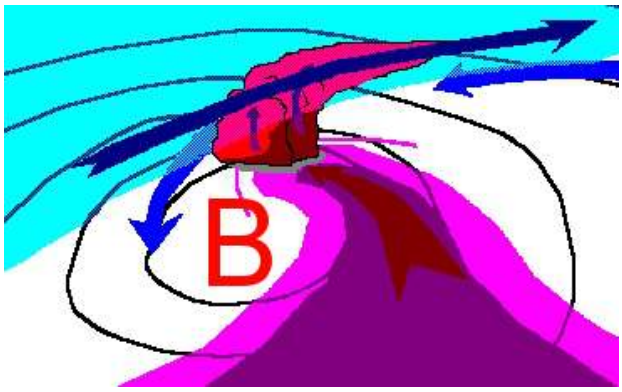


Figura 32.3: Una depresión cercana organiza un flujo de bajo nivel, cálido y húmedo, inestabilizador y alimentador de lluvia intensa localizada. De JANSÀ *[314].*

Estudios estadísticos [316] han puesto de manifiesto la presencia de depresiones mediterráneas, de mayor o menor entidad, en la gran mayoría de los episodios de lluvia fuerte que afectan a las regiones del Mediterráneo occidental. Se considera que la presencia de una depresión, relativamente próxima a la zona donde la lluvia intensa está descargando, no es casualidad, sino que existe una relación física directa: la depresión actuaría como organizadora del flujo de aire mediterráneo, relativamente cálido y húmedo y desestabilizador y/o alimentador de la lluvia fuerte, en la forma que sugiere el modelo conceptual representado en la Figura 32.3. La presencia próxima de la depresión no sería condición suficiente de la lluvia fuerte (otros factores deben converger), pero sería un elemento muy favorable.

De hecho, se ha podido establecer [316] que en un 90 %, aproximadamente, de los episodios de lluvia fuerte en el Mediterráneo occidental existe una depresión cercana, simultánea a la lluvia fuerte y generalmente situada de un modo compatible con el modelo conceptual descrito en la Figura 32.3. Es importante destacar que la presencia de una depresión, intensa o no, en el Mediterráneo occidental no se relaciona con lluvia fuerte generalizada o que afecte a cualquier zona, sino que lluvias fuertes y depresiones tienen localizaciones emparejadas bien definidas. La Figura 32.4 muestra varios de esos emparejamientos. Cabe destacar la necesidad de precisión en la situación y forma de la depresión supuestamente involucrada, ya que ligeros cambios pueden suponer que la lluvia fuerte ocurra o no, o que se desplace de una cuenca a otra. Ello introduce un factor importante de incertidumbre. De hecho, en otro estudio estadístico, Romero y col. [534, 535] mostraron que solamente para las comunidades mediterráneas españolas pueden definirse hasta 8 patrones de reparto espacial de la lluvia intensa, y que dichos episodios pueden ser producidos (de nuevo con un alto grado de emparejamiento) por hasta una quincena de configuraciones sinópticas distintas.

En otros capítulos de este libro se analizan algunos casos de lluvia intensa mediterránea. La presencia de una depresión convenientemente situada es ahí destacada como factor clave en el caso del superrécord de lluvia de Oliva-Gandía, el 3 de noviembre de 1987 (cap. 44 en la página 663), o en el temporal mediterráneo de lluvia y viento de 19 a 24 de enero de 2017 (cap. 52 en la página 805).

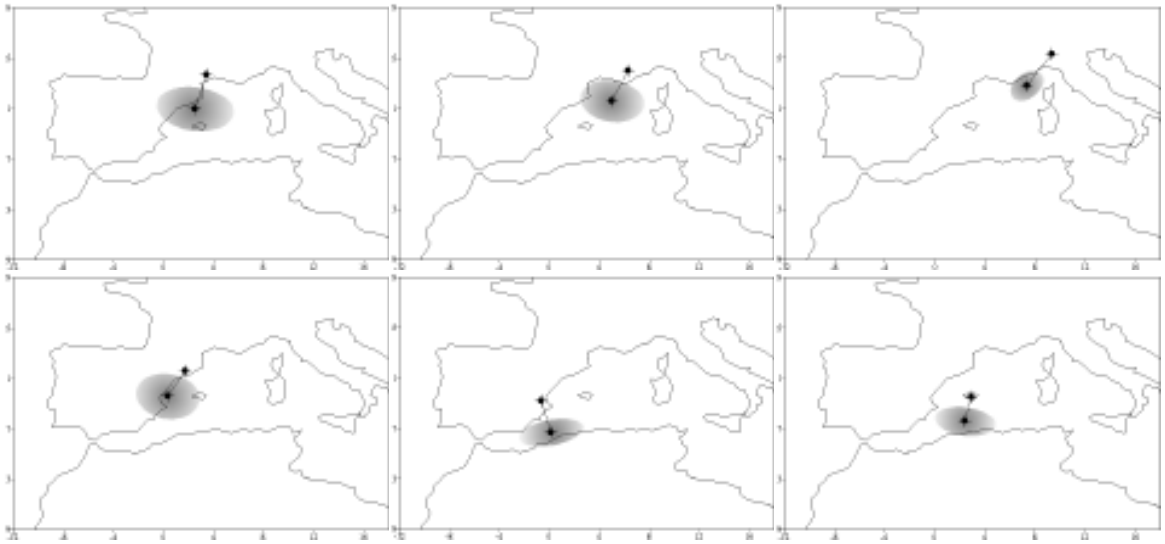


Figura 32.4: Las elipses indican la localización más frecuente de depresiones simultáneas a lluvia fuerte cuando ésta cae en las zonas cuyo centro es el punto sin elipse. De JANSÀ Y COL. *[316].*

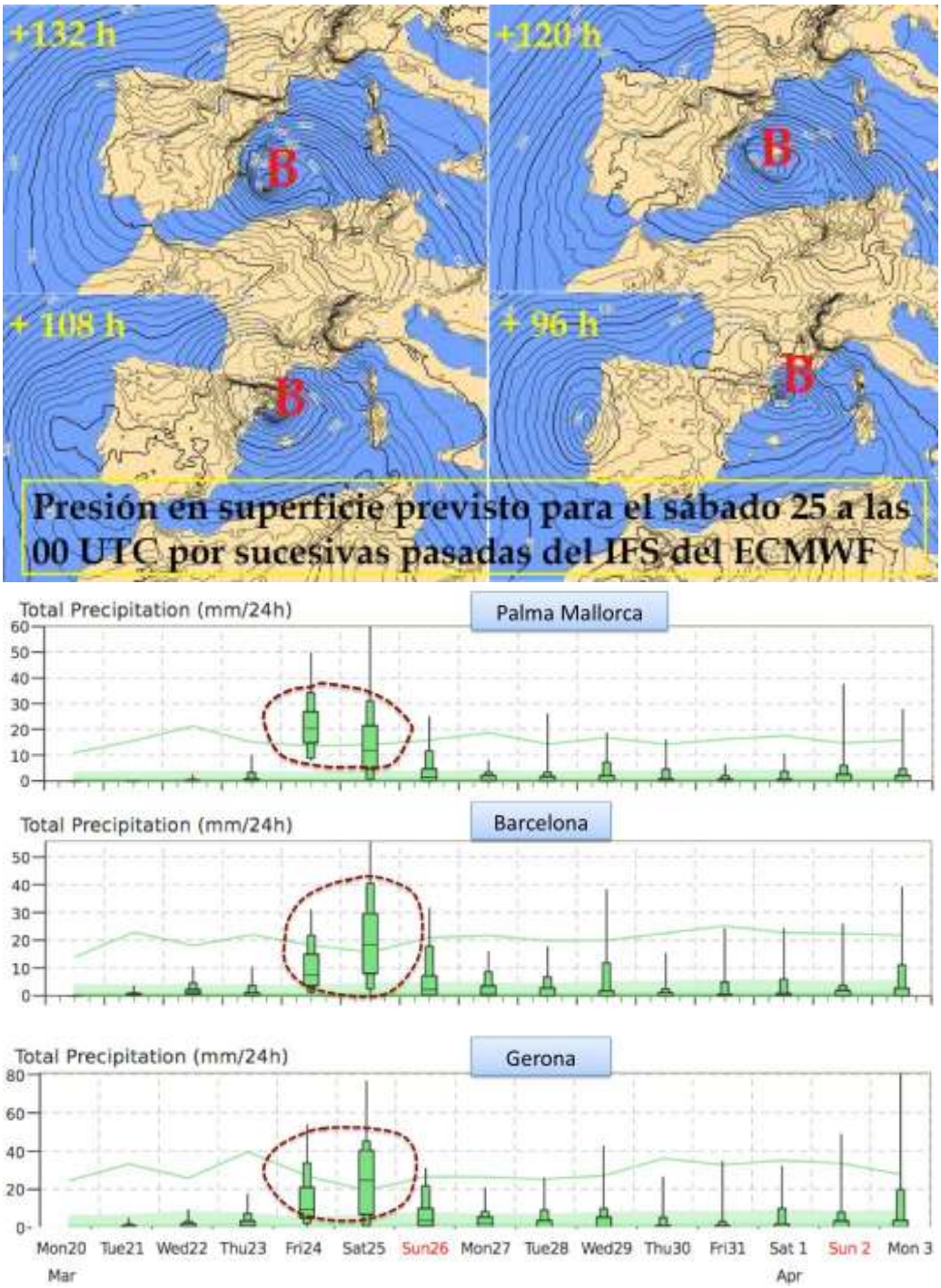


Figura 32.5: Situación del 25-03-2017 a las 00 UTC (arriba) con una baja mediterránea, asociada a posible lluvia fuerte, según integraciones deterministas sucesivas. Las discrepancias indican predecibilidad baja. Con la previsión a 132 h cabría esperar precipitación todavía importante en Illes Balears el día 25, pero con la previsión a 96 h, ya no. De hecho, a 120 h la predicción de precipitación para el día 25, dada por el SPC del ECMWF (abajo), es ambigua en Palma (12 mm ± 8 mm) (Gráficos cedidos por ANTONIO GARCÍA MÉNDEZ, *ECMWF).*

En el episodio mediterráneo de lluvias fuertes de los días 24 y 25 de marzo de 2017, por poner otro ejemplo, la imprecisión a varios días vista en la localización prevista de la depresión mediterránea involucrada, imprecisión asociada no a la dispersión del ECENS, sino a la escasa coherencia entre integraciones sucesivas del modelo determinista de dicho centro, ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) rebaja mucho la predecibilidad de la lluvia en Illes Balears a lo largo del día 25 (no tanto en Cataluña), como se detalla en la Figura 32.5. En este caso, la imprecisión en la localización de la depresión en superficie pudo ser en mayor medida debida a la poca capacidad de predicción de la baja principal en altura, que a factores geográficos locales.

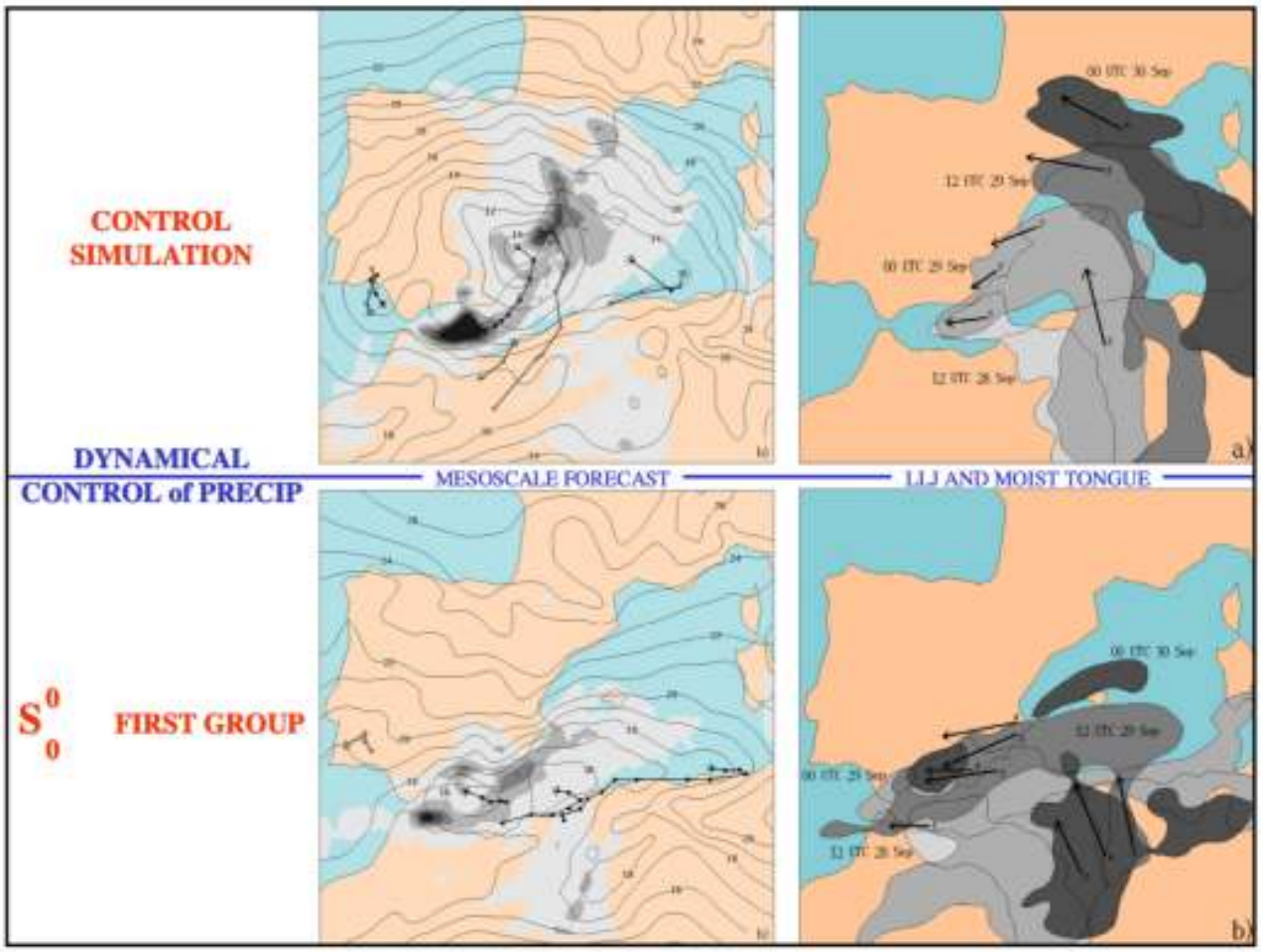


Figura 32.6: 28-29 septiembre 1994. La depresión asociada a lluvia fuerte sigue trayectorias muy diferentes (línea quebrada con círculos llenos, izquierda) según sean las condiciones iniciales, completas (arriba) o suavizando los aspectos subsinópticos de la circulación en altura (abajo). Como resultado, las sucesivas posiciones del flujo húmedo organizado por la depresión (sombreado, derecha) son muy distintas y la lluvia, también (sombreado, izquierda). Figura presentada por Romero, Ramis y Alonso en la Conferencia Plinius 2001 [533].

Si bien en algunos casos el factor orográfico, es decir, el más predecible, puede ser clave en la formación de la depresión asociada a lluvia fuerte y, por tanto, en la formación y localización de esa lluvia (ver, por ejemplo, el caso de 3-4 de noviembre de 1987, cap. 44 en la página 663), en otros eventos ocurre precisamente lo contrario. Romero [533], por ejemplo, puso de manifiesto como en el episodio de final de septiembre de 1994, son los elementos de la circulación en altura los que más claramente determinan la forma y situación de una pequeña depresión mediterránea que, a su vez, está asociada a lluvia fuerte (ver Figura 32.6). La capacidad de predicción de los detalles de la circulación en altura no tiene por qué ser peor en el Mediterráneo que en otros lugares, pero la mayor presencia de fenómenos convectivos y su sensibilidad a los cambios de circulación hace que la predicción final, de la localización e intensidad de la lluvia en particular, sea más incierta que en el área atlántica.

32.2.2 Vientos fuertes

La compleja orografía mediterránea hace que muchos de los vientos intensos que ocurren en la región tengan un despliegue territorial y unas características físicas frecuentemente repetitivos, lo que explica que, igual que en otras regiones del mundo con climas característicos, los vientos en este caso mediterráneos hayan adquirido nombres propios, con variantes entre una lengua y otra (*tramontana*, *mistral-mestral*, *cierzo*, *lebeche-llebeig*, etc.). A gran escala, el viento está organizado por los grandes sistemas de presión y, según el estudio de Nissen y col. [455], cabe decir que los vientos fuertes mediterráneos están casi siempre asociados a depresiones importantes, intensas, frecuentemente internas a la región pero algunas veces externas (atlánticas o europeas). A pequeña escala, no obstante, las alteraciones de presión inducidas por la orografía regional modulan la distribución y la intensidad de los

vientos, al generar aumentos y disminuciones locales de los gradientes báricos.

Para poner un ejemplo paradigmático, con un flujo general del norte (normalmente asociado a una depresión importante, situada hacia el golfo de Génova o en el mar Tirreno), se genera un dipolo orográfico de presión a través de los Pirineos, con anomalía positiva de presión al norte de la cadena montañosa (a barlovento) y anomalía negativa al sur (a sotavento). Ese dipolo supone un fuerte aumento del gradiente de presión en el extremo nororiental de los Pirineos, sobre tierras francesas, donde los vientos (del noroeste) aceleran rápidamente.

Ese viento gira luego a norte, perdiendo velocidad paulatinamente desde su máximo en el golfo de León, frente al cabo de Creus, y alcanza las Balears con relativa frecuencia. -Dicho flujo desde el Rosselló a Illes Balears pasando por l'Empordà, es la *tramontana*, que hacia el golfo de León confluye con el mistral que baja por el valle del Ródano. El conjunto forma el sistema *mistral / tramontana*, que es el sistema de vientos fuertes más importante del Mediterráneo, por frecuencia y por intensidad (ver más detalles, por ejemplo, en Jansà [313]).

El mecanismo de aceleración o modulación local de la tramontana propicia el establecimiento de una línea definida de separación entre el dominio del viento fuerte (al este) y una zona de resguardo, con poco viento, al oeste. Esa línea, llamada línea de *cizalladura de la tramontana*, arranca desde el extremo oriental de los Pirineos, apuntando hacia el sur o hacia el suroeste, en una orientación final que depende de la distribución detallada de las presiones en la zona marítima.

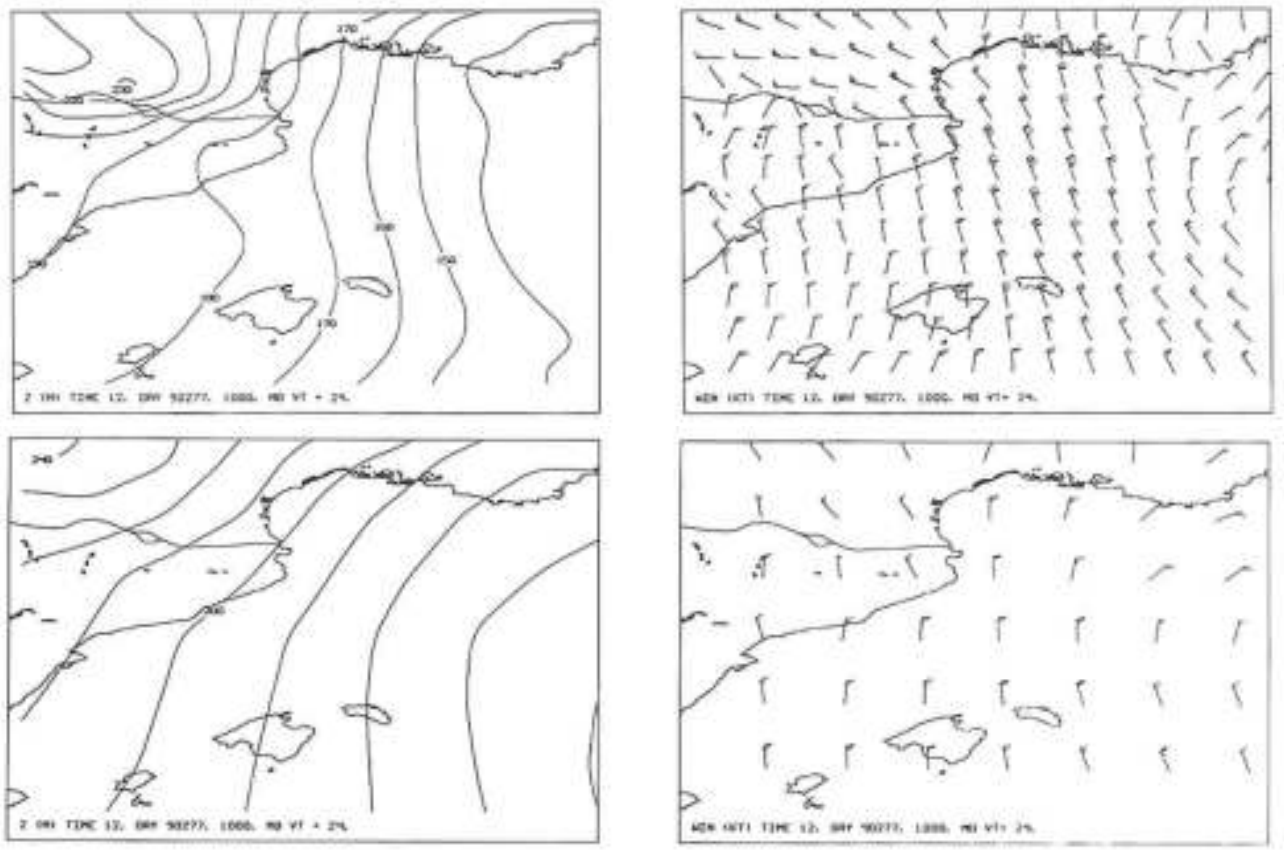


Figura 32.7: Simulaciones con el modelo INM-LAM del geopotencial y viento a 1000 hPa para día 5 de octubre de 1990 a las 12 UTC (PYREX IOP-1), a 0,91º lat/lon de resolución (arriba) y a 0,455º (abajo). A la resolución más baja, casi no se aprecia influencia de la orografía sobre las presiones (o geopotenciales) y el viento sostenido no pasa de 25 kts, mientras que a 0,455º ya se aprecia dipolo orográfico a través de los Pirineos y el viento sostenido alcanza 35 kts; el viento sostenido medido en la zona de máximo fue de 45 kts. De Campins y col. [100].

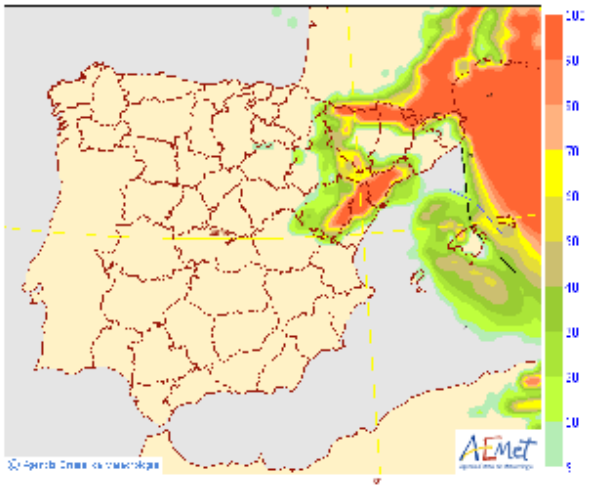


Figura 32.8: Predicción a 48 h de la probabilidad de rachas de viento superiores a 70 km/h, para día 7 de marzo de 2017, según el ECENS (ver texto para detalles). Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) 2017.

En el valle del Ebro, por su parte, la parte negativa del dipolo orográfico inducido por los Pirineos genera gradiente de presión adicional a lo largo del valle, acelerándose el viento del noroeste (el *cierzo*), que con frecuencia llega a a expandirse hasta la misma línea costera o más allá, sobre el mar, como *mestral* o *cerç*.

Los efectos orográficos de los Pirineos sobre la tramontana (aceleración, línea de cizalladura, etc.) se hacen evidentes en experimentos numéricos [100]. En ese estudio, ya un poco antiguo, al duplicar la resolución del modelo usado (de 0,91º lat a 0,455º lat), se genera (aunque un poco débilmente) el dipolo orográfico, aumenta la velocidad del viento en la zona de máximo (de 25 a 35 nudos de viento sostenido) y queda marcada (insuficientemente, todavía) la línea de cizalladura, invisible en la simulación a más baja resolución (ver la Figura 32.7 en la página anterior). En esos experimentos es el aumento de la resolución horizontal y, por tanto, de la altura media de las cordilleras, el factor responsable de reforzar los efectos orográficos, haciéndose éstos más realistas.

Con los modelos actuales, de alta resolución, no resulta problemática la predicción de las grandes depresiones de Génova y de los efectos orográficos, incluso los de pequeña escala y, por tanto, se suele recoger bastante bien la irrupción e intensidad del sistema mistral / tramontana. En la actualidad ya se sabe, con bastante certeza, cuándo va a entrar un mistral / tramontana fuerte y la violencia que podrá alcanzar aproximadamente.

Sin embargo, los detalles en la posición del límite del mistral / tramontana hacia el sur, hacia Balears, pueden mantener un notable grado de incertidumbre, debido a que esos aspectos dependen de la distribución de la presión a pequeña escala sobre zonas ya poco influenciadas por la orografía. Puede decirse que a veces se hace difícil prever categóricamente si la tramontana fuerte afectará a aguas baleares o no. En esos casos no hay más remedio que acudir a la predicción probabilista, basada en predicción por conjuntos, para dilucidar lo que puede ocurrir, no para dar una predicción determinista, que podría ser completamente errónea. Véase el ejemplo ilustrado en la Figura 32.8: la línea fina negra indica el límite occidental de la máxima extensión posible del mistral / tramontana fuerte (que es viento del norte en Illes Balears). La línea azul indica el límite oriental de la máxima extensión posible del mestral (viento del noroeste en Illes Balears). Véase que el límite del mistral / tramontana está muy definido, sin apenas dispersión, en la zona más cercana al límite oriental de los Pirineos, mientras que la predicción probabilista se abre en forma de abanico hacia el sur. Menorca en este caso tiene casi tanta probabilidad de quedar fuera como dentro del dominio de la tramontana fuerte. De usar predicción determinista el riesgo de errar sería muy grande. El SPC no corrige el problema, pero advierte del mismo claramente.

En la extensión geográfica y reforzamiento de otros vientos intensos mediterráneos, como el *ponent* de la zona de València o el *llevant* de Catalunya, también intervienen perturbaciones de presión a pequeña escala, modulando el viento. Esas perturbaciones pueden incluso ser depresiones cerradas, bien conformadas. Las perturbaciones de presión a pequeña escala pueden ser resultado de factores orográficos evidentes, siendo entonces bastante previsibles, y por ende la distribución e intensidad de los vientos asociados, o bien pueden responder a otros mecanismos, con lo que baja la predecibilidad del flujo local. En el segundo caso, la importancia que tienen las estructuras dinámicas de pequeña dimensión en el Mediterráneo hace que la predicción determinista de los vientos fuertes se haga particularmente difícil. Habrá casos, como es lógico, en los que factores orográficos y los de otro tipo (p.e. baroclínico, diabático) aparezcan mezclados. Entonces se hace difícil saber hasta dónde puede alcanzar nuestra capacidad de predicción razonable. En la Figura 32.9 en la página siguiente se muestra un ejemplo reciente: se trata de un temporal de componente oeste en el mar balear.

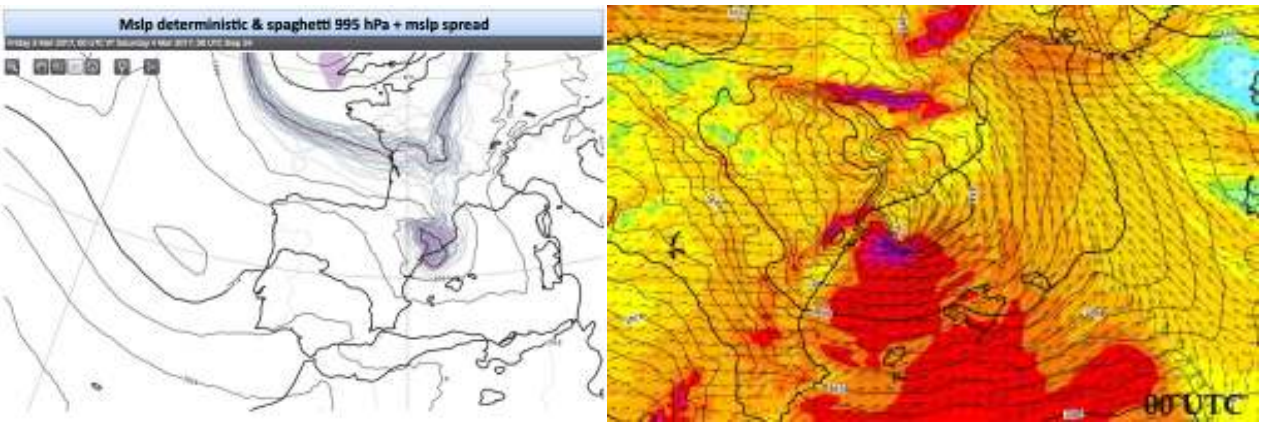


Figura 32.9: Predicción del Centro Europeo, a 24 h, para día 4 de marzo de 2017, determinista y probabilista (izquierda) y determinista detallada (derecha). Fguras cedidas por ANTONIO GARCÍA MÉNDEZ *y por* EN BABIA *@Las_Quimbambas.*

La predicción del Centro Europeo, tanto determinista como probabilista, por conjuntos, para el día 4 de marzo de 2017 a las 00 UTC, no deja lugar a dudas sobre la formación de una depresión pequeña, centrada hacia Catalunya, que actúa incrementando el gradiente de presión y, por tanto el viento, en la zona. Hay dispersión entre los miembros del conjunto, manifestada por la relativa amplitud del «haz de espaguetis» de la isobara de 995 hPa, de modo que la baja y el temporal van a existir, pero los detalles más finos predichos para la distribución de presión y viento no están garantizados. Eso es lo que se ve en la parte izquierda de la Figura 32.9. Puestos en escena resulta imposible asegurar, por tanto, que se vayan a cumplir los detalles más pequeños que se ilustran en el panel de la derecha (que es la predicción determinista representada con resolución máxima), tales como el máximo puntual de gradiente bárico y viento próximos a la desembocadura del Ebro. De hecho, en la boya de Dragonera, al suroeste de Mallorca, se registraron, el día 4 a las 00 UTC, vientos sostenidos de 17 m/s (temporal), con oleaje de casi 6 metros de altura significativa, si bien pocos detalles adicionales de observación sobre el mar se pueden aportar para este evento.

32.2.3 Convección organizada. Medicanes

Durante el otoño pero también en cualquier época del año salvo, quizás, la primavera tardía y parte del verano, es fácil que la atmósfera mediterránea presente inestabilidad condicional o convectiva (sec. 6.2.5 en la página 81). Ello puede dar lugar a la formación frecuente de chubascos y tormentas más o menos dispersos, de día y también de noche, tanto sobre áreas terrestres como marítimas. Son muy ilustrativos, en este sentido, los mapas de distribución de rayos, mensuales o estacionales [507]. En el interior de la península ibérica es difícil que haya tormentas durante el invierno y parte de otoño; en el Mediterráneo, no tanto. En la península la convección es más bien primaveral y estival, mientas que en el Mediterráneo, es preferentemente otoñal. En determinadas circunstancias la convección, no sólo la mediterránea, es capaz de organizarse, dando lugar a la formación de agrupaciones de tormentas incluso de grandes *sistema convectivo de mesoescala (SCM)*. En ocasiones éstos pueden ser casi estacionarios, siendo responsables de algunas de las lluvias mediterráneas más copiosas; ése es el caso, por ejemplo, del superrécord de lluvia de Oliva-Gandía, del 3-4 de noviembre de 1987, cap. 44 en la página 663, referenciado en otros capítulos de este libro. En cualquier caso, los SCM duran mucho más que una tormenta ordinaria y, por tanto, pueden aportar más lluvia durante su ciclo de vida.

En un SCM hay una compleja interacción entre células convectivas viejas y nuevas, con un resultado final que, en superficie, muchas veces incluye una zona de aire relativamente frío y con presión alta, flanqueado por un frente de salida caracterizado por fuertes vientos divergentes.

Que la convección se organice o no en SCM a veces depende de pequeños detalles del ambiente convectivo, de sutilezas, se podría decir. Aparte de que debe haber inestabilidad condicional o convectiva y cizalladura vertical suficiente (cap. 6.2.5 en la página 81, vientos fuertes en altura, en comparación de los que hay a bajo nivel), para formar un SCM hace falta un flujo continuado y suficiente que alimente al sistema con aire inestable, como ya se ha destacado al describir las lluvias fuertes mediterráneas en general.

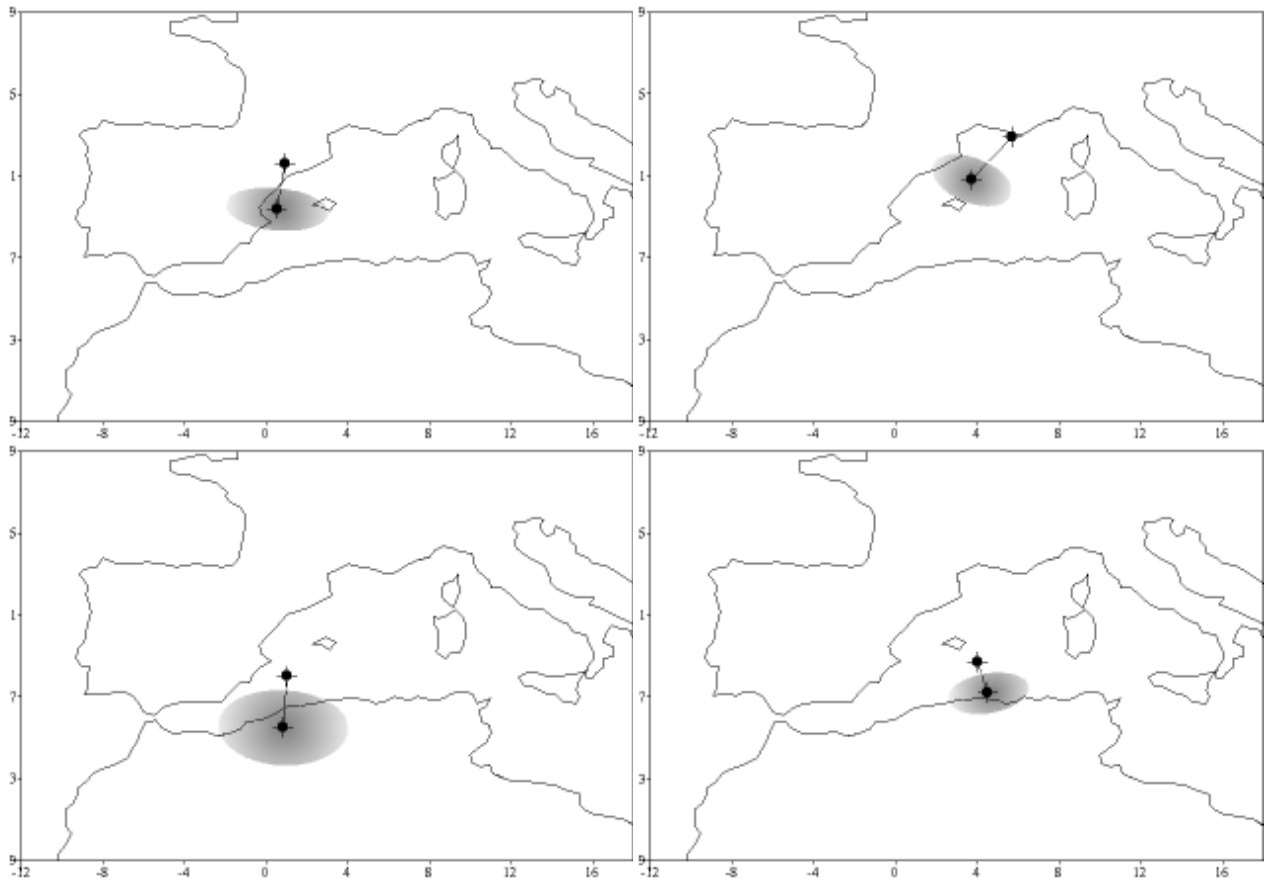


Figura 32.10: Como en la Figura 32.4, las elipses indican la localización mayoritaria de depresiones simultáneas a la formación de SCM (en este caso) en las zonas cuyo centro es el punto sin elipse. De JANSÀ Y COL. *[316].*

Y también hace falta un mecanismo eficiente de disparo, de inicio de la ascendencia, necesaria para desencadenar la liberación de la energía convectiva. La ascendencia inicial puede estar generada por la orografía que rodea la cubeta mediterránea, bien directamente, por elevación mecánica sobre las pendientes, o a través del bloqueo del aire a barlovento, particularmente si éste es frío, procedente de las descargas de tormentas previas. Una depresión o centro de baja presión, incluso de poca entidad, puede proporcionar, por sí misma, todo los ingredientes necesarios, incluida alguna zona de convergencia en nivel bajo que fuerce la ascendencia. En base al catálogo de SCM elaborado en AEMET [523], se pudo constatar que en el 71 % de los casos de SCM en el Mediterráneo hay una depresión adecuadamente situada, como en el modelo conceptual de lluvia fuerte (Figura 32.10).

En casos de estudio seleccionados, los experimentos numéricos han demostrado que pequeños cambios en las condiciones iniciales generan (o no) convergencias y ascensos iniciales, o los sitúan en un lugar u otro. Aunque el refinamiento y sofisticación de los modelos es cada vez mayor y resulta ya factible simular SCM realistas por vía determinista, en particular desde que los modelos no necesitan parametrizar la convección sino que la resuelven explícitamente, a menudo queda un margen de duda en el resultado de la predicción. Eso hace totalmente aconsejable usar predicción por conjuntos para dilucidar la predecibilidad del caso convectivo y la confianza que se puede asignar a la veracidad futura de un SCM simulado. La Figura 32.11 en la página siguiente muestra un caso reciente de SCM bien previstos, como indica la imagen de satélite. Antes de la verificación no había manera de asegurar que la predicción se iba a cumplir, y sin SPC el grado de incertidumbre era desconocido.

Un modo de organización de la convección completamente distinto al de los SCM es la formación de una pequeña depresión, intensa, con semejanza estructural a los ciclones tropicales. A esas pequeñas depresiones o ciclones mediterráneos de características casi-tropicales se les ha venido llamando *medicanes* (de Mediterranean hurricane).

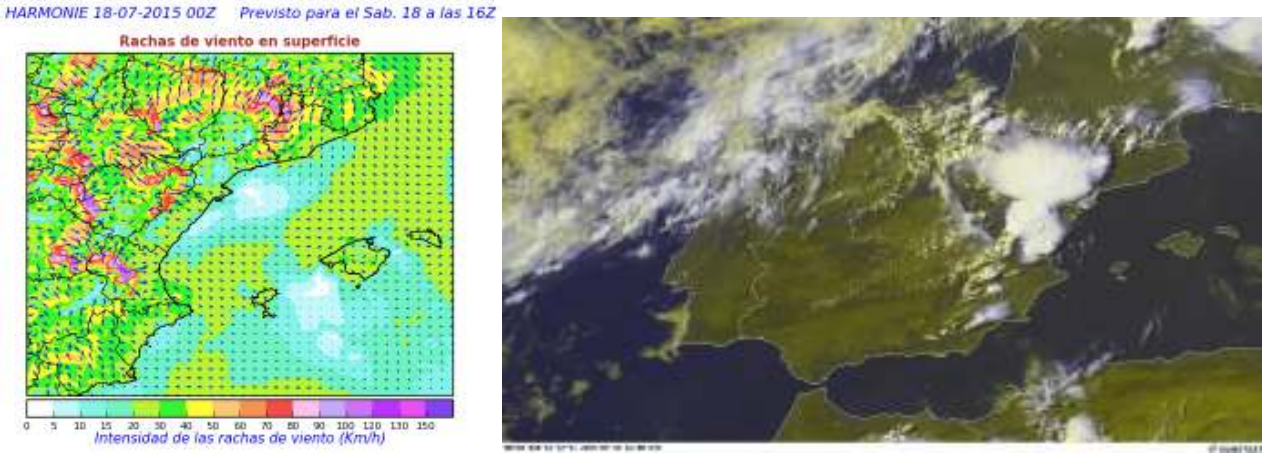


Figura 32.11: La previsión de rachas máximas de viento dada por el modelo, experimental en ese momento, HARMONIE (AEMET, sec. 20.4 en la página 316) muestras frentes de salida con rachas de más de 80 km/h en Catalunya y en el interior peninsular, por ejemplo. La situación es completamente compatible, hora por hora, con el desarrollo de SCM dada por la imagen de satélite. La predicción de SCM es posible, pero insegura.

Un caldo de cultivo apropiado para la formación de un medicane sería un ambiente termodinámicamente inestable (condicional o convectivamente), con convergencia suficiente de vientos en superficie, proporcionada, por ejemplo, por una baja previa. Además, debe haber poca o nula cizalladura vertical del viento. Dichas condiciones se ven favorecidas con una superficie del mar caliente (en relación al aire) y una baja fría en altura que ya haya alcanzado su estado maduro, es decir, sin apenas desarrollo aunque con reflejo en superficie [179]. En tales ambientes se pueden estar formando tormentas sobre la zona ciclónica de convergencia en torno a la baja previa. El calor de condensación puede concentrarse en la zona de esta baja previa, lo que generará caída adicional de presión. Esa caída de presión, o intensificación de la baja, aumentará la convergencia, la formación de tormentas en una zona cada vez más cerrada en torno al centro ciclónico y así sucesivamente, como en una reacción en cadena. Además de factores como la cizalladura vertical del viento (que debe ser poca), la coexistencia de una troposfera bastante húmeda en todos los niveles, la disponibilidad de masas de agua con gran potencial de evaporación y el suministro continuo y vigoroso de calor latente que se pueda liberar en los procesos de condensación, son ingredientes críticos para que un medicane se pueda llegar a formar. Y en consecuencia lo son también para que un modelo numérico anticipe su formación con suficiente habilidad (destreza, pericia, skill, sec. 15.2.4 en la página 218) espacial y temporal.

Lo pronosticado y sucedido desde el 30 de septiembre de 2015 y días siguientes es ilustrativo de las ambigüedades que pueden presentarse en condiciones como las que hemos descrito y del más que delicado balance entre ingredientes que parece regir la concatenación de procesos que hacen posible la formación de un medicane. Los paneles superiores de la Figura 32.12 en la página siguiente presentan sucesivas predicciones, todas para el día 2 de octubre a las 18 UTC (modelo HIRLAM-AEMET, sec. 20.3 en la página 316), a 66 horas (izquierda), 42 horas (centro) y 18 horas (derecha). A 66 y 42 horas parecía claro que se iba a formar un medicane hacia el oeste de Córcega ese día y hora. A 18 h ya no aparecía la predicción del medicane. En cambio, el día 1 hacia las 12 UTC sí parece que hubo medicane, al oeste de Cerdeña, como parece evidenciar la imagen de satélite del día 1 a las 12 UTC (ver Figura 32.12 en la página siguiente) así como el dato de presión de 1002 hPa registrado en la costa oeste de Cerdeña. Los mapas previstos a 36 y 12 horas (panel inferior de la Figura 32.12 en la página siguiente, izquierda y centro), daban depresión, pero con una presión no tan baja. Esta vez se pronosticó y observó lo que parece ser un medicane, pero no se observó ni en el lugar ni en el momento en que se había previsto. Por la experiencia de otros casos, puede afirmarse que las predicciones deterministas para ese tipo de fenómenos (de muy pequeña escala y fuertemente arraigados en las parametrizaciones físicas del modelo) son manifiestamente inciertas. Las basadas en SPC también lo son, pero al menos pueden aportar alguna información sobre el grado de incertidumbre de la predicción.

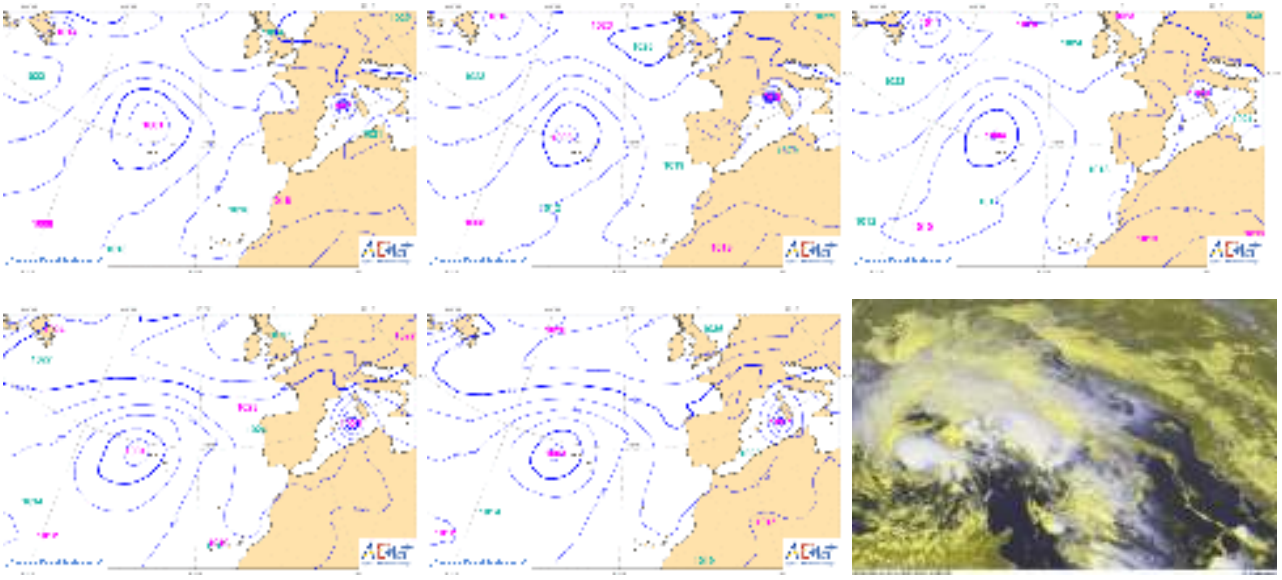


Figura 32.12: Arriba: predicciones HIRLAM-AEMET sucesivas (a 66, 42 y 18 h) para día 2 de octubre de 2015 a las 18 UTC. Parecía claro, salvo 18 h antes, que se iba a formar un medicane hacia esa hora. Abajo: predicciones a 36 y 12 horas para día 1 de octubre a las 12 UTC: se esperaba una baja, pero no tan pronunciada como un medicane, y en realidad parece que sí se formó medicane. La imagen de satélite de día 1 a las 12 UTC parece indicarlo y, además, la presión observada en el oeste de Cerdeña disminuyó hasta 1002 hPa, un valor bastante más bajo que el previsto.

32.3 Retos del uso de SPC para el Mediterráneo

Es evidente que el constructo que fundamenta la predicción por conjuntos en el Mediterráneo occidental no es diferente de las teorías revisadas en los capítulos 12 en la página 163 y 13 en la página 173. La llamada *dinámica estocástica no lineal* hace uso de ecuaciones diferenciales estocásticas que gobiernan la evolución de variables aleatorias continuas que cuantifican la información sobre el estado de un sistema. EHRENDORFER [177] y PENLAND [487] describen la adaptación de este marco teórico general a la predicción meteorológica y climática. En este paradigma, las variables que describen la evolución atmosférica en el Mediterráneo deben expresarse en términos de funciones de densidad de probabilidad (*PDF*, del inglés *probability density function*, sec. 12.3 en la página 167 y 13.6.11 en la página 195), las cuales aglutinan toda la información disponible sobre el valor de la variable. Por ejemplo, cuando hacemos una lectura de temperatura sobre un termómetro, esa medida incorpora un error, las características del cual dependen del instrumento y de las condiciones de observación. El valor determinista real de temperatura sigue siendo estrictamente desconocido, aunque poseemos una información valiosa respecto de ese valor: la lectura observacional y las características de su error. Cualquier uso que hagamos de la temperatura observada debe ser en términos de una variable aleatoria y continua, y el elemento matemático que aglutina esa información es una distribución de probabilidad (de los posibles valores de la temperatura en el punto de medida). Este formalismo probabilista toma especial relevancia en un dominio geográfico como el Mediterráneo, donde la caracterización precisa del estado físico de la atmósfera está sujeta a los desafíos singulares descritos en las secciones anteriores. En ocasiones dicha caracterización no es más que una quimera ante las actuales tecnologías observacionales, con el consiguiente efecto sobre la incertidumbre del estado de la atmósfera. Las estrategias de generación e interpretación que resuelvan el reto de la predicción meteorológica en el área mediterránea de España deben definirse en el marco general de la teoría de la probabilidad. Así pues, el uso de distribuciones de probabilidad para la representación de los campos atmosféricos constituye el formalismo natural e ineludible para la incorporación de las incertidumbres del sistema.

Una vez asumido el uso de variables aleatorias continuas para representar cuantitativamente el estado atmosférico, debemos ocuparnos de la necesidad de modelar su evolución temporal con fines predictivos. En este sentido, la *ecuación de* LIOUVILLE (sec. 13.1 en la página 179) describe la evolución temporal de un sistema descrito por variables aleatorias continuas. Sin embargo, nuestra capacidad de modelar la evolución atmosférica es limitada, incluso aunque pudiésemos

llegar a tener un conocimiento exacto (sin incertidumbres) de su estado instantáneo. La ecuación general que combina la *ecuación de* LIOUVILLE (sec. 13.4 en la página 179) con las fuentes de error e indeterminación presentes en nuestros modelos de la atmósfera es la *ecuación de* FOKKER-PLANCK (sec. 13.4 en la página 179), que debería particularizarse para la dinámica atmosférica y constituir la base de la predicción numérica del tiempo, y muy especialmente en el Mediterráneo occidental. Lamentablemente, no se conocen hoy en día las ecuaciones estocásticas primitivas atmosféricas ni tampoco métodos directos de solución de la *ecuación de* FOKKER-PLANCK (sec. 13.4 en la página 179). En consecuencia, se usan versiones muy simplificadas y discretas de ese formalismo, tomando un número de muestras finito tanto de las *PDF* que describen el estado atmosférico como de los términos estocásticos que incluye su modelado. Estos son los *Sistemas de Predicción por Conjuntos* (SPC), introducidos en los capítulos 12 en la página 163 y 13 en la página 173.

Es la elección concreta del método de muestreo la que definirá el diseño de cada SPC. A la postre, un SPC es una colección de predicciones individuales realizadas a partir de campos iniciales o de contorno y/o formulaciones del modelo compatibles con nuestro conocimiento del estado y evolución atmosféricos. Esta colección de predicciones (muestra estadística de posibles escenarios de predicción) debe generarse de acuerdo con las incertidumbres del sistema que más afectan a los fenómenos de interés regional. Por ejemplo, de acuerdo con las consideraciones discutidas en las secciones anteriores, no tendría mucho sentido priorizar en el Mediterráneo el muestreo de incertidumbres originadas en la microfísica del hielo antes que aquellas asociadas a la convección húmeda, la temperatura de la superficie del mar o a la dirección e intensidad de los vientos superficiales.

Así pues, un SPC puede describirse como el sistema práctico o pragmático que se usa hoy en día para simular la evolución de la distribución condicional de probabilidad de un pronóstico meteorológico.

32.3.1 Métodos experimentales de generación de SPC en el Mediterráneo occidental

La opción más directa a la hora de diseñar un SPC de área limitada de alta resolución sobre el Mediterráneo es la importación de la diversidad generada por un sistema global como el del ECMWF (ECENS, sec. 19.3 en la página 299), dando lugar, de hecho, a una predicción *reescalada* de la predicción global. A pesar de que este diseño puede dar buenos resultados para episodios concretos, elude importantes fuentes de error de la mesoescala y la escala local, lo cual obliga a explorar métodos específicos de generación. En un intento por diseñar un SPC capaz de adaptarse a la fenómenos adversos previstos, HOMAR Y COL. [291] y Romero y col. [537] exploraron la posibilidad de usar métodos tangentes adjuntos lineales para generar perturbaciones selectivas, diseñadas para producir una predicción probabilista optimizada sobre una zona y parámetros de interés. Brevemente, el método consistía en la identificación por parte de predictores operativos expertos de los sistemas atmosféricos de mayor interés en la predicción del día, y la posterior perturbación de las condiciones iniciales del modelo en aquellas áreas más influyentes para la génesis o evolución posterior de dichos sistemas. Este ambicioso y persuasivo método no arrojó resultados satisfactorios. El hecho de basarse en la hipótesis de linealidad de la evolución de las perturbaciones, provocaba severos desajustes entre el impacto esperado de éstas y el finalmente obtenido a través del modelo estándar de predicción no lineal, lo cual dañaba el objetivo de generación selectiva de que las perturbaciones incidieran sobre el aspecto de interés de la predicción.

La **vorticidad potencial** es una magnitud escalar que se conserva bajo evoluciones adiabáticas y libres de fricción y que mide la vorticidad relativa que adquiriría una porción de aire tras una evolución de este tipo al someterse a una estratificación vertical y latitud determinadas. Es una magnitud muy usada en meteorología sinóptica al conservarse para movimientos de gran escala y por existir una ecuación de invertibilidad que permite obtener campos de masa y viento a partir de una distribución tridimensional de PV [295]. Su condición de campo escalar y su papel de descriptor de campos como la temperatura y el viento la convierten en una variable muy atractiva para el estudio y predicción de la escala sinóptica atmosférica.

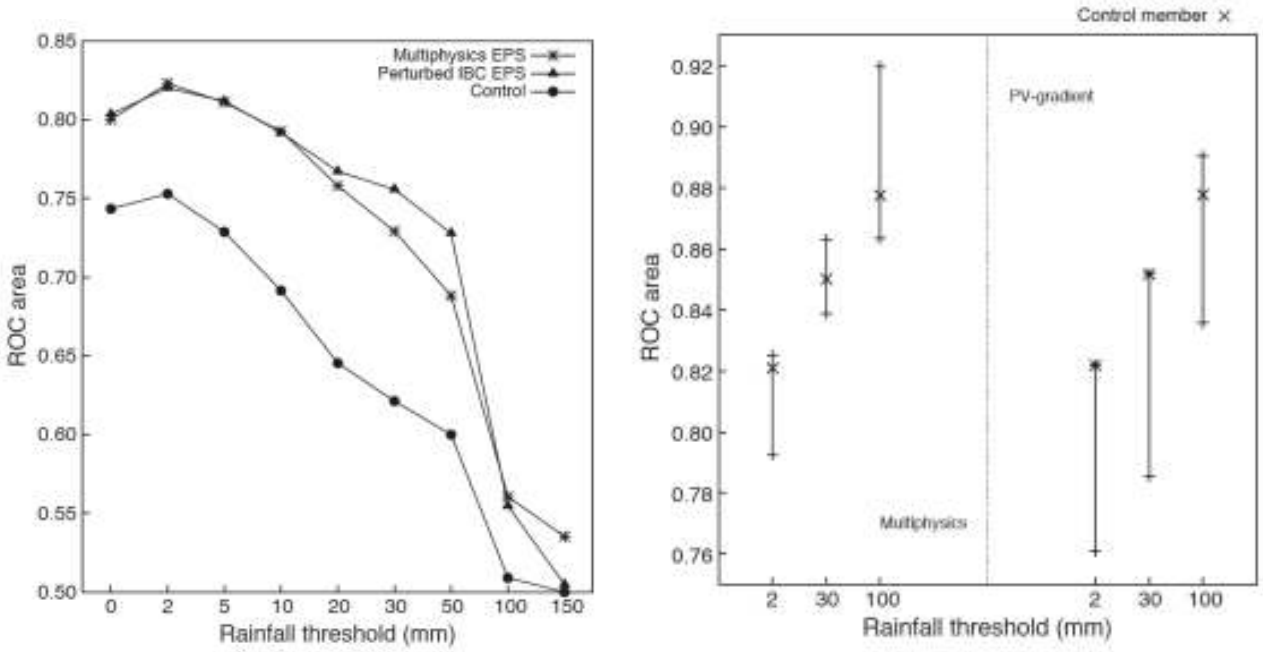


Figura 32.13: Probabilidad de que el sistema SPC destaque zonas que reciben precipitación acumulada en 24 h por encima del umbral, frente a zonas que no reciben precipitación por encima del umbral (Área bajo la curva ROC, sec. 15.9.6 en la página 237). Resultados obtenidos para 19 casos de lluvias intensas en el Mediterráneo occidental. Izquierda: Valores medios. Las curvas demuestran la mayor capacidad de los sistemas SPC frente al sistema determinista («Control»). Para umbrales bajos de precipitación, el SPC multifísica y el basado en climatología de error de PV son indistinguibles; para umbrales moderados, el SPC basado en la PV muestra mejores capacidades; mientras que para umbrales extremos, el SPC multifísica genera mejores predicciones. Derecha: Rango de valores obtenidos entre los 19 casos. El método de perturbación por medio de PV muestra carencias en los valores extremos frente al método multifísica de generación de SPC. De VICH Y COL. *[625].*

Otra interesante idea surgida de la intención de hallar un método versátil de perturbación de condiciones iniciales en sistemas de predicción de mesoescala fue la de estimar el rango de incertidumbres del día a partir de una climatología de errores. VICH Y COL. [625, 626] plantearon la astuta idea de generar perturbaciones en las condiciones iniciales a partir de un campo director desde el punto de vista dinámico como es la *vorticidad potencial* (PV), ver cuadro gris previo. Aunque aplicable a cualquier región del mundo, el método parte de una climatología de errores de intensidad y localización de estructuras de PV sobre la región Mediterránea. Las perturbaciones se forjan a través del muestreo aleatorio de la climatología de errores de PV, y permite generar un número cualquiera de perturbaciones diferentes e independientes entre sí. La técnica produce buenos resultados sobre casos mediterráneos de precipitación suave y moderada, aunque muestra limitaciones frente a otros sistemas que incorporan diversidad en las parametrizaciones físicas a la hora de predecir acumulaciones extremas (Figura 32.13).

La cruzada por encontrar un método óptimo de generación de SPC para la escala regional que dé respuesta a las necesidades de predicción en un entorno tan densamente poblado y a la vez meteorológicamente singular como el Mediterráneo, ha llevado a plantear el reto de la predicción meteorológica de una forma integral. Ello significa incorporar al problema de la predicción la fase de definición del estado de la atmósfera (análisis) a través del llamado proceso de asimilación de datos (secs. 10.3 en la página 141 y 16.1 en la página 250).

Uno de los ejemplos más claros del hecho diferencial de la región Mediterránea respecto a otras zonas del mundo es la gran densidad de población en sus zonas ribereñas. La predicción del tiempo de alto impacto sobre islas y zonas costeras que miran a un mar relativamente grande supone un desafío notablemente mayor que la predicción en territorios bien cubiertos por las observaciones. Los sistemas de observación que presentan grandes regiones vacías de medidas *in situ*, como son las áreas marítimas, afectan de forma crítica a la capacidad de determinar con precisión suficiente el estado de la atmósfera. Estructuras y detalles importantes en los campos de temperatura, viento, hu-

medad o nubosidad son omitidas con frecuencia en los análisis meteorológicos, provocando errores cruciales en la predicción de fenómenos extremos costeros. En los últimos 40 años, se han desarrollado métodos cada vez más avanzados para incrementar nuestra capacidad de diagnosticar el estado atmosférico a partir de una gran cantidad de «nuevas» observaciones realizadas *in situ*, en particular las suministradas por instrumentos de teledetección como los radiómetros a bordo de satélites o los radares meteorológicos.

Uno de los avances más importantes del último siglo en la definición precisa del estado la atmósfera ha sido la adopción de sistemas de asimilación de datos, y en particular de métodos de asimilación por conjuntos. La asimilación de datos es un método que permite combinar predicciones y observaciones de una manera óptima para obtener una estimación del estado de la atmósfera mejor que la ofrecida por las predicciones recientes o incluso las propias observaciones. De hecho, la estimación del estado atmosférico sobre la malla numérica generada por un sistema de asimilación optimizado está, en términos de una norma matemática concreta, más cerca de la realidad que las predicciones o las observaciones. Se han propuesto una gran cantidad de métodos para combinar todas las fuentes de información de que se dispone en el momento de representar cuantitativamente el estado de la atmósfera. Los sistemas de asimilación por conjuntos permiten compatibilizar la asimilación de datos con la descripción probabilista del estado de la atmósfera, señalada a lo largo de este libro.

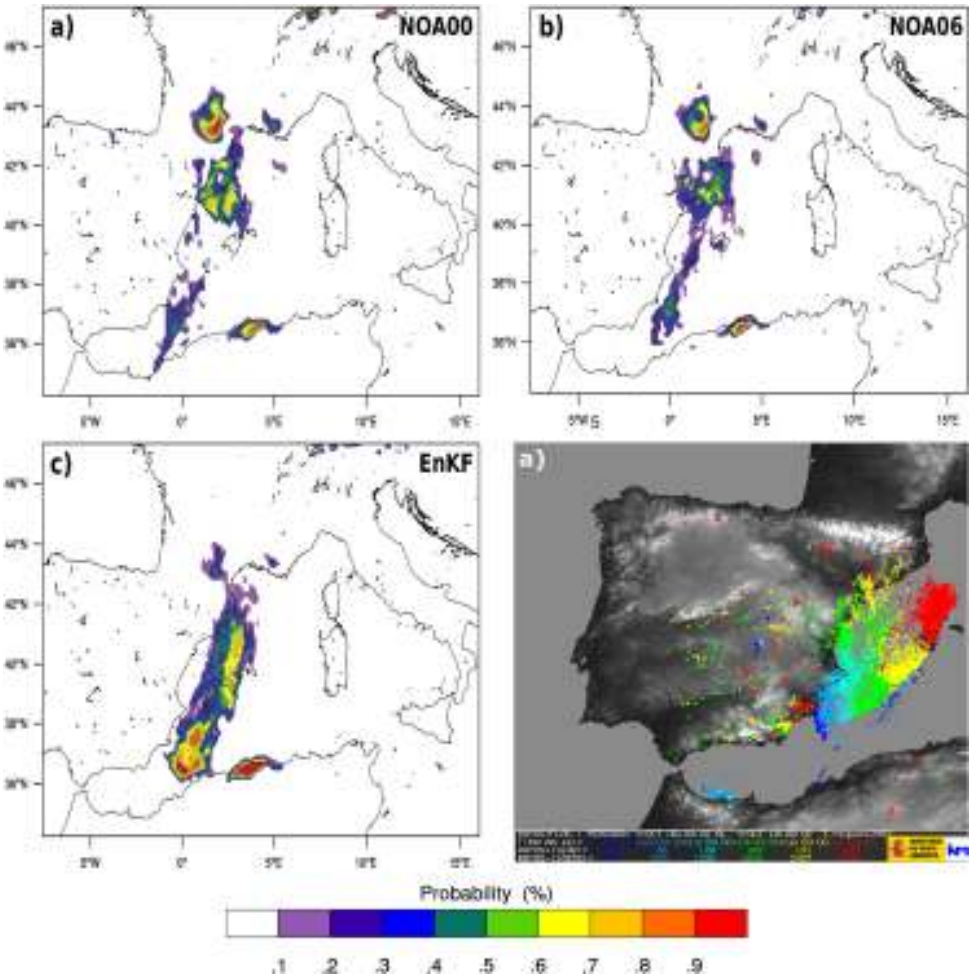


Figura 32.14: Paneles a, b y c: Probabilidad de ocurrencia de tiempo severo entre las 06 y las 18 UTC del día 4 de octubre de 2007 predicha por SPC sin asimilación de datos (paneles a y b) y con asimilación de datos convencionales adquiridos in-situ. El panel d muestra la actividad eléctrica para el día 4 de octubre, revelada por la red de detección de rayos de la AEMET. La consecuencia de asimilar datos, fundamentalmente de estaciones terrestres, es la de posibilitar una mejor descripción de los campos iniciales del modelo y por ende, una mejor predicción del episodio de línea de turbonada sobre el mar. De CARRIÓ Y HOMAR *[106].*

Los sistemas de asimilación, y en particular los de asimilación por conjuntos, tienen dos ventajas claras cuando se incorporan a los esquemas de predicción diseñados para la región Mediterránea. Por una parte, permiten explotar de manera simple las ligaduras físicas que existen entre variables a distancias remotas. Ello permite estimar el estado de la atmósfera sobre zonas deficientemente cubiertas por los sistemas actuales de observación. Así pues, un sistema de asimilación permite utilizar relaciones estadísticas de covarianza y correlación (sec. 16.2.2 en la página 252) para determinar, a partir de medidas fiables tomadas en zonas terrestres, el valor de magnitudes como la temperatura, la fuerza y dirección del viento o la humedad, sobre zonas marítimas no observadas. Ello tiene un impacto directo extraordinario sobre la calidad de las predicciones de fenómenos costeros iniciados sobre el mar. La segunda ventaja del uso de sistemas de asimilación por conjuntos proviene de su aplicación cíclica, pasos de asimilación seguidos de pasos de corta predicción, lo cual produce la transferencia de información valiosa a través de las ecuaciones del modelo desde zonas adecuadamente observadas (típicamente terrestres) hacia zonas deficientemente muestreadas (típicamente marítimas). CARRIÓ Y HOMAR [106] demuestran el efecto de estos dos factores y los beneficios del uso de estas técnicas de asimilación para el caso de la línea de turbonada originada sobre el mar de Alborán y que barrió las Pitiüses y la isla de Mallorca la tarde del 4 de octubre de 2007 (Figura 32.14 en la página anterior). Estudios previos demuestran la incapacidad de modelos deterministas de simular la línea de turbonada debido a la presencia de errores en los campos iniciales en la definición de estructuras de viento en niveles bajos sobre la zona marítima, importantes para la formación del sistema convectivo. El simple reescalado de sistemas SPC globales anteriormente mencionado no resuelve el problema de predecibilidad, y no es hasta que se realiza una asimilación de datos con frecuencia horaria que las condiciones iniciales contemplan una zona de flujos convergentes sobre el mar de Alborán y la predicción probabilista arroja probabilidades de ocurrencia de tiempo severo a lo largo de la trayectoria de la línea de turbonada observada (Figura 32.14 en la página anterior).

32.4 Aplicación de SPC para la predicción de inundaciones

El Mediterráneo español es una región especialmente afectada por inundaciones súbitas («*flash floods*» en inglés), las cuales ocurren con mayor frecuencia a finales del verano y principios del otoño. Se producen al persistir durante varias horas grandes cantidades de precipitación sobre una misma cuenca caracterizada por un perfil orográfico abrupto. Esta persistencia se asocia a menudo a la prominente orografía circundante, que ancla los sistemas convectivos de mesoescala hasta el punto de convertirlos en cuasi-estacionarios. Tal y como se discute al principio de este capítulo, el factor orográfico mediterráneo supone en principio un elemento positivo para la predecibilidad que ofrecen los modelos actuales de predicción del tiempo. Sin embargo, las características meteorológicas y geográficas de la región, con un mosaico de cuencas costeras de pequeño a mediano tamaño y densamente urbanizadas, no solamente añaden exigencia a los sistemas de predicción meteorológica sino que reducen drásticamente los tiempos de respuesta hidrológica y por consiguiente aumentan los riesgos de inundaciones severas. Además, la mayoría de cauces se secan durante el verano, exacerbando las dificultades de la predicción y magnificando los daños inesperados.

En consecuencia, la comunidad científica dedica esfuerzos especiales a investigar la predicción de precipitaciones intensas y la modelización hidrológica de sus efectos. En este sentido, la consideración de los parámetros atmosféricos como variables aleatorias con una distribución de probabilidad debe igualmente transferirse al sistema de predicción hidrológica. La combinación de un sistema de predicción meteorológica y un sistema de predicción hidrológica resulta en un sistema integral de predicción hidrometeorológica, que tiene en el campo de precipitación (probabilista) el nexo de unión principal entre cada subcomponente del sistema global de modelización. Más allá de los factores mencionados que limitan la predecibilidad atmosférica, la acometida de predecir episodios hidrometeorológicos severos impone unos requisitos sobre los campos de precipitación previstos que ningún sistema de modelización actual puede cumplir con garantías para alcances de predicción útiles.

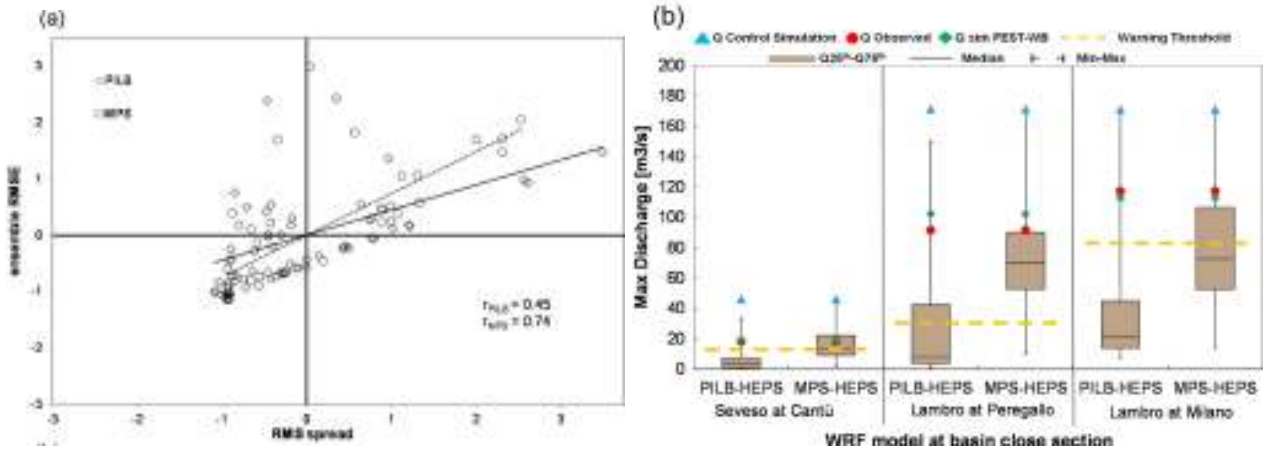


*Figura 32.15: Izquierda: Relación entre dispersión (*spread*) y error cuadrático medio para la predicción de dos casos de inundaciones que afectaron a la cuenca hidrológica de Milán (Italia). Derecha: Caudales máximos observados y simulados en tres puntos diferentes de los ríos Seveso y Lambro de la cuenca de Milán. El rango que abarcan las predicciones SPC hidrológicas se representan con un* diagrama de whiskers *(sec. 27.8.1 en la página 431). Los dos paneles ilustran la mayor habilidad de los SPC multimodelo generados con diversidad física (MPS) sobre aquellos que se basan en el escalado de predicciones globales (PILB).*

Por una parte, la respuesta hidrológica a pequeñas desviaciones en la localización de las precipitaciones previstas es altamente no lineal, lo cual amplifica muy rápidamente los errores en la predicción. Por otra parte, la respuesta en forma de caudal en la desembocadura de una cuenca hidrológica es muy sensible a la distribución espacial y temporal de la precipitación en la cuenca. La precisión espacial y temporal que demandan los modelos hidrológicos a los campos de precipitación predichos se sitúa claramente más allá de las capacidades actuales de los sistemas de predicción atmosférica. Todo ello no hace más que abundar sobre la necesidad de tratar las predicciones hidrológicas desde una perspectiva probabilista integral que incorpore información relativa a los errores en el propio producto de predicción.

En un intento por cuantificar la habilidad de SPC hidrometeorológicos en predecir inundaciones súbitas en el Mediterráneo occidental, RAVAZZANI Y COL. [518] contrastan la capacidad de un SPC generado a partir del reescalado de predicciones globales y otro basado en muestrear los errores del modelo mesoescalar a través de una estrategia multifísica.

Por la naturaleza no lineal de las diferencias entre las simulaciones del SPC multifísica, sus predicciones alcanzan valores de precipitación más grandes y con mayor variabilidad espacial y temporal. Ello supone a la postre una mejor estrategia de muestreo del abanico de escenarios de precipitación posibles y por tanto una mejor predicción desde múltiples perspectivas (Figura 32.15). RAVAZZANI Y COL. [518] obtienen una mejor calibración (o consistencia, sec. 15.8 en la página 228) del sistema, revelada por una mejor relación diversidad-error (*spread-skill*, sec. 15.8.2 en la página 229), en el SPC basado en multifísica. Además, el rango de descargas hidrológicas previstas por este sistema se asemeja a los caudales observados, y todavía más importante, el SPC multifísica genera una predicción que incrementa muy claramente las probabilidades de caudales superiores a los niveles de alarma y activación de protocolos de protección civil. Ello se evidencia en el panel derecho de la Figura 32.15 con el mayor peso que impone el SPC multifísica sobre los valores de caudal previsto superiores al umbral de alarma hidrológica.

Hasta la fecha, los intentos por incorporar los errores generados por el propio modelo hidrológico -de manera análoga a como se contemplan los errores del modelo meteorológicos a través de combinaciones multifísica o términos estocásticos- han sido muy limitados, al constatar que la diversidad de escenarios heredada a través del campo de precipitación es ya considerable.

32.5 Desafíos y oportunidades de futuro

Existen aún retos importantes que la investigación científica debe afrontar para comprender mejor la predecibilidad de los fenómenos meteorológicos mediterráneos y mejorar su predicción. Uno de los más fundamentales, por su calado teórico y por lo que implica de cambio de paradigma, es el abandono de la estrategia actual de usar los SPC como muestras estadísticas discretas de una distribución de probabilidad subyacente y pasar a conquistar el manejo de las distribuciones completas que caracterizan el estado atmosférico instantáneo y su evolución dinámica. En un horizonte más próximo, se debe hacer hincapié en la caracterización de las fuentes de error más determinantes de las predicciones de alta resolución. Por otra parte, los recientes desarrollos en materia de perturbaciones estocásticas en distintos términos del modelo numérico que simulan procesos físicos de pequeña escala, podrían significar un avance significativo en la protección de las comunidades mediterráneas ante los impactos de fenómenos meteorológicos extremos.

Predicción de medicanes

33

MARIA ANGELES PICORNELL ALOU Y JOAN CAMPINS PONS
D. T. en las islas Baleares, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Mon cor estima un arbre! Més vell que l'olivera,
més poderós que el roure, més verd que el taronger,
conserva de ses fulles l'eterna primavera,
i lluita amb les ventades que atupen la ribera,
com un gegant guerrer.

...

Oh! sí: que quan a lloure bramulen les ventades
i sembla entre l'escuma que tombi el seu penyal,
llavors ell riu i canta més fort que les onades,
i vencedor espolsa damunt les nuvolades
sa cabellera reial.

El pi de Formentor – MIQUEL COSTA I LLOBERA

Los sistemas de previsión meteorológica actuales encuentran su gran caballo de batalla en los fenómenos extremos, aquellos que ocurren con relativa poca frecuencia y los fenómenos adversos, aquellos que producen mayor impacto social y económico. Los fenómenos extremos no siempre son adversos y, viceversa, no todo fenómeno adverso es raro, pero tienen algo en común: la complicación e importancia especiales a la hora de predecirlos con el acierto y la antelación necesarios. Los sistemas de predicción por conjuntos (SPC) pueden ayudar a prever estos fenómenos enfocando la predicción de forma probabilista, especialmente si se desarrollan herramientas específicas basadas en ellos. En este capítulo presentamos una metodología desarrollada específicamente en AEMET para la previsión de un fenómeno adverso típicamente mediterráneo: los *mediterranean hurricanes* o *medicanes.*

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados en previsión de medicanes, mediterranean hurricanes o medicanes, ciclones mediterráneos y tiempo adverso, detección y trayectoria de ciclones, espacio de fases de ciclones.

Imagen parte superior: Imagen *True-Color* del sensor MODIS del satélite Aqua (NASA) del 7 de noviembre de 2014, aproximadamente a las 12 UTC, con un medicane entre Túnez y Sicilia. Imagen extraída de la aplicación de la NASA Worldview (https://worldview.earthdata.nasa.gov/), NASA/Goddard Space Flight Center Earth Science Data and Information System (ESDIS) project.

33.1 Los ciclones mediterráneos y el tiempo adverso

Desde el punto de vista meteorológico, el Mediterráneo es una región peculiar, diferente a otras regiones del mundo. Esto se debe principalmente a factores morfológicos y geográficos. En primer lugar se trata de un mar casi cerrado y relativamente cálido, rodeado de una compleja orografía, en la que se alternan elevadas cordilleras y estrechos valles, y a la presencia de golfos, islas y penínsulas de muy diversos tamaños. Todo ello tiene importantes consecuencias sobre los fenómenos atmosféricos porque propicia una gran variabilidad espacial y temporal, resaltando sobre todo las características mesoescalares (sec. 4.3.2 en la página 45). En segundo lugar, su posición geográfica coloca a la región bajo la influencia de diferentes circulaciones de gran escala, como las asociadas a las propias de latitudes medias o las circulaciones tropicales o subtropicales. Estas circulaciones de gran escala pueden verse modificadas por la morfología de la región y a su vez también pueden interactuar con las propias de menor escala espacial [374].

Entre las peculiaridades de la región mediterránea se encuentra su elevada capacidad de generar ciclones o de rejuvenecer a los ciclones que provienen de otras regiones, especialmente del Atlántico Norte, pero también del norte de África ([374] y cap. 32 en la página 537). Aunque el término ciclón en general se suele asociar a los ciclones tropicales, se utiliza de un modo más amplio como sinónimo de depresión, borrasca (si es grande e intenso), centro ciclónico, centro de baja presión o simplemente baja. En el Mediterráneo existen zonas preferentes de formación de ciclones (como el golfo de Génova o Chipre), así como trayectorias preferentes de movimiento de dichos ciclones [99]. Por lo que respecta al tamaño y la duración, los ciclones mediterráneos suelen ser menores que los ciclones atlánticos (predominando los de mesoescala o escala subsinóptica frente a la sinóptica) y de vida más corta (del orden de un día frente a varios días). Muchos de estos ciclones son poco intensos y de poco espesor vertical, como los ciclones a sotavento de las cordilleras o las bajas térmicas. Otros, menos frecuentes, son intensos y profundos y en muchos casos se trata de ciclones extratropicales típicos que se forman en la propia región o provienen de regiones próximas. Estos ciclones son de tipo frontal (aunque los frentes en el Mediterráneo son, a menudo, difíciles de identificar) y su mecanismo de formación o desarrollo es la inestabilidad baroclina. Finalmente cabe resaltar otro tipo de ciclón, en este caso pequeño pero muy intenso, que comparte algunas similitudes con los ciclones tropicales y que por este motivo se denominan ciclones casi-tropicales o *medicanes* (de *medi-terranean hurri-cane* [179]). Estos ciclones se forman sobre el mar y para su desarrollo adquieren la energía a partir de los flujos superficiales de calor sensible y latente y de la liberación de calor latente de las nubes convectivas. Por último, es importante señalar que los diversos mecanismos ciclogenéticos (orografía, inestabilidad baroclina, liberación de calor latente, etc.) pueden aparecer simultáneamente o en diferentes fases del desarrollo de un mismo ciclón mediterráneo [374].

En el Mediterráneo es conocida la relación que existe entre episodios de tiempo adverso y los ciclones y en muchas ocasiones estos episodios tienen un alto impacto social y económico [317]. En muchos casos se trata de ciclones relativamente grandes e intensos como por ejemplo el que afectó a Argelia y a la costa este española, sobre todo a las islas Baleares, entre el 9 y el 11 de noviembre de 2001. Este ciclón produjo intensas precipitaciones y vientos muy fuertes tanto en tierra como en el mar. En Argelia las inundaciones asociadas provocaron la muerte de centenares de personas y cuantiosas pérdidas materiales. En las Baleares también se produjeron importantes precipitaciones, pero los principales efectos fueron el fortísimo viento que causó graves desperfectos en zonas costeras [220] y se estima que en Mallorca arrancó un millón de árboles. Otro ejemplo, más próximo en el tiempo, lo encontramos en el temporal de lluvia, nieve, viento y olas que afectó principalmente a la Comunidad Valenciana y a Baleares en enero de 2017 (cap. 52 en la página 805). En otros casos, mucho menos frecuentes, el tiempo adverso está producido por pequeños e intensos ciclones, como por ejemplo los medicanes [517]. Más adelante trataremos de forma extensa un ejemplo de este tipo de ciclones (subsección 33.4 en la página 562).

Pero no solo los ciclones intensos mediterráneos están relacionados con el tiempo adverso. En ocasiones ciclones pequeños y poco intensos juegan un papel clave en episodios de lluvias intensas. Estos ciclones pueden canalizar o focalizar un flujo de aire cálido y húmedo que sirva como alimentación de las precipitaciones. Este sería el caso, por ejemplo, del récord de precipitación registrado en Oliva (Valencia) entre el 3 y 4 de noviembre de 1987 (cap. 44 en la página 663). Este marco conceptual se ha comprobado válido en muchos casos de lluvias fuertes en el Mediterráneo occidental, sobre todo en las regiones mediterráneas

españolas [316].

33.2 Predecibilidad de los ciclones mediterráneos

La predicción numérica está mejorando continuamente: aumenta la resolución de los modelos, se utiliza mayor número de observaciones (con lo que se mejoran las condiciones iniciales) y también progresan los métodos de asimilación y predicción de los mismos. Aún así, sabemos que en los episodios de baja predecibilidad el error de predicción de los modelos deterministas puede ser elevado. Por este motivo el uso de modelos probabilistas nos puede ayudar a mejorar la predicción y a cuantificar la incertidumbre que esta conlleva. Todo ello puede ser especialmente útil en los casos de tiempo adverso (caps. 12 en la página 163 y 13 en la página 173).

Una de las principales fuentes de error de los modelos numéricos es una insuficiente caracterización del estado inicial de la atmósfera (cap. 16 en la página 249). Este tipo de error se ve acentuado en el Mediterráneo debido a que una parte importante de esta región se sitúa sobre el mar y a que además amplias regiones cercanas a la misma también carecen de una buena cobertura de observaciones (por ejemplo el Atlántico Norte o el norte de África). Otro aspecto a tener en cuenta es cómo crecen estos errores. Así por ejemplo, en latitudes medias, en predicciones a medio plazo (entre 3-5 días) y a escala sinóptica el crecimiento de los errores está asociado (entre otras causas, aunque principalmente) a la inestabilidad baroclina y estos errores crecen sobre todo en los primeros días de predicción. De este modo las incertidumbres en las condiciones iniciales pueden situarse lejos de la región de interés, o en el caso de los modelos de área limitada incluso fuera de su dominio (en este caso las incertidumbres "entrarían" a través de las condiciones de contorno). Los errores asociados a la inestabilidad baroclina se ven incrementados por procesos en los que interviene la humedad. Los tipos y ritmos de crecimiento de los errores en las predicciones a corto plazo y para escalas menores son diferentes a los de escalas mayores, aunque de nuevo los procesos dinámicos relacionados con la humedad tienen un papel muy destacado (cap. 17 en la página 263).

En los últimos años se han realizado diversos estudios sobre el error y la predecibilidad de los ciclones extratropicales. Quizás el más importante es el que se desarrolló en el marco del proyecto TIGGE (cap. 26 en la página 393) en el que se compararon 9 ensembles globales (se puede consultar un resumen de los resultados en FROUDE, 2010 [210]). En el mismo se demuestra que el ECENS es el mejor SPC global a la hora de predecir la posición, la intensidad y la velocidad de propagación de los ciclones, aunque con importantes limitaciones. El ECENS muestra un mayor acierto a la hora de predecir la posición que la intensidad de los ciclones extratropicales. Además, el error en la posición es debido principalmente la velocidad de propagación (los ciclones previstos son más lentos que los analizados) y no tanto a la dirección. Como ocurre con la mayoría de ensembles, tanto el error como la predecibilidad de los ciclones extratropicales aumenta con el tiempo y en general la relación *dispersión-error* (sec. 15.8.2 en la página 229) muestra ser buena para la predicción de la trayectoria (el error aumenta al mismo ritmo que la dispersión) pero no para la intensidad, donde el error crece más rápido que la desviación estándar del SPC (es decir el modelo es *subdispersivo*).

Estas conclusiones son generales para latitudes medias y, por tanto, también son aplicables a los ciclones mediterráneos, aunque conviene señalar que estos estudios se centraron en los ciclones grandes (sinópticos o subsinópticos), móviles y de duración de varios días, es decir, se centraron en una fracción de los ciclones mediterráneos, aunque probablemente asociados a tiempo adverso. Por otro lado hay que tener en cuenta que estos estudios se realizaron con predicciones de hace unos años (antes del 2010) por lo que es muy probable que gracias a las mejoras realizadas en el ECENS, actualmente sus predicciones también hayan mejorado. Desgraciadamente en el ECMWF no existe todavía una verificación de la predicción de los ciclones extratropicales, pero sí la hay para los ciclones tropicales, tanto para el ECHRES como para el ECENS. Para los ciclones tropicales se comprueba una mejora a lo largo del tiempo en la predicción de su trayectoria y de su intensidad (mayor en la trayectoria) y para ambos modelos, sobre todo a partir del 2010 [252].

Hasta el momento nos hemos referido a la predicción probabilista realizada a partir de ensembles globales para predicciones a medio plazo de ciclones extratropicales. Nos podemos preguntar ahora cómo predicen los SPC, tanto globales como de área limitada y de medio o de corto plazo, los ciclones mediterráneos, sobre todo los más pequeños e intensos. Por lo que conocemos, no existe un estudio sistemático sobre los

errores en la predicción de los ciclones mediterráneos o sobre su predecibilidad. Un primer intento de estimar la habilidad para predecir ciclones mediterráneos a partir de modelos deterministas (primero para el año 1999, a partir del HIRLAM-INM de 50 km, y después para el 2006-2007, con ECHRES de 25 km de resolución) se realizó utilizando las herramientas de detección y seguimiento que se explican a continuación [498]. En estos trabajos se obtienen diferentes medidas (scores) de verificación (sec. 15.2.3 en la página 217) de los ciclones previstos respecto a los analizados y se evalúa el error para diversos rangos de predicción. Por otro lado sí existen muchos estudios de episodios concretos que exploran los diferentes aspectos que provocan mayores errores o aumentan mucho la incertidumbre de los ciclones mediterráneos. El capítulo 32 en la página 537, que trata sobre los SPC y el Mediterráneo, contiene algunas reflexiones sobre la predecibilidad de los ciclones mediterráneos en general y los medicanes en particular.

33.3 Predicción de ciclones a partir de modelos numéricos

33.3.1 Detección y trayectoria de ciclones

Durante las últimas décadas, el aumento de la resolución y la calidad de los modelos numéricos de predicción meteorológica ha posibilitado la descripción cada vez más precisa de estructuras atmosféricas de tamaño cada vez menor. Por otra parte, la ya mencionada relación de algunos centros ciclónicos con el tiempo atmosférico, y en particular su influencia en la localización e intensidad de ciertos fenómenos que pueden ser adversos, ha alimentado el interés en representar estas estructuras. Todo ello ha alentado el desarrollo de diversos procedimientos para identificar estructuras ciclónicas y seguir su trayectoria, de manera automática y objetiva, a partir de los campos meteorológicos proporcionados por los modelos numéricos. En estos procedimientos, desarrollados para diversas regiones geográficas, se han utilizado diferentes criterios para definir un ciclón y para determinar su trayectoria [453].

En Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) se desarrolló un procedimiento de detección y seguimiento de ciclones que afectan a la región mediterránea [98, 499]. En este método se identifica como ciclón un mínimo del campo de presión a nivel del mar con un cierto gradiente a su alrededor. Una vez identificado y, para seguir su trayectoria, se asume la hipótesis de que se desplaza dirigido por el viento a niveles medios. Se imponen unas condiciones de selección poco restrictivas, con el fin de detectar tanto ciclones mesoescalares intensos como pequeñas estructuras o ciclones poco intensos y poder analizar su influencia en el tiempo atmosférico. Esto provoca que un gran número de ciclones sean identificados en el Mediterráneo, algunos de ellos sin consecuencias relevantes. Estos criterios pueden modificarse para describir determinados tipos de ciclones, así como completarse con otros parámetros para describir su estructura tridimensional. De hecho a lo largo de estos años el procedimiento ha ido sufriendo una serie de modificaciones para adaptarlo a los diferentes modelos numéricos utilizados. Se han obtenido climatologías a partir del reanálisis ERA40 [618], se ha utilizado para obtener ciclones previstos a partir de modelos de predicción, principalmente deterministas, como el HIRLAM, con diferentes resoluciones, y el ECHRES, y a partir del modelo probabilista AEMET-SREPS en modo experimental.

Criterios para identificar un ciclón

- Se define como ciclón un mínimo de presión a nivel del mar, con $\Delta p \geq 0{,}5$ hPa/100 km al menos en seis de las 8 direcciones principales alrededor del mínimo. Para eliminar el ruido excesivo que presentan algunos campos derivados, como el de la vorticidad, se suaviza el campo de presión mediante un *filtro de* CRESSMAN [141], con un radio adecuado a la resolución del modelo utilizado.
- Definimos el dominio del ciclón como la región limitada por la línea de vorticidad geostrófica nula que lo rodea, y calculamos su radio medio y su circulación geostrófica. Si existe un núcleo cálido en la vertical del ciclón en la troposfera media, se calcula también su radio medio a partir de la línea de laplaciana nula de temperatura.
- Para determinar la trayectoria de los centros ciclónicos se utiliza un área de búsqueda elíptica orientada según el viento en 700 hPa.

33.3.2 El espacio de fases de los ciclones

Ante la diversidad de tipos de estructuras ciclónicas observados, cada uno de ellos con sus características propias, HART presenta en 2003 [268] una nueva herramienta que permite clasificar los ciclones a partir de su estructura térmica tridimensional, válida para todo el espectro de ciclones, desde ciclones puramente tropicales a ciclones extratropicales baroclinos.

Propone el denominado espacio de fases de los ciclones, EFC, (cyclone phase space, CPS, en inglés), en el que la posición que ocupa un ciclón, la fase del ciclón, informa de su tipología y su ciclo de vida puede ser analizado dentro de este espacio, proporcionando información sustancial sobre la evolución de su estructura.

Este espacio se construye a partir de tres parámetros: la asimetría térmica a niveles bajos (parámetro B), el viento térmico de nivel bajo (parámetro $-V_T^L$) y el viento térmico de la troposfera alta ($-V_T^U$).

El parámetro B informa de la naturaleza frontal del ciclón, propia de ciclones baroclinos, con fuerte gradiente de temperatura ($B > 10\,\mathrm{m}$), o de la ausencia de ella, como ocurre en los ciclones tropicales, térmicamente simétricos y con un valor de B próximo a cero.

Los otros dos parámetros, el viento térmico de nivel bajo (parámetro $-V_T^L$) y el viento térmico de la troposfera alta ($-V_T^U$), permiten distinguir si la estructura vertical corresponde a un núcleo cálido profundo (*warm-core*), es decir a un ciclón de tipo tropical, o si existe un núcleo frío (*cold-core*), propio de un ciclón extratropical. Se trata de un esquema simplificado y, por tanto, es difícil que pueda abarcar todos los casos posibles.

Para facilitar la visualización, el EFC se presenta mediante dos secciones trasversales, los llamados diagramas de fase (DF). En uno de ellos se representa B versus $-V_T^L$, y en el otro $-V_T^U$ versus $-V_T^L$. Se definen cuatro zonas en los DF, en las que se clasifican los diferentes tipos de ciclones, aunque no hay una separación estanca entre estas regiones.

El ciclo de vida completo del ciclón se define a partir de su trayectoria en los DF. Estos diagramas pueden incluir además información adicional referente a la profundidad y al radio del ciclón.

Si bien estos diagramas muestran características esenciales de los centros ciclónicos, para obtener una descripción completa de los mismos es necesaria información complementaria, como la suministrada por los productos de teledetección.

Parámetros del Espacio de Fases de los Ciclones (EFC)

HART [268] calcula estos parámetros descritos anteriormente en un círculo de 500 km de radio alrededor del centro ciclónico y recomienda utilizar un círculo variable que se ajuste al tamaño del ciclón.

Además, para ello examina dos capas troposféricas de igual masa: 900-600 hPa y 600-300 hPa. Para los ciclones mediterráneos, de menores dimensiones que los tropicales, utilizamos un círculo menor.

Si existe núcleo cálido a nivel medio, se utiliza su radio como radio del círculo de exploración. En caso contrario, utilizamos un círculo de 100 km de radio.

Consideramos también que en esta región las capas de exploración entre 925 y 700 hPa y entre 700 y 400 hPa se ajustan mejor al espesor de la tropopausa, menor en el Mediterráneo que en los trópicos [497].

- **Parámetro B**: para calcularlo se dividide el círculo por la bisectriz en la dirección de su desplazamiento. La magnitud de B se obtiene como la diferencia de espesor del estrato inferior entre el semicírculo a la derecha del movimiento y el de la izquierda. Este parámetro mide el gradiente de la temperatura media del estrato perpendicular al desplazamiento del ciclón.
- **Viento térmico en la baja troposfera**: $-\mathbf{V_T^L}$. Se calcula a partir del perfil vertical del gradiente de altura geopotencial en el estrato inferior.
- **Viento térmico en la troposfera medio-alta**: $-\mathbf{V_T^U}$. Esta medida ayuda a distinguir ciclones de núcleo cálido profundo (de tipo tropical) de los ciclones con núcleo cálido poco profundo (como las seclusiones cálidas o ciclones subtropicales).

Ciclones mediterráneos

$$B = \overline{(Z_{700} - Z_{925})|_L} - \overline{(Z_{700} - Z_{925})|_R}$$

$$\left.\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p}\right|_{925hPa}^{700hPa} = -|V_T^L|$$

$$\left.\frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p}\right|_{700hPa}^{400hPa} = -|V_T^U|$$

33.4 Un caso particular: Medicanes

Actualmente la comunidad científica está trabajando para conseguir una definición consensuada de lo que es un medicane y de qué características son esenciales para identificarlos. Se ha observado que los medicanes son pequeños ciclones que se desarrollan sobre el mar y afectan principalmente a zonas marítimas, islas y zonas costeras. Pueden provocar vientos muy fuertes, temporales marítimos e incluso inundaciones, resultado de lluvias muy intensas. Se los identifica por una estructura nubosa muy característica, con forma de espiral ciclónica, casi circular, con intensa actividad convectiva y con una zona central sin nubes, el *ojo* del medicane, que recuerda a los ciclones tropicales pero con un tamaño mucho menor. Algunas de estas características pueden evaluarse mediante las herramientas que acabamos de describir. En este apartado proponemos una definición objetiva de un posible medicane, o mejor de un «candidato» a medicane, a partir de las salidas de un modelo numérico. Así pues, definimos un posible medicane como un ciclón muy intenso, con un fuerte gradiente de presión, que presenta una estructura cálida simétrica y profunda. Este candidato deberá cumplir además otras condiciones que deberán evaluarse a partir de otras fuentes, como pueden ser los productos de teledetección.

Definición de medicane a partir de los campos de un modelo numérico

- Ciclón muy intenso, $\Delta p \geq 3{,}2$ hPa/100 km en al menos 6 de las 8 direcciones. Este gradiente corresponde aproximadamente a un viento geostrófico medio de unos 32 m/s.
- El ciclón debe tener una estructura térmica simétrica, es decir, $B < 10$ m.
- El ciclón debe presentar una estructura de núcleo cálido profunda, $-V_T^L > 0$ y $-V_T^U > 0$.

Si utilizamos las herramientas descritas hasta ahora con modelos numéricos de suficiente resolución, ya sean deterministas o probabilistas, podemos obtener una predicción objetiva y sistemática (basada en una descripción cuantificada, que permite una identificación objetiva de la tipología del ciclón) de los ciclones mediterráneos, y en particular de los medicanes. La predicción por conjuntos de los medicanes puede aportar una valiosa información sobre las posibles evoluciones que puede seguir el ciclón y de la probabilidad con la que podemos esperar cada una de ellas. Cada uno de los miembros del ensemble predice una evolución de ciclón, con lo cual tendremos tantas trayectorias posibles como miembros (por ejemplo como las que se muestran para el ECENS en la Figura 33.1 en la página siguiente). Esta información es especialmente útil al permitir aumentar la vigilancia en zonas que potencialmente pueden verse afectadas. Además, la gran cantidad de información suministrada a partir de los modelos probabilistas debe ser presentada de manera concisa y clara, resaltando las características predominantes pero sin dejar de mostrar los posibles valores extremos aunque tengan baja probabilidad. El mapa de la trayectoria prevista para un ciclón se convierte ahora en un mapa de densidad de trayectorias previstas, que nos informa de las zonas por las que puede pasar el ciclón con una cierta probabilidad. Las características del ciclón previsto, como su radio, el valor de la presión en el centro o su tiempo de vida, pasan a tener un rango de valores posibles y el espacio de fases presenta un abanico de evoluciones y transiciones previstas. Presentamos a continuación una serie de productos obtenidos para la predicción de un medicane que ha sido detectado y caracterizado a partir de los campos analizados y previstos del modelo ECHRES y por el ECENS. Se trata de productos similares a los desarrollados por el ECMWF para la predicción probabilista de ciclones tropicales ([492], sec. 27.7.4 en la página 428 y cap. 46 en la página 727).

Figura 33.1: Sellos de la trayectoria de los ciclones previstos por cada miembro del ECENS. La intensidad del ciclón en cada posición determina el color del círculo: débiles-moderados ($\Delta\, p\, <\, 1{,}5\ hPa/100\ km$) en verde, intensos ($1{,}5\, \geq\, \Delta\, p\, <\, 3{,}2\ hPa/100\ km$) en naranja y muy intensos ($\Delta\, p\, \geq\, 3{,}2\ hPa/100\ km$) en rojo.

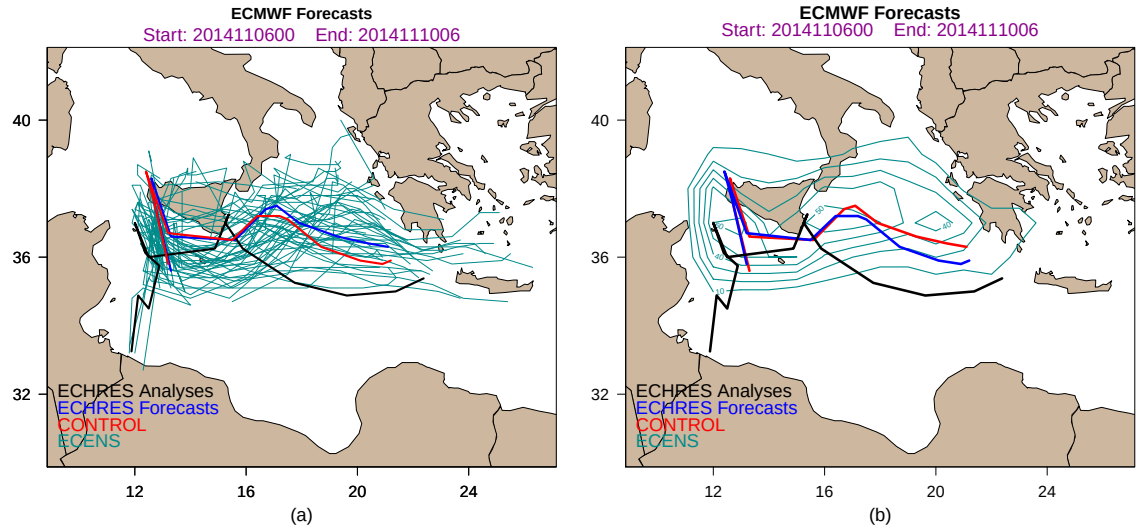


Figura 33.2: Izquierda: espaguetis correspondientes a las trayectorias previstas por los diferentes miembros del ECENS (32 km de resolución horizontal). Derecha: mapa de probabilidad de trayectorias. En ambas figuras se muestran las trayectorias previstas y analizadas por el ECHRES (16 km de resolución horizontal).

Se trata de un medicane, al menos en buena parte de su trayectoria, que afectó al Mediterráneo central los días 7 y 8 de noviembre de 2014, descrito en Carrió et al (2017 [107]). Su trayectoria y la evolución de la presión en el centro del ciclón se muestran en las Figuras 33.2 y 33.4 en la página siguiente. El ciclón se formó durante la madrugada del día 6 frente a la costa tunecina. Según el análisis del ECHRES, durante las primeras horas se desplazó hacia el norte y a partir de las 18 UTC profundizó rápidamente, con un caída de presión en su centro de 17.4 hPa en 18 horas. El ciclón cambió bruscamente de dirección para desplazarse hacia el SE describiendo un pequeño bucle. El valor más bajo de presión se alcanzó día 7 a las 12 UTC y en las horas siguientes se registraron fuertes vientos y lluvias intensas en las islas que encontró a su paso. En Malta se registraron rachas de viento que superaron los 42,7 m/s, y una caída de presión de 20 hPa en 6 horas, con un valor de presión de 985 hPa a las 16:45 UTC. En su trayectoria rodeó la isla de Sicilia y afectó a su costa oriental. En ese momento el ciclón empezó a debilitarse y se desplazó hacia el este.

Su evolución en los DF (ver Figura 33.6 en la página 567) revela la presencia de un núcleo cálido simétrico y profundo desde el día 7 a las 12 UTC hasta el día 8 a las 00 UTC, es decir, durante esas horas el ciclón puede ser clasificado como un medicane de acuerdo con la definición propuesta.

Las previsiones del ECHRES para ese día muestran la presencia de un ciclón en la zona (ver Figura 33.2). Como ya se ha mencionado, cada uno de los miembros del ECENS predice una evolución del ciclón, con lo que nos presenta 51 escenarios posibles (ver Figura 33.1 en la página anterior). Durante las primeras horas, en las que el ciclón es poco intenso, tanto el ECHRES como muchos miembros del ensemble detectan centros ciclónicos en la zona pero no los relacionan con el ciclón que detectan por primera vez el día 6 a las 18 UTC. Agrupamos en un mismo mapa las trayectorias de aquellos ciclones previstos por los diferentes miembros que son intensos en algún momento de su evolución (ver Figura 33.2 izquierda) y resaltamos la trayectoria prevista por el miembro de control del ECENS. Esta figura nos informa de la dispersión que existe en las trayectorias previstas. A partir del mapa de densidad de trayectorias cuantificamos la probabilidad de que el ciclón se desplace por una zona determinada que se muestra en la Figura 33.2 derecha. En ambas figuras añadimos también la trayectoria del ciclón analizado y la trayectoria prevista por el ECHRES, con el fin de compararlas. ECHRES y control prevén una trayectoria del ciclón muy parecida, que es similar a la analizada pero con algunas diferencias: está desplazada unos grados hacia el norte respecto a la analizada y si bien reproduce los bucles que recorre el ciclón, a partir de día 8 a las 00 UTC las velocidades de desplazamiento son diferentes, el ciclón se desplaza más lentamente en los campos previstos que en el analizado, lo que se refleja en un desfase longitudinal.

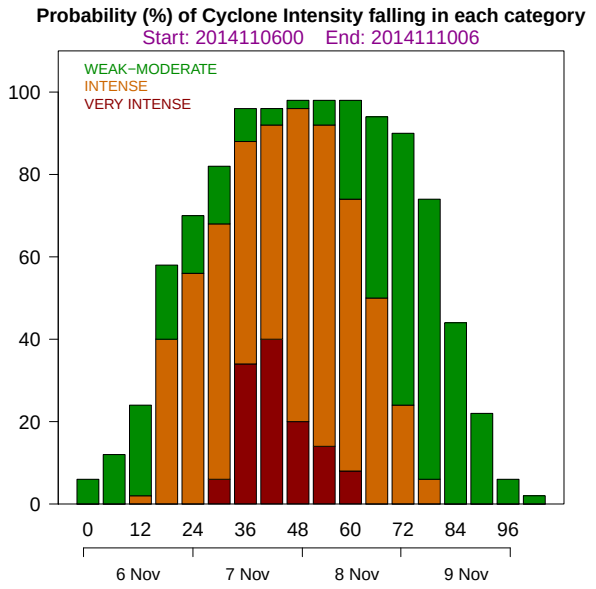


Figura 33.3: Probabilidad (%) de que la intensidad del ciclón previsto por el ECENS sea débil o moderada, fuerte o muy fuerte.

Las trayectorias previstas se alejan de la analizada a medida que aumenta el rango de predicción. En este caso la zona de mayor dispersión coincide con una zona marítima, lo que plantea algunas dudas sobre si el carácter marítimo propio de los medicanes supone una dificultad añadida a su predicción.

Clasificamos los ciclones en tres grupos según su intensidad y obtenemos un histograma que nos informa del número de miembros que detectan ciclón en cada periodo de predicción (probabilidad) así como de su intensidad (ver Figura 33.3). Durante las primeras y las últimas horas del ciclo de vida del ciclón, momentos en los que el ciclón es más débil, pocos miembros lo detectan. Más de un 40 % de los miembros del ensemble sí lo detectan entre H+18 y H+84, y más del 80 % entre H+30 y H+72. Por otra parte, para los momentos de mayor intensidad del ciclón, entre las 12 UTC del día 7 (H+36) y las 00 UTC del día 8 (H+48), el SPC predice un ciclón que será como mínimo intenso con una probabilidad de casi el 100 %, y con una probabilidad en torno al 30 % de que sea incluso muy intenso.

Los diferentes miembros del ensemble predicen un rango de valores posibles para las características del ciclón, como la presión en el centro, el máximo gradiente de presión o el viento térmico. En las Figuras 33.4 y 33.5 en la página siguiente se muestra la distribución de estos valores y de nuevo la comparamos con los valores analizados y con los previstos por el modelo de alta resolución.

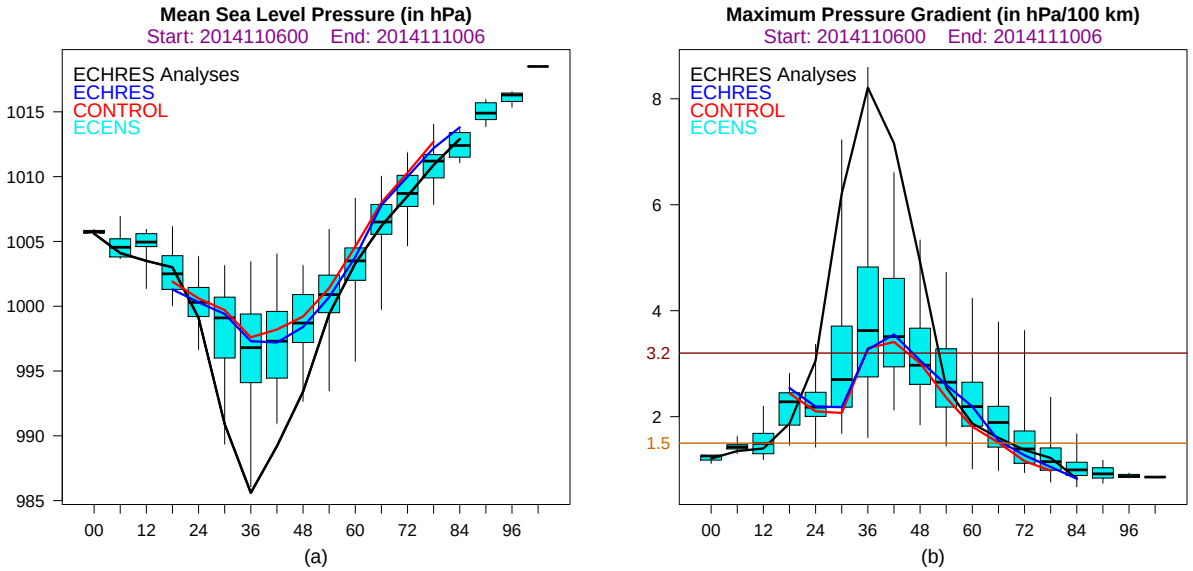


Figura 33.4: EPSgrama de la presión (izquierda) y el gradiente máximo de presión (derecha) para los 50 miembros perturbados del ECENS. El boxplot *muestra una caja rectangular cuyos bordes superior e inferior son el percentil 75 y 25 respectivamente y una linea horizontal en su interior que muestra la mediana. Las líneas verticales superior e inferior tiene como extremo los valores máximo y mínimo respectivamente. Se muestra también la evolución de estas variables prevista por el miembro de control y las prevista y analizada por el ECHRES.*

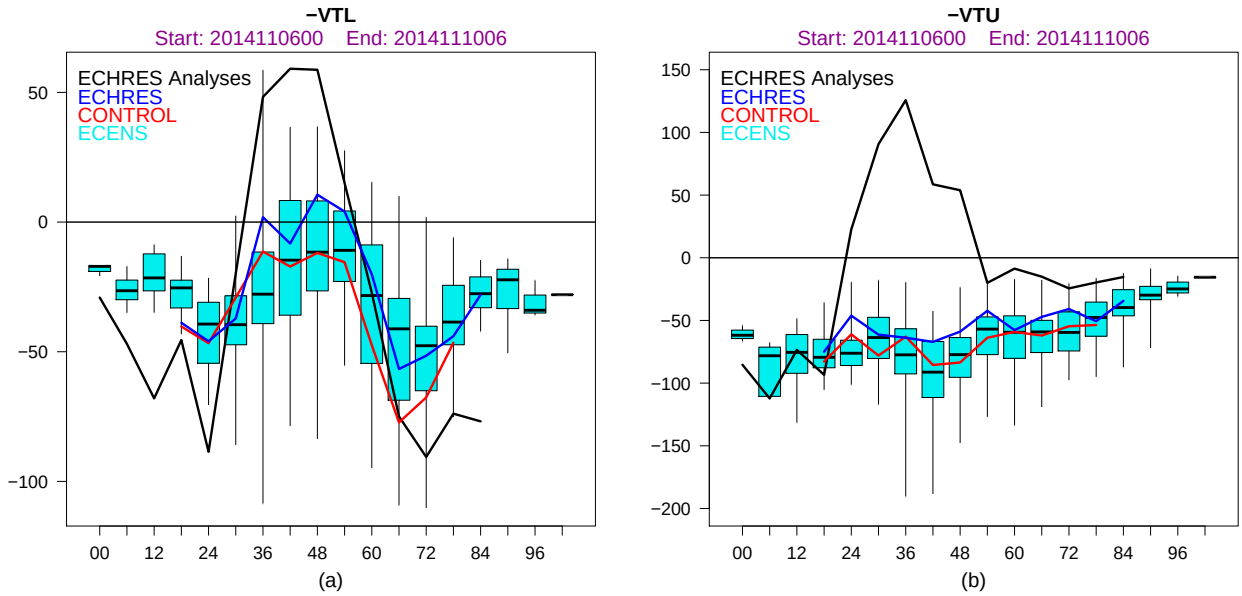


Figura 33.5: Como en la Figura 33.4 en la página anterior, ahora para el $-V_T^L$ (izquierda) y el $-V_U^L$ (derecha).

Los EPSgramas de la presión y de la intensidad muestran que los previstos son capaces de simular el periodo de máxima profundidad del ciclón, si bien la intensidad es mucho menor que la analizada. Algunos miembros del ensemble se aproximan más a los valores observados, incluso algún valor extremo (atípico, en inglés *outlier*) asigna un gradiente de presión mayor al analizado.

En este caso, la Figura 33.4 en la página anterior está informando de que se espera un ciclón que probablemente será muy intenso, con una caída de presión en su centro que puede ser de hasta 10 hPa en 36 horas y no descarta la posibilidad (con una probabilidad muy baja) de que sea aún mayor. Los valores previstos por el ECHRES son muy similares a los previstos por el miembro de control y aunque coinciden con el análisis en los momentos de máxima intensidad, no son capaces de predecir la severidad de la evolución del ciclón. No predicen correctamente la caída de presión que muestra el análisis, sino que prevén una variación de presión central mucho más suave, con más de 11 hPa de diferencia en el momento de menor presión.

En cuanto a la evolución de la estructura térmica del ciclón, según los EPSgramas de la Figura 33.5 y los DF en la Figura 33.6 en la página siguiente se prevé un ciclón simétrico pero de núcleo frío, excepto en un corto periodo de tiempo. Insinúa ligeramente el desarrollo del núcleo cálido de nivel bajo, pero sin conseguirlo. Algunos miembros son capaces de predecir un núcleo cálido a nivel bajo, pero en ningún caso con suficiente profundidad. Para estos parámetros sí se observa cierta diferencia entre el ECHRES y el miembro de control. El ECHRES simula un ciclón simétrico pero de núcleo frío, excepto en un corto periodo de tiempo en el que aparece un núcleo cálido somero, con valores muy inferiores a los analizados, que en ningún momento aparece en la evolución simulada por el control.

A la vista de estos resultados, podemos concluir que los modelos ECHRES y ECENS detectan la presencia del ciclón, principalmente en los momentos centrales de su ciclo de vida y son capaces de reproducir su trayectoria, aunque con algunos errores. Estos modelos identifican los momentos en los que el ciclón es más intenso, pero ni el ECHRES ni el miembro de control simulan la abrupta caída de presión en el centro del ciclón, ni los fuertes gradientes de presión que la acompañan. Sólo un pequeño porcentaje de miembros del ensemble avisa de la posibilidad de desarrollo de un ciclón de intensidad extraordinaria. En cuanto a la predicción de la estructura térmica del medicane, solamente algunos miembros del ensemble (no el control) y en menor medida el ECHRES son capaces de predecir un núcleo cálido en la capa baja, poco marcado y de corta duración, y en ningún caso en la capa alta. Sin duda este es uno de los aspectos a mejorar. Todo ello muestra que, a pesar de las limitaciones que tienen ambos modelos, solamente la predicción probabilista alerta, aunque asignándole baja probabilidad, de la posible formación de un ciclón extraordinariamente intenso con algunas características propias de un medicane.

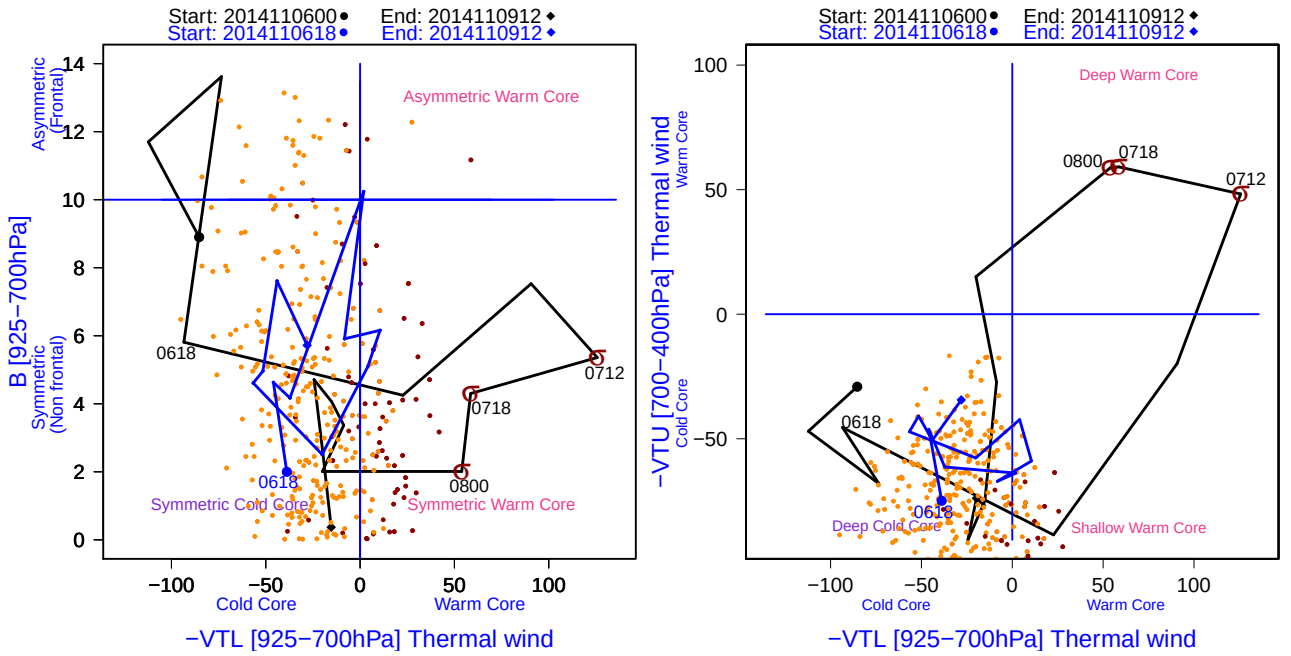


Figura 33.6: Diagramas de fase I y II. Se muestra la evolución analizada (en negro) y prevista (en azul) por el ECHRES. Los puntos corresponden a los ciclones previstos por el ECENS en el momento que son intensos (en naranja) o muy intensos (en rojo). El símbolo σ indica que el ciclón se identifica como medicane.

33.5 Conclusiones

En este capítulo hemos mostrado diferentes procedimientos para detectar, seguir y caracterizar de una manera objetiva los ciclones mediterráneos a partir de modelos numéricos. Estas herramientas se pueden aplicar tanto a los campos analizados como previstos. El análisis puede suponer una buena aproximación a la "realidad" y puede utilizarse tanto para el diagnóstico como para la verificación de las predicciones, tanto deterministas como probabilistas.

La predicción de los ciclones mediterráneos relacionados con tiempo adverso puede ser muy útil para los encargados de realizar las predicciones y de emitir avisos. La ventaja de utilizar las predicciones probabilistas sobre las deterministas está suficientemente explicada en este libro y supone un reto a la hora de mostrar de forma clara y concisa la enorme cantidad de información que contiene.

Hoy en día existen muchos productos destinados a la predicción de los ciclones, sobre todo los tropicales. Aquí se presentan algunos de los posibles productos que se pueden utilizar para la predicción de los ciclones mediterráneos en general, aunque nos hemos centrado en un tipo particular de ciclones como son los medicanes. Para ello hemos utilizado el ensemble global del ECENS y lo hemos hecho para un caso de 2014. El ECENS ha mejorado desde entonces, por ejemplo ha aumentado su resolución horizontal de 32 a 18 km, por lo que seguramente también ha mejorado la predicción de este tipo de ciclones pequeños e intensos.

A la vista de este único caso, podemos aventurar que los modelos que hemos utilizado hasta el momento son capaces de predecir de manera aceptable (aunque mejorable, dada la diferencia que hay con el análisis; en cuanto a estructura térmica, no se ha realizado un estudio exhaustivo con ECENS) la intensidad y la trayectoria de ciclones muy intensos de pequeñas dimensiones, aunque tendremos que esperar a disponer de modelos aún mejores para poder predecirlos de manera adecuada, en especial su estructura térmica y sus posibles transiciones tropicales o extratropicales. Por ejemplo, la predicción retrospectica realizada con el modelo WFR y tomada como control en Carrió et al., 2017 [107], da una predicción de intensidad más exacta que ECENS para el caso presentado. La resolución (32 km ECENS, 2 km WRF) juega un papel fundamental.

Aplicar estas herramientas utilizando el nuevo SPC que se está desarrollando en AEMET, el AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339), puede resultar idóneo para simular posibles ciclones mediterráneos y, especialmente, para la predicción de medicanes, dado que jugarán a favor tanto el factor resolución horizontal como el factor enfoque probabilista.

Métodos probabilistas para previsión de rayos 34

JOSÉ ANTONIO SOSA CARDO
Delegación territorial (DT) en Andalucía, Ceuta y Melilla, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Las tormentas eléctricas son las más extendidas y comunes, son además muy peligrosas y costosas. Se calcula que en todo momento estan descargando 2000 tormentas eléctricas sobre la superficie de la Tierra, generando unos 100 rayos por segundo. Cada día hay cerca de 45 000 tormentas o casi 16 millones en un año. De éstas, 100 000 azotan los EE. UU., con Florida a la cabeza de la clasificación. Su elevado número las convierte en el principal regulador del balance calorífico de la tierra. Cada año mueren 100 norteamericanos y casi 250 resultan gravementes heridos.
>
> *Las tormentas* – JON ERICKSON

Los rayos son fenómenos meteorológicos adversos presentes en las tormentas. La predicción de este tipo de fenómenos con impacto en la actividad humana, es tan importante como difícil. Por un lado, los sistemas de predicción por conjuntos (SPC) aportan, en este contexto, un enfoque muy fructífero que, entre otras ventajas, permite el desarrollo de herramientas específicas. Por otro lado, la actividad eléctrica está muy relacionada con el *graupel* (nieve granulada) y esa relación permite aprovechar la modelización de la convección profunda y el graupel para estimar la actividad eléctrica asociada. Presentamos en este capítulo una herramienta para la previsión probabilista de rayos basada por un lado, en esa relación graupel-rayos y, por otro, en los SPC. Esta herramienta, probada experimentalmente en AEMET en predicción, con excelentes resultados.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la previsión de descargas eléctricas, actividad eléctrica y graupel, ensemble de hombre muy pobre, modelo HARMONIE-AROME.

Imagen parte superior: Rayo en Cumulonimbus arcus. Añover de Tajo (Toledo), hacia el norte, 14 de mayo de 2013, a las 20:18. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

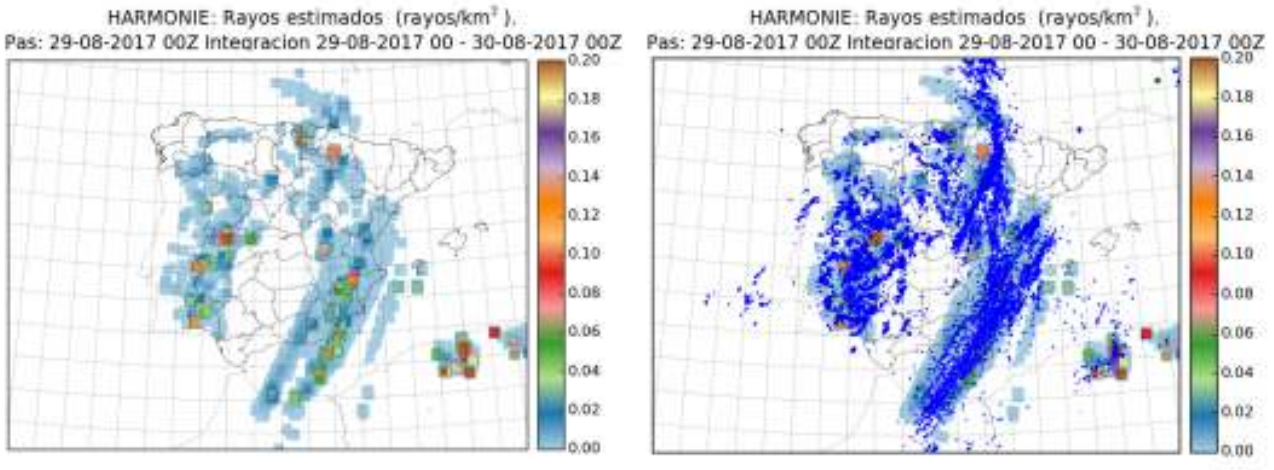


Figura 34.1: Izquierda: rayos estimados para el día 29-08-2017 (intervalo 00 UTC - 00 UTC) con la pasada de las 00 UTC del mismo día 29 de HARMONIE-AROME. Derecha: similar a la figura anterior, pero con los rayos observados en el día 29-08-2017 (intervalo 00 UTC - 00 UTC) superpuestos. El parecido de ambos patrones espaciales es notable.

34.1 Fenómenos adversos

Las predicciones de fenómenos meteorológicos adversos son elemento clave en todo sistema de previsiones meteorológicas. Estos fenómenos son los de más impacto social y económico, mientras que también son los más complicados para dar predicciones acertadas con la antelación necesaria. Los sistemas de predicción por conjuntos (SPC) se fraguaron por la dificultad de los modelos deterministas en dar predicciones acertadas en los casos extremos. Los fenómenos extremos no son siempre adversos y viceversa: no todo fenómeno adverso es extremo, pero hay una relación entre ambos. Los predictores del tiempo encuentran grandes ventajas usando SPC pues de forma natural pueden enfocar la predicción desde un punto de vista probabilista. Pero las ventajas no terminan ahí: pueden desarrollarse herramientas especiales, basadas en SPC, específicas para la previsión de fenómenos meteorológicos adversos. Se muestra aquí uno de los ejemplos emergentes de este tipo de herramientas: previsión probabilista de rayos basada en la relación entre actividad eléctrica y graupel, una herramienta probada experimentalmente en las unidades de predicción de Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) con muy buenos resultados.

34.2 Actividad eléctrica y *graupel*

La actividad eléctrica en la atmósfera es ya de por sí un fenómeno que puede causar daños importantes sobre personas y bienes. Además su formación va ineludiblemente ligada a nubes convectivas del tipo cumulonimbo, que suelen llevar asociados otros fenómenos que pueden ser también dañinos, como por ejemplo granizo, lluvias torrenciales, frentes de racha, tornados o fuertes corrientes verticales.

Los modelos no hidrostáticos de predicción numérica suponen una gran mejora en la modelización de la convección profunda respecto a los modelos hidrostáticos, ya que en los últimos la convección en la atmósfera estaría inhibida (caps 10 en la página 137 y 17 en la página 263). Estos modelos no hidrostáticos suelen incorporar una microfísica más rica y sofisticada, modelizándose distintos estados del agua en la atmósfera. Uno de los estados que tiene un interés especial en el pronóstico de tormentas es el llamado granizo blando, nieve granulada o graupel, que juega un papel fundamental en uno de los principales mecanismos de separación de cargas eléctricas en la atmósfera, el mecanismo denominado «graupel-ice» [501]. Existen varios trabajos que correlacionan la presencia de graupel con la actividad eléctrica observada, de forma que puede utilizarse el graupel como un pronosticador de actividad eléctrica. [354, 413, 576, 664].

Con el objeto de dar una primera idea cualitativa de cómo se comporta el pronóstico de rayos basado en el graupel para casos reales relevantes, hemos escogido un día del pasado verano con episodios tormentosos importantes, es decir, con intensa actividad eléctrica en la atmósfera: el día 29 de agosto de 2017. Ofrecemos en la Figura 34.1 mapas de rayos previstos y rayos observados para el día en cuestión. Puede observarse que los patrones espaciales previstos, sin ser

exactamente iguales a los observados, dan una muy buena aproximación.

34.3 Un sólo modelo: ensemble de hombre muy pobre

Cuando no es posible contar con un ensemble completo con un número de miembros suficiente y que explore las distintas fuentes de error en la modelización atmosférica, generalmente la forma de abordar la predicción probabilista es utilizar lo que se denomina *ensemble del hombre pobre* (*poor man's ensemble* o, abreviadamente, *PME,* [166, 509]). Es un ensemble construido con las salidas de distintos modelos de predicción numérica. Esta aproximación explora tanto las posibles desviaciones en el pronóstico debidas a incertidumbres en las condiciones iniciales como las debidas a distintas implementaciones de la física en cada uno de los modelos. La principal desventaja suele ser el número limitado de miembros disponibles y, a menudo, la heterogeneidad en su dominio, naturaleza y parámetros.

En el caso de modelos no hidrostáticos, que suelen necesitar una gran cantidad de cálculo, el área a modelizar se reduce espacialmente para ser capaces de ejecutar la pasada a tiempo, siendo bastante probable que encontremos que el área de interés la cubre sólo un modelo, lo que no permite ni siquiera construir un PME, lo que nos obliga a intentar formar un ensemble desde otra perspectiva.

A corto plazo se pueden utilizar las pasadas ejecutadas con anterioridad de un mismo modelo, para nuestra área de interés, lo que nos permite construir un pequeño ensemble con las pasadas anteriores de nuestro modelo que cubren temporalmente la ventana de pronóstico de muy corto plazo, lo que se denomina *Time Lagged Ensemble* [386].

Pongamos como ejemplo el modelo HARMONIE-AROME [40] de AEMET, que se ejecuta cada seis horas (0, 6, 12 y 18 UTC) con un alcance de +48 horas. Esto nos daría un total de 8 miembros para las seis primeras horas de pronóstico, 7 para las siguientes seis horas, 6 para las siguientes y así sucesivamente.

La principal desventaja para esta aproximación es que los miembros que lo componen no serían exactamente equiprobables: serían no equiprobables en una cuantía desconocida (la equiprobabilidad es un aspecto crucial en el diseño de SPC, ver sección 13.7.2 en la página 199), además del número limitado de miembros disponibles. Salvando este hecho sería razonable pensar que las pasadas anteriores a la última disponible pueden aportar información de interés para el pronóstico en caso de que dispongamos de un sólo modelo para un área espacial determinada.

Para visualizar de qué forma la información generada por pasadas anteriores puede aportar información adicional podemos tomar como ejemplo la estimación de la densidad espacial de rayos generada a partir del campo de graupel integrado en la vertical del modelo no hidrostático HARMONIE-AROME de AEMET para las 11 UTC del día 31 de julio de 2015 en el centro peninsular. La pasada más próxima a ese momento es la de las 06 UTC, y su salida se muestra en la Figura 34.2, donde se representa la densidad espacial de rayos. Vemos que se pronostica actividad eléctrica sobre la confluencia de las provincias de Zaragoza, Soria y Guadalajara y, algo menos, en las provincias de Ávila y Cuenca.

En los distintos pronósticos para esa misma hora correspondientes a pasadas anteriores, mostrados en la Figura 34.3 en la página siguiente, podemos ver que también se pronostica actividad eléctrica en zonas cercanas pero claramente no en las mismas zonas ni con la misma intensidad.

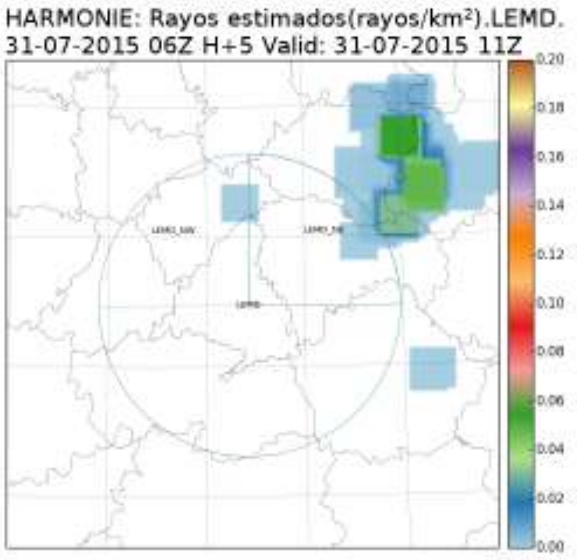


Figura 34.2: Pronóstico para las 11 UTC con la pasada de las 06 UTC de HARMONIE-AROME.

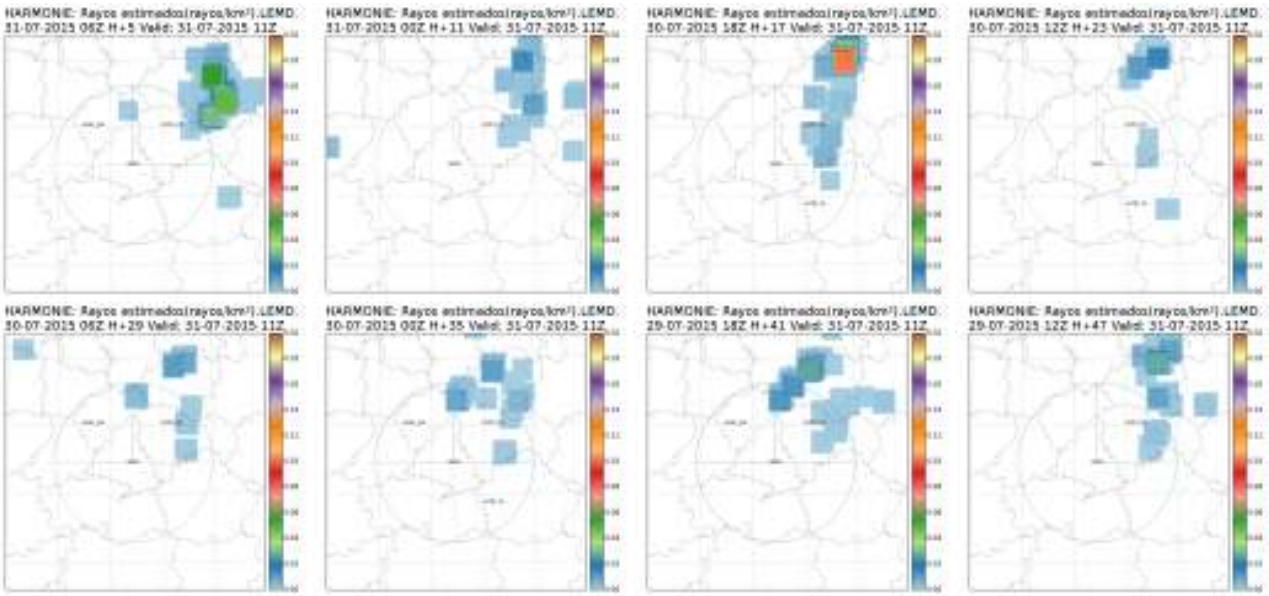


Figura 34.3: Pronóstico para las 11 UTC con la pasada de las 06 UTC y otras siete pasadas anteriores de HARMONIE-AROME.

Podemos construir un mapa que en cada punto nos represente el porcentaje de pasadas que han pronosticado algún tipo de actividad eléctrica en dicho punto, con idea de representar el grado de consenso entre las distintas pasadas, porcentaje que, con la interpretación adecuada, representa una probabilidad. Superponiendo las observaciones detectadas por la red de descarga de rayos de AEMET en puntos azules podemos comparar ambos patrones. (Figura 34.4).

Podemos observar que la rama de rayos superior que apenas era esbozada por la última pasada disponible, sí que ha sido «visualizada» por pasadas anteriores. Vemos también que la actividad esbozada por la pasada más reciente en la provincia de Cuenca al final no ha tenido reflejo en las observaciones, sin embargo la de la provincia de Ávila, que cuenta con mayor grado de consenso sí que ha sido observada.

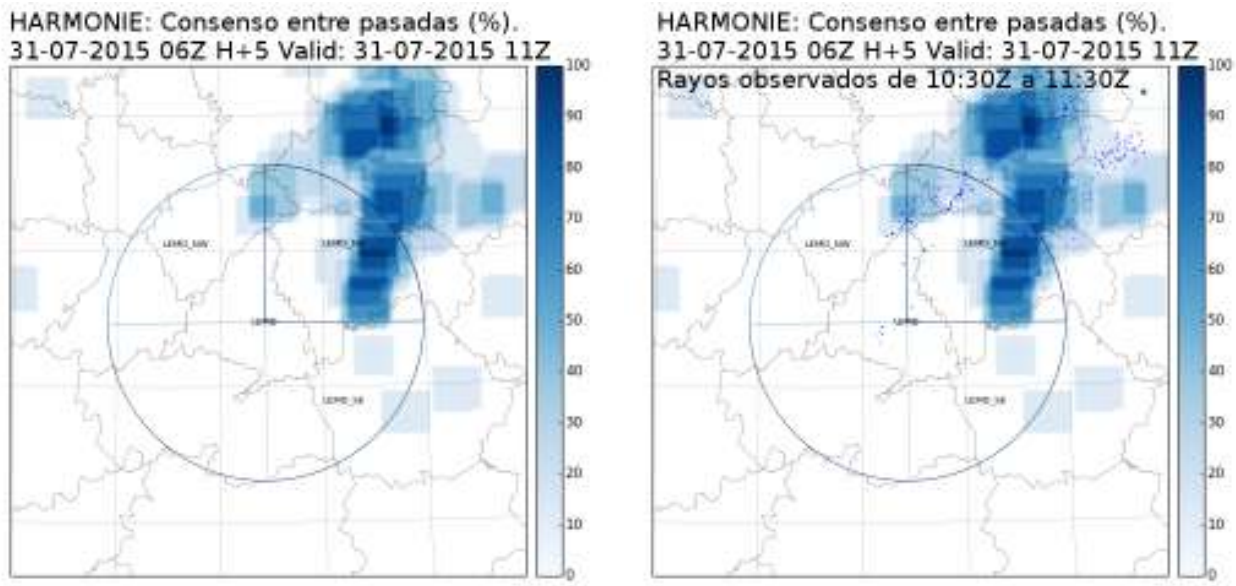


Figura 34.4: Izquierda: Pronóstico de «consenso» para las 11 UTC con las 8 pasadas citadas en la Figura 34.3 de HARMONIE-AROME. Derecha: Superposición del pronóstico de «consenso» con las correspondientes localizaciones de rayos observados (puntitos azules).

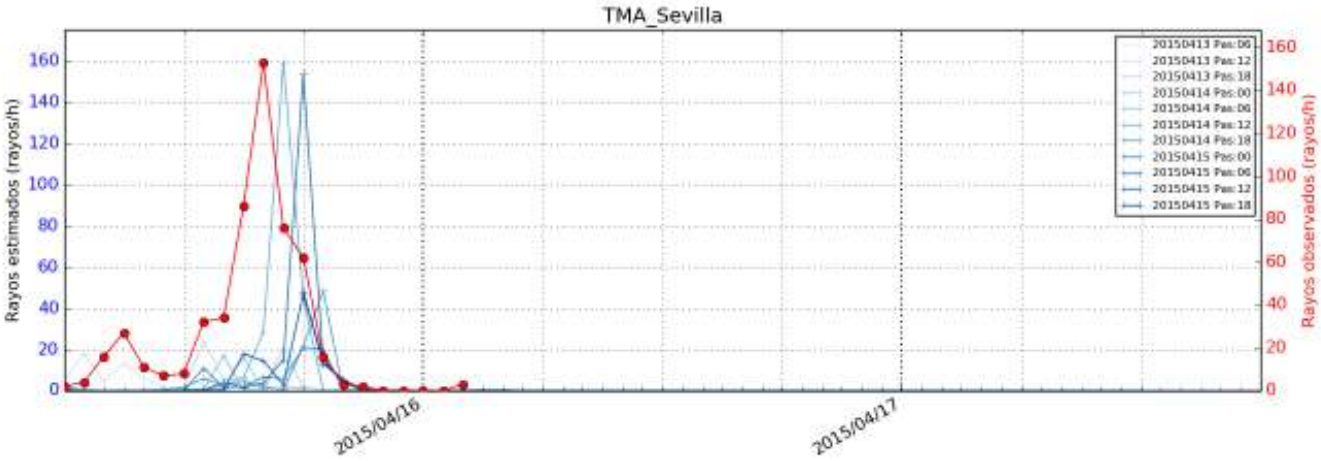


Figura 34.5: Diagrama temporal de intensidad de rayos (número de rayos por hora) en el TMA de Sevilla, comparando los estimados en azul con los observados en rojo (ver texto).

Cabría destacar también que ha habido observaciones en el interior de la provincia de Madrid, que no han sido pronosticadas por ninguna de las pasadas disponibles.

No todo lo que se modeliza llega a observarse, ni todo lo que se observa se ha modelizado adecuadamente, ni por el ensemble ni por ninguno de los miembros individuales; sin embargo, cualitativa e intuitivamente, se aprecia un mejor acuerdo con las observaciones por parte del ensemble.

También podríamos representar en un diagrama temporal la magnitud pronosticada por nuestro modelo integrada en un área espacial determinada, Figura 34.5. Se representa en los distintos tonos de azul la cantidad de rayos pronosticada por el modelo HARMONIE-AROME de AEMET para el área de control de la Terminal de Sevilla (*Terminal Manoeuvring Area*, abreviadamente *TMA*, es un término referido en aviación al espacio aéreo controlado de gran volumen), en rojo se representan las observaciones por la red de detección de descargas de AEMET. En el eje horizontal se representa la línea temporal.

Vemos, lógicamente, que no todas las pasadas pronostican de igual forma el fenómeno observado, o mejor dicho, ninguna de las pasadas del modelo ha sido capaz de reproducir con plena exactitud lo que después se ha observado.

Sin embargo, la envolvente de todas la pasadas parece aproximarse más a lo ocurrido. Y es eso lo que, con un sentido crítico y realista, se pretende.

34.4 Conclusiones

Los modelos numéricos de predicción del tiempo producen errores que dependen del tipo de fenómeno a pronosticar, siendo la convección profunda uno de los fenómenos en los que los errores espaciales y temporales pueden ser mayores. Por otro lado, la convección puede llevar asociada actividad eléctrica.

Hemos visto cómo la variable de pronóstico granizo blando o graupel puede utilizarse para la estimación de la actividad eléctrica. Esta actividad, asociada a una de las variables pronosticadas por el modelo relacionada con la convección profunda, no es pronosticada con exactitud en el tiempo y en el espacio, o incluso puede pronosticarse y no tener lugar, o lo contrario, producirse y no haberse pronosticado. Hay que tener en cuenta también que los sistemas de observación no son perfectos y pueden darse fenómenos que éstos no hayan sido capaces de captar y viceversa. En estas circunstancias, para simular fenómenos convectivos es natural utilizar una aproximación probabilista, por ejemplo tipo ensemble, que trate de representar las incertidumbres en la modelización atmosférica.

Hemos visto también cómo todas las pasadas disponibles de un mismo modelo pueden aportarnos información sobre lo que puede ocurrir y, en primera aproximación, puede utilizarse un ensemble de hombre pobre construido utilizando estas pasadas de un mismo modelo (técnica denominada time lagged ensemble). Los miembros de un ensemble de este tipo no pueden en principio considerarse exactamente equiprobables. Dicho problema podría solucionarse

asignando pesos a cada miembro, pesos que obviamente habría que cuantificar de forma objetiva [386]. Podemos concluir que un sistema de predicción por conjuntos de este tipo puede aportar información tremendamente útil a un coste relativamente bajo, pues es suficiente con usar las pasadas más recientes del modelo de que se disponga, en los casos presentados HARMONIE-AROME de AEMET.

La experiencia del personal de AEMET responsable de la predicción del tiempo a corto y muy corto plazo en el uso de esta herramienta es muy positiva y, en la actualidad (2017), es una de las informaciones imprescindibles para la previsión de actividad tormentosa asociada a la convección.

Una aplicación de los sistemas de predicción por conjuntos para avisos meteorológicos

35

JUAN PABLO SIMARRO GRANDE
Delegación territorial (DT) en Valencia, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Estar alerta, he ahí la vida;
yacer en la tranquilidad, he ahí la muerte.

OSCAR WILDE

Los sistemas de predicción por conjuntos son herramientas de vital importancia para la emisión de avisos meteorológicos. Dada su naturaleza, pueden explorar el espacio de estados atmosféricos posibles ofreciendo un abanico de escenarios meteorológicos, algunos de los cuales pueden dar lugar a fenómenos adversos. Pero la cantidad de información que brindan los SPC es ingente, por lo que es de vital importancia condensarla con métodos de síntesis adecuados sin perder información relevante. En este capítulo presentamos una aplicación informática desarrollada en AEMET que, basándose en estos principios, ofrece a los predictores del tiempo una serie limitada de mapas que les permite tomar decisiones en tiempos reducidos.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la gestión de emisión de avisos meteorológicos, avisos meteorológicos, herramienta de predicción probabilista para avisos meteorológicos.

Imagen parte superior: Cumulonimbus capillatus incus. Parque Juan Carlos I, Madrid, hacia el este, 7 de septiembre de 2004, a las 19:53. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

35.1 Introducción

Los *sistemas de predicción por conjuntos* (SPC) proporcionan gran cantidad de información: para un sólo lugar y para cada uno de los parámetros meteorológicos de interés el sistema proporciona un conjunto de predicciones distintas, 51 en el caso del ECENS [434] (sec. 19.3 en la página 299) del ECMWF (cap. 19 en la página 295). Es interesante disponer de herramientas que analicen automáticamente las predicciones de cada miembro del SPC y reduzcan el volumen de información adecuadamente, para hacerlo más accesible al predictor o usuario final. Existen varias formas de reducir esta información y los métodos difieren en función del objetivo que se persiga. En el caso de la elaboración de un aviso meteorológico por un fenómeno adverso, importa conocer cuán extremos o normales son los valores predichos por el SPC. El *Extreme Forecast Index* (EFI, [358], sec. 27.7 en la página 425) compara la distribución predicha por el ECENS con la distribución de la climatología del propio ECENS. Este indicador es útil, ya que destaca las situaciones poco probables y, por tanto, potencialmente adversas.

En este capítulo se describe una aplicación relativamente sencilla. A diferencia de indicadores como el EFI, que hace uso de la climatología del SPC, se hace la suposición de que se dispone de un SPC calibrado, que puede usarse directamente en la predicción de fenómenos adversos, en particular viento, temperaturas extremas, lluvia y nieve. En el caso de estudio que incluimos al final del capítulo se usan las predicciones directas del ECENS, pero el mismo esquema puede aplicarse a cualquier otro tipo de SPC, calibrado mediante un postproceso o no. Se trata de resumir las predicciones de un SPC, orientando el resultado a proporcionar una ayuda en la elaboración de un aviso meteorológico. Para ello se tendrán en cuenta los umbrales que definen cada uno de los niveles de aviso (amarillo, naranja y rojo) en cada una de las zonas previamente definidas y para cada uno de los fenómenos considerados.

El capítulo comienza explicando someramente qué es un aviso meteorológico. En la siguiente sección se comenta qué parámetros se calculan en la aplicación a partir de las predicciones del ECENS, relacionados con la probabilidad de ocurrencia, la extensión del área afectada, el nivel máximo de aviso esperado y el más plausible. Finalmente, se ilustra la herramienta analizando brevemente un caso concreto, la borrasca ANA, que afectó principalmente a la mitad norte peninsular durante los días 10 y 11 de diciembre de 2017.

35.2 Avisos meteorológicos

Los avisos meteorológicos para el público en general se limitan a un número de supuestos. En el Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos (Meteoalerta [3], cap. 41 en la página 635) se contemplan: lluvias, nevadas, vientos, tormentas, temperaturas extremas, fenómenos costeros (viento y mar), polvo en suspensión, aludes, galernas cantábricas, *risagas* en Baleares, nieblas, deshielos, olas de calor y de frío y tormentas tropicales.

Los niveles de aviso se asocian a colores, lo que permite una fácil lectura. Los colores corresponden a distintos niveles de riesgo: el verde indica situaciones en las que no se prevé riesgo y el amarillo, naranja y rojo significan riesgo bajo, importante o extremo. Concretando algo más, el nivel amarillo no indica riesgo para la población general, pero sí para alguna actividad concreta. El naranja indica riesgo de fenómenos meteorológicos no habituales y con cierto grado de peligro para actividades usuales. El rojo indica riesgo de fenómenos de intensidad excepcional y con un riesgo para la población muy alto.

Los niveles de aviso se determinan mediante umbrales que en algunos casos dependen de la zona y en otros no. En la actual versión de Meteoalerta, los avisos con umbrales zonificados son los de temperaturas máximas y mínimas, lluvias, nevadas y vientos. Estos umbrales están publicados (por ejemplo en la página web de Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), `http://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/avisos/plan_meteoalerta/umbrales_niveles_aviso.pdf`).

Los niveles de aviso se establecen tratando de armonizar dos criterios: en primer lugar el nivel de adversidad, en función del peligro que pueda derivarse de una determinada situación meteorológica y, en segundo lugar, la climatología, ya que las situaciones de aviso deben ser poco frecuentes desde el punto de vista del clima. Es decir, un aviso rojo debe ser, al mismo tiempo, adverso y poco frecuente. Por ejemplo, en el Prepirineo de Barcelona se dan nevadas frecuentemente, mientras que en Sevilla no. El nivel de peligro, para una misma cantidad de nieve acumulada, es mayor en Sevilla que en el Prepirineo de Barcelona, porque la actividad humana se adapta al clima. Por tanto, los niveles de aviso tienen un grado de arbitrariedad a

tener en cuenta, ya que a veces no es fácil establecer ese equilibrio entre el peligro del aviso y la frecuencia de ocurrencia. Continuando con el ejemplo, los umbrales de aviso (amarillo, naranja y rojo) de nieve acumulada en 24 horas son 2, 5 y 20 cm para Sevilla y 5, 20 y 40 cm para el Prepirineo de Barcelona. Por tanto, una nevada de 5 cm supone un aviso amarillo en el Prepirineo de Barcelona y naranja en Sevilla.

En los avisos que emite AEMET se señala el grado de probabilidad de ocurrencia del fenómeno adverso. Se hace mediante tres tramos de probabilidad de ocurrencia: por debajo del 10 %, entre 10 % y 40 %, entre 40 % y 70 %, y más del 70 %, que se pueden calificar como improbables, posibles, probables y muy probables, respectivamente. La probabilidad de ocurrencia de un fenómeno puede estimarse con un SPC, dividiendo el número de predicciones positivas entre el total de predicciones. Así, si en una predicción de un SPC de 51 miembros, como el ECENS en su configuración actual, hay 15 miembros que predicen la superación de un determinado umbral de aviso, se estima que habrá una probabilidad del 29 % de que efectivamente así suceda. Esto, claro está, en el supuesto de que el ECENS sea un sistema de predicción bien construido y que todos sus miembros sean equiprobables (sec. 13.7.2 en la página 199).

Además de la probabilidad de ocurrencia, es interesante conocer la extensión del área afectada. El área afectada por un determinado fenómeno adverso es uno de los criterios que se tienen en cuenta a la hora de decidir emitir un aviso. En general, el aviso no se emite, o se reduce el nivel de adversidad, si el fenómeno va a afectar un área muy reducida. El área afectada puede estimarse directamente a partir de las predicciones del SPC, contabilizando el porcentaje de puntos de malla (ver sec. 10.6 en la página 149) que, dentro de una zona, superan el umbral de aviso.

Otro parámetro de interés es el nivel máximo aviso en cada área, es decir, el valor más adverso de todos los predichos por los miembros del SPC en una determinada zona y para un determinado fenómeno, independientemente de que sea más o menos probable o más o menos extenso. Para ilustrarlo, imaginemos que el SPC predice un nivel máximo naranja para temperaturas máximas en la provincia de Sevilla. En este caso sabremos que algún miembro del SPC predice, en algún punto de malla dentro de la provincia de Sevilla, una temperatura máxima superior al umbral naranja, no llegándose a superar el umbral rojo en ningún caso.

La aplicación que describimos en este capítulo se limita a avisos por lluvias (acumulación en 12 horas), nevadas (acumulación en 24 horas), vientos y temperaturas extremas (máximas y mínimas). Como se explica con más detalle en la siguiente sección, la aplicación se centra en resumir la enorme cantidad de información procedente de un SPC, orientando el esfuerzo hacia la estimación de la probabilidad de ocurrencia, la extensión del área afectada y el nivel máximo de aviso previsto.

35.3 Un problema de probabilidades

Imaginemos un área problema: el Prepirineo de Barcelona; un tipo de aviso: aviso rojo de nieve acumulada en 24 h, con un umbral de 40 cm para el área correspondiente; y un período de predicción: el día 12-03-2018, suponiendo que fuese mañana o pasado y nos interese si emitir o no aviso. Supongamos que disponemos de las predicciones procedentes de 51 miembros del ECENS, donde cada uno de estos miembros proporciona la acumulación de nieve prevista en una malla de posiciones geográficas uniformemente distribuidas, en este ejemplo dentro de la provincia de Barcelona, particularmente en el área del Prepirineo de Barcelona (PPB). Nos planteamos tres sencillos problemas de probabilidades.

En primer lugar, queremos saber la probabilidad de que, en algún lugar del área PPB se supere el umbral rojo. Es decir, no estamos interesados en la extensión del fenómeno, de si va a afectar a un área amplia o reducida dentro del PPB. Estamos interesados en saber la probabilidad de que se supere el umbral de 40 cm en algún lugar del PPB. Esta probabilidad se puede estimar directamente con la proporción de miembros del SPC que prevén acumulaciones por encima de 40 cm, como mínimo en un punto de la malla. En este cálculo, se supone implícitamente que las predicciones dadas por cada uno de los miembros del SPC son igualmente plausibles, es decir, equiprobables. Llamamos a este valor *probabilidad de superación del umbral* (ver Figura 35.1 en la página siguiente columna izquierda).

Para disponer de una idea de la extensión del área afectada por el aviso planteamos este segundo problema: ¿cual es el área afectada esperada, suponiendo que se va a superar el umbral de aviso? La respuesta se calcula en dos pasos. En primer lugar se calcula la proporción de puntos de malla que superan el umbral de aviso, 40 cm en este caso, para cada uno de los

miembros del SPC. La proporción de puntos de malla que superan el umbral es una estimación de la proporción de área afectada, porque los puntos de malla están distribuidos uniformemente. En segundo lugar, se calcula el promedio de estas proporciones, seleccionando los miembros del SPC que superan el umbral en algún punto. Llamamos a este valor *proporción de área afectada*, donde se supone implícitamente que sólo se tienen en cuenta aquellas predicciones, o miembros del SPC, que superan el umbral del aviso en algún punto (ver Figura 35.1 columna derecha).

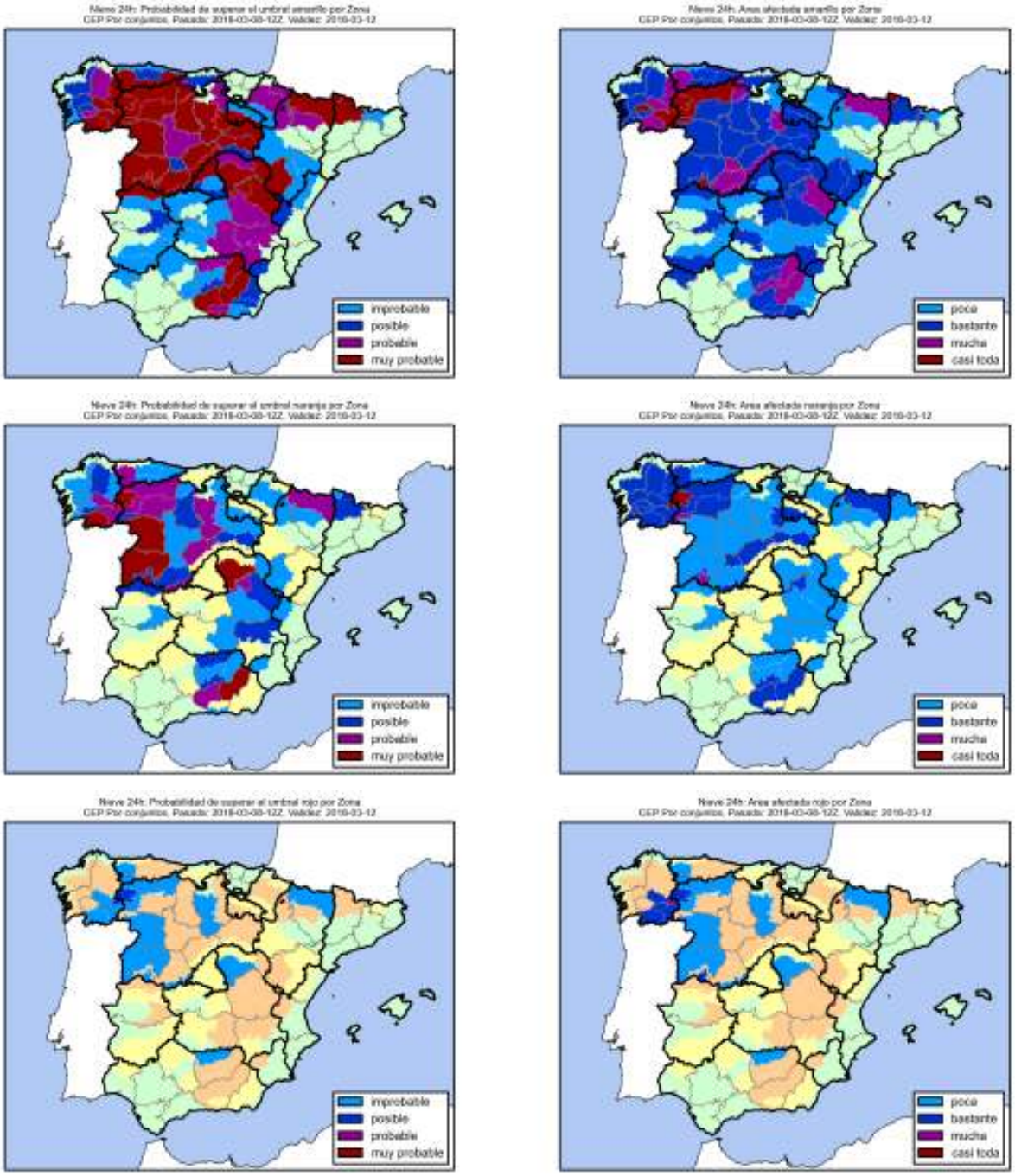


Figura 35.1: Avisos por nieve acumulada en 24 horas: probabilidad de superación del umbral *(izquierda) y* proporción de área afectada *(derecha) para el día 12-03-2018. Las filas corresponden a los umbrales de amarillo, naranja y rojo.*

Con estos dos valores, *probabilidad de superación del umbral* y *proporción de área afectada* (Figura 35.1 en la página anterior), ya se dispone de una idea de lo que el SPC está prediciendo para un problema concreto, en este ejemplo, la superación del umbral rojo por acumulación de nieve en 24 h en el Prepirineo de Barcelona para el día de mañana, supuestamente el 12-03-2018. Al mismo tiempo y, esto es interesante para el uso práctico de un SPC, se reduce el volumen de información.

¿Cómo interpretar estos dos valores, la probabilidad de superación del umbral y la proporción de área afectada? Ponemos algunos ejemplos. Valores bajos de probabilidad y altos de área afectada nos indican que pocos miembros del SPC están superando el umbral, pero aquellos pocos que lo superan predicen áreas afectadas extensas (es decir, hay probabilidad baja de que se produzca un fenómeno adverso extenso). Por el contrario, valores altos de probabilidad y bajos de área afectada nos indican que muchos miembros del SPC superan el umbral, pero, en promedio, el área afectada predicha es pequeña (es decir, la probabilidad de que ocurra el fenómeno adverso es alta, pero no se espera que sea extenso). Hay casos en los que la interpretación es más sencilla: valores simultáneamente bajos de probabilidad y de área afectada indican que pocos miembros del SPC predicen superación del umbral y, además, el área afectada en los casos que se supere el umbral es pequeña. Por el contrario, la situación más adversa se dará con probabilidades y áreas afectadas altas: en este caso muchos miembros del SPC superan el umbral, y además coinciden en que el área afectada será extensa.

Finalmente, nos podemos preguntar: ¿cual es la probabilidad de que se supere el umbral de aviso en un punto cualquiera del área elegida? En nuestro ejemplo la pregunta sería: ¿con qué probabilidad se superará mañana el umbral de 40 cm, situándonos en un lugar cualquiera del Prepirineo de Barcelona? La respuesta se puede dar en función de los dos parámetros ya explicados, puesto que es el producto de la probabilidad de superación del umbral y la proporción de área afectada. Por ejemplo: si la probabilidad de superación del umbral es del 50 % y la proporción de área afectada del 30 %, la probabilidad de que se supere el umbral de aviso en un punto cualquiera del área considerada es el producto correspondiente (0.5 x 0.3 = 0.15), es decir, el 15 %.

En la aplicación que describimos se proporcionan al predictor cálculos automáticos a partir de la salida de un SPC cualquiera para distintos alcances de predicción y distintos tipos de aviso. Los resultados de estos cálculos, en forma de mapas y tablas, incluyen, además de la probabilidad de superación del umbral y proporción de área afectada, el nivel de aviso máximo y el aviso más plausible (ver Figura 35.2). Este último, se define como el nivel máximo de aviso que cumple simultáneamente dos condiciones: tener una probabilidad de superación del umbral superior al 40 % y una proporción de área afectada de al menos el 20 %. Los resultados se presentan por comunidades autónomas, provincias, y zonas de aviso, tal como se definen en Meteoalerta.

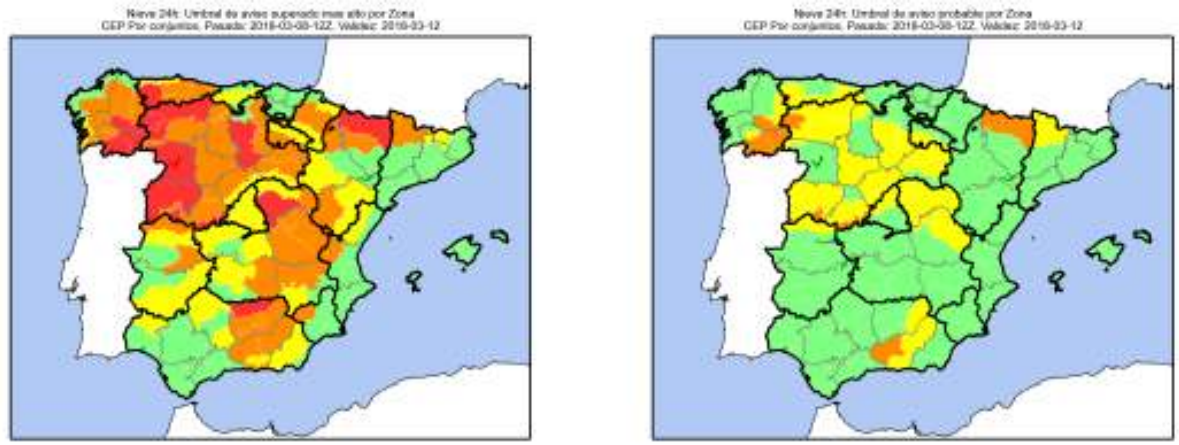


Figura 35.2: Nivel de aviso máximo por zona (izquierda) y niveles de aviso más plausibles, con probabilidad de superación de umbral de al menos 40 % y una proporción de área afectada de al menos el 20 % (derecha).

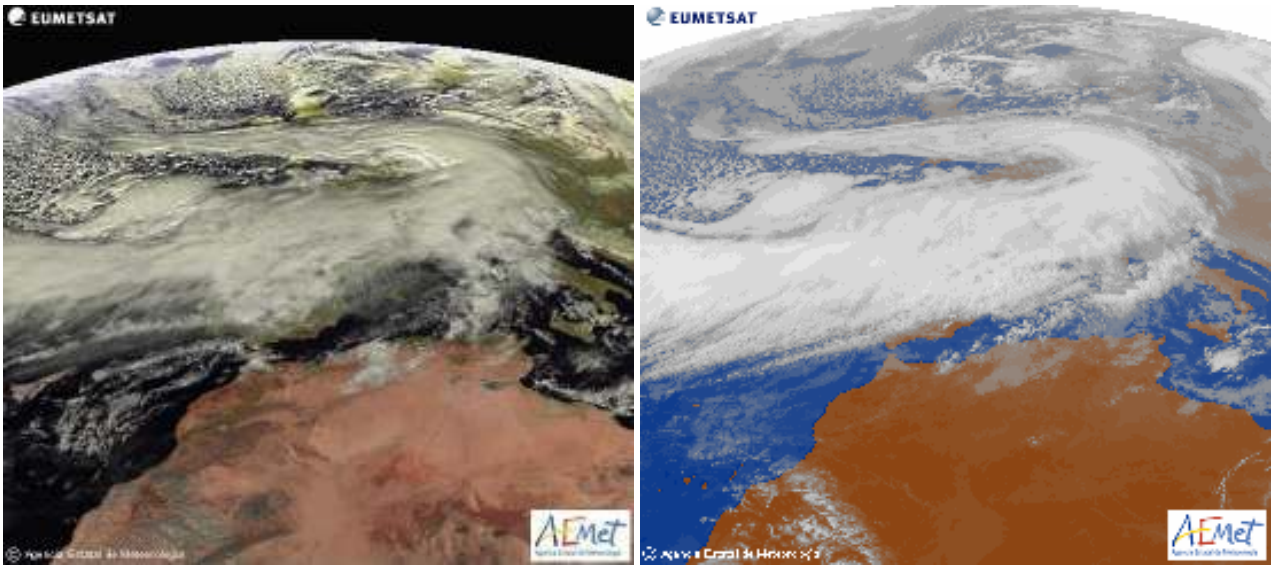


Figura 35.3: Imágenes del satélite MSG a las 12 UTC del 10-12-2017. A la izquierda, canal visible; a la derecha, canal infrarrojo (ambas imágenes están coloreadas).

Como decíamos, realizar un resumen de lo que proporciona un SPC tiene utilidad. Resumir es reducir la dimensión de la información inicial y un buen resumen es aquel que refleja los aspectos de la información inicial que nos interesan para una determinada aplicación. En este caso, al tratarse de avisos por fenómenos adversos, interesan los valores extremos, de manera que la atención la dirigimos, como hemos visto, hacia los valores más adversos predichos por los miembros del SPC, dejando de lado, por ejemplo, los valores medios. Pero hay que tener en cuenta que, indefectiblemente, al hacer un resumen siempre se pierde información. Sin embargo, la pérdida de información no es la principal limitación de una aplicación como esta. Al usar un SPC para la elaboración de avisos por fenómenos meteorológicos adversos, hay que tener en cuenta los aspectos que no están bien representados en las predicciones numéricas. Por ejemplo, la orografía que usa un SPC como el ECENS está suavizada respecto de la orografía real, ya que la resolución del SPC, actualmente de unos 18 km (sec. 19.3 en la página 299 y cap. A en la página 921), no permite reflejar gran cantidad de detalles, como valles profundos y estrechos, o cimas montañosas abruptas. Estos accidentes orográficos, no representados convenientemente en el modelo, tienen una influencia nada despreciable en el viento, temperatura o precipitación previstos. Además, en un modelo se hacen simplificaciones y aproximaciones que deterioran la calidad de las predicciones. Por tanto, hay que tener en cuenta las limitaciones del SPC de partida, para utilizar adecuadamente las predicciones que proporciona. La gran calidad de las predicciones finales, a pesar de las limitaciones que comentamos, ponen de manifiesto el importante valor del predictor humano como pieza esencial en los sistemas predictivos en la actualidad.

35.4 Caso de estudio: la borrasca Ana

Describimos brevemente la situación de los días 10 y 11 de diciembre de 2017, durante los cuales una borrasca, bautizada como ANA (las borrascas empezaron a bautizarse en España a finales de 2017), afectó principalmente a zonas del noroeste peninsular.

El centro de la borrasca se situaba al sureste de las islas británicas, con abundante nubosidad asociada a un frente muy activo (Figura 35.3). En niveles altos, 300 hPa, se formó rápidamente una vaguada con chorros asociados a ambos lados (Figura 35.4 en la página siguiente). En niveles medios, 500 hPa, había una masa fría aislada en el centro de la vaguada, con temperaturas mínimas de -36 ºC. A las 00 UTC del día 11, el mínimo de presión estaba cercano a 965 hPa, al norte del mar Cantábrico. Este centro de bajas presiones tenía asociada una amplia zona con un fuerte gradiente de presión en superficie con vientos fuertes (ver Figura 35.4 en la página siguiente).

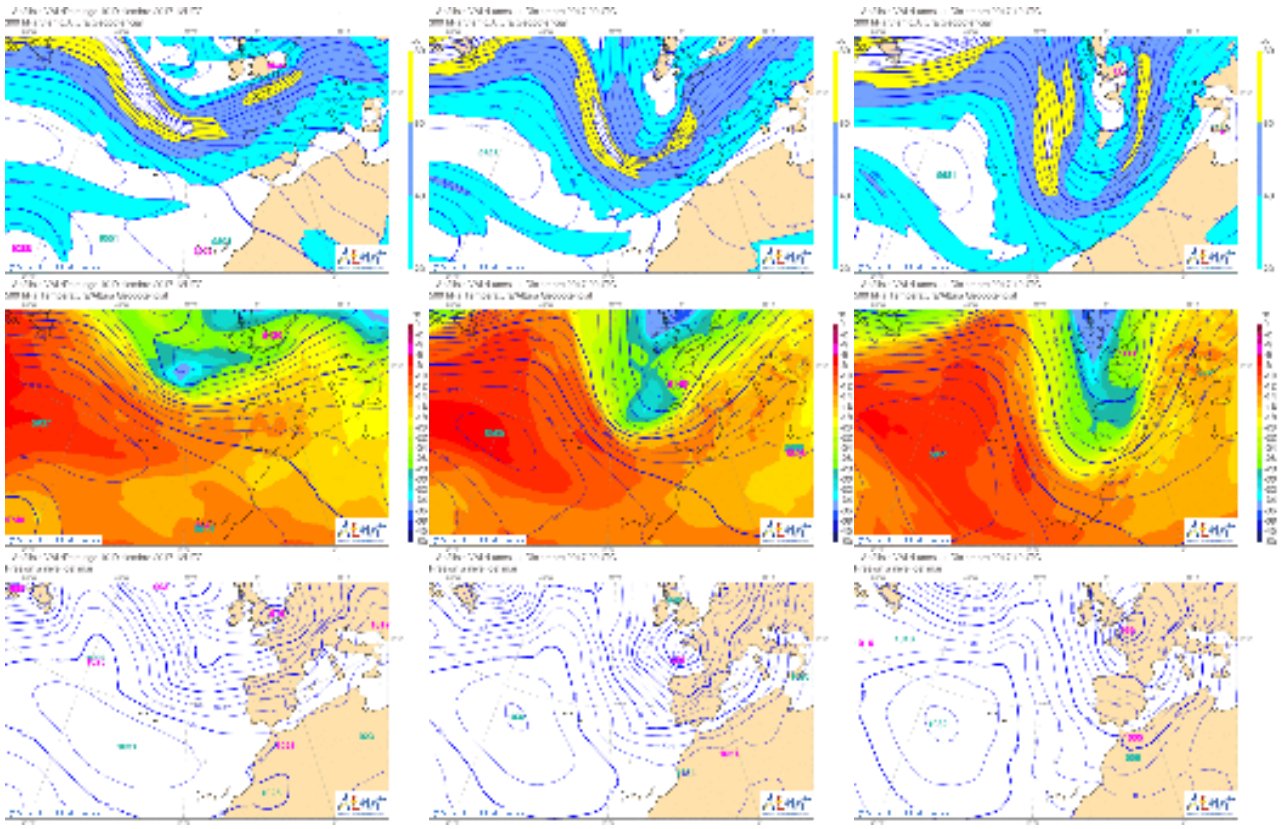


Figura 35.4: Evolución de la situación sinóptica, en columnas 10-12-2017 a las 12 UTC, 11-12-2017 a las 00 UTC y 11-12-2017 a las 12 UTC. Arriba, geopotencial y velocidad en 300 hPa; en medio, geopotencial y temperatura en 500 hPa; abajo, presión reducida a nivel del mar.

Se emitió un aviso especial de fenómenos adversos. AEMET predijo vientos muy fuertes, muy mal estado de la mar y lluvias intensas y persistentes en zonas del norte peninsular. En el noroeste y zonas montañosas el aviso mencionaba acumulaciones máximas entre 80 y 100 mm. El fenómeno adverso más significativo fue el viento, fuerte y muy fuerte, del oeste y suroeste, en amplias zonas de la Península y Baleares, con rachas que podrían superar los 90 km/h de forma generalizada, 110 km/h en amplias zonas de la mitad norte, e incluso 130 km/h en zonas montañosas de la mitad norte y Galicia.

Según la red de estaciones automáticas de AEMET, las rachas máximas de viento superaron los 140 km/h, llegando puntualmente a superar los 180 km/h (Figura 35.6 en la página 583). Los 120 km/h se superaron en zonas de Galicia, Castilla y León, Asturias, Santander y Euskadi principalmente. Puntualmente se superaron los 100 km/h en áreas de la mitad sur Peninsular. Hay que tener en cuenta que el viento puede variar significativamente entre lugares relativamente cercanos y que, por tanto, se requiere una red densa de estaciones automáticas para reflejar de forma realista el campo de viento. La red de estaciones automáticas de AEMET puede ser insuficiente en algunas áreas.

Según las noticias publicadas, se produjeron diversos incidentes debido al viento: árboles caídos, problemas con el tendido eléctrico, cancelación de vuelos y de tráfico marítimo, así como cierre de algunas instalaciones como parques.

Consideramos ahora las predicciones del SPC del ECMWF, el ECENS, del día anterior, 9-12-2017, válidas para el día 10-12-2017. En cuanto a la probabilidad de superación del umbral (ver Figura 35.5 en la página siguiente, figuras en el lado izquierdo) las predicciones indicaban que era muy probable (probabilidad superior al 70 %) que se superara el umbral amarillo en amplias zonas del norte peninsular, e incluso en áreas del este peninsular. El nivel naranja se daba como muy probable en zonas de Galicia únicamente y, como probable (probabilidad entre 40 y el 70 %), en Galicia y zonas de Asturias, norte de Castilla y León, Cantabria y Euskadi. Finalmente, en nivel de aviso rojo se preveía como posible en zonas de Galicia y como improbable en zonas del norte y este Peninsular.

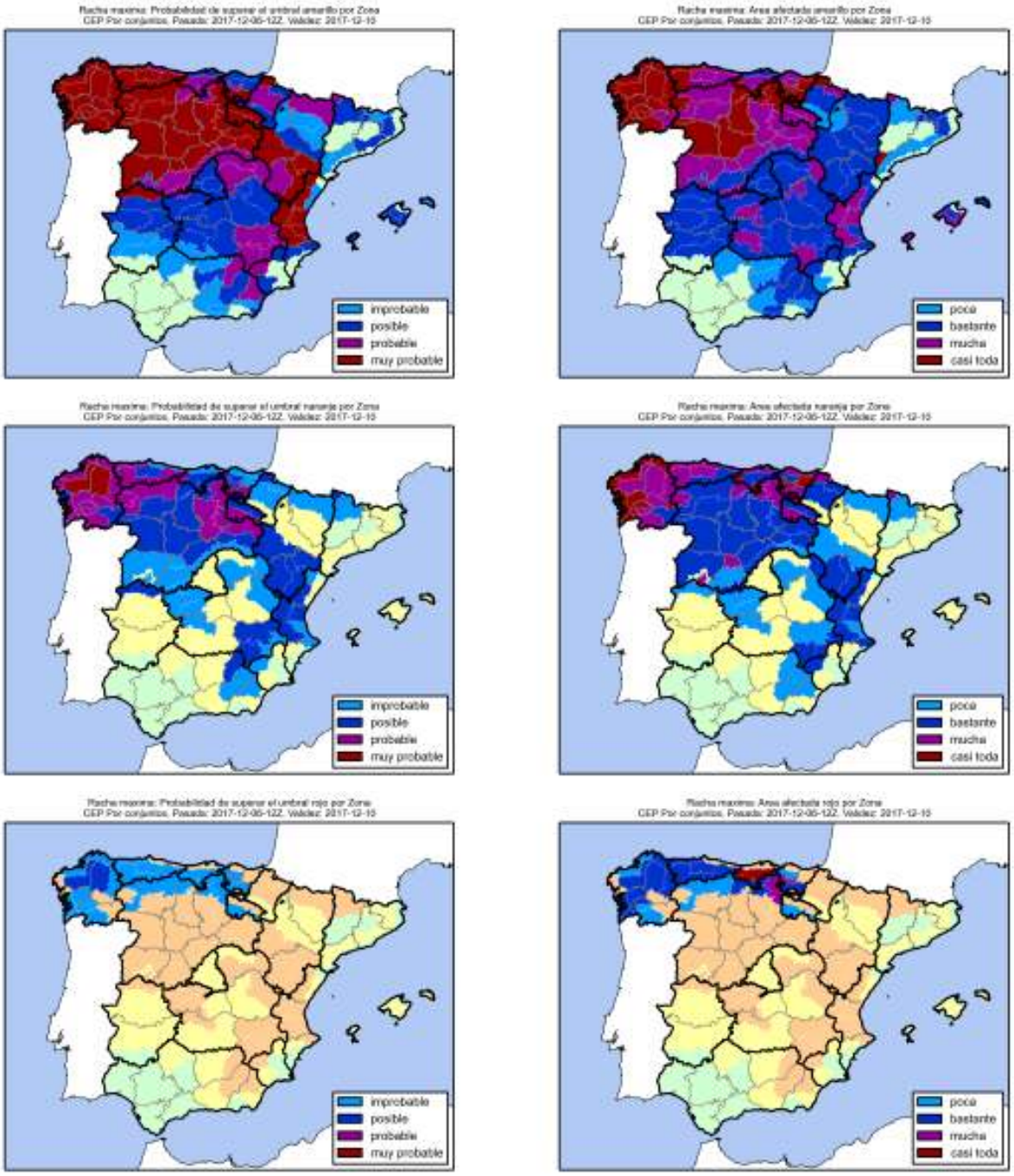


Figura 35.5: Avisos por rachas de viento: probabilidad de superación del umbral *(izquierda) y* proporción de área afectada *(derecha) para el día 10-12-2017. Las filas corresponden a los umbrales de amarillo, naranja y rojo.*

Se observa que el umbral rojo se superó en bastantes zonas que, en principio, se daban como poco probables o improbables (comparando las Figuras 35.5 y 35.6 en la página siguiente). La predicción parece que se quedó algo corta (no obstante, hay que tener en cuenta que no se puede verificar una predicción probabilista con un solo caso, ver cap. 15 en la página 213).

En cuanto a la proporción del área afectada (ver Figura 35.5, figuras en el lado derecho), la predicción indicaba la superación del umbral amarillo en casi todo el área (proporción superior al 70 %) en zonas de Galicia, Castilla y León y Euskadi. El nivel naranja también se preveía como fenómeno extenso (con proporciones superiores al 40 % de área afectada) en prácticamente toda Galicia, zonas de Asturias, Cantabria, norte de Castilla y León y Euskadi. Finalmente, el nivel rojo se preveía menos extenso, con bastante área afectada (entre el 10 y el 40 %) en zonas de Galicia, norte de Castilla-León, Asturias, Cantabria y Euskadi. Pocas zonas presentaban proporciones de área afectada superiores al 70 %.

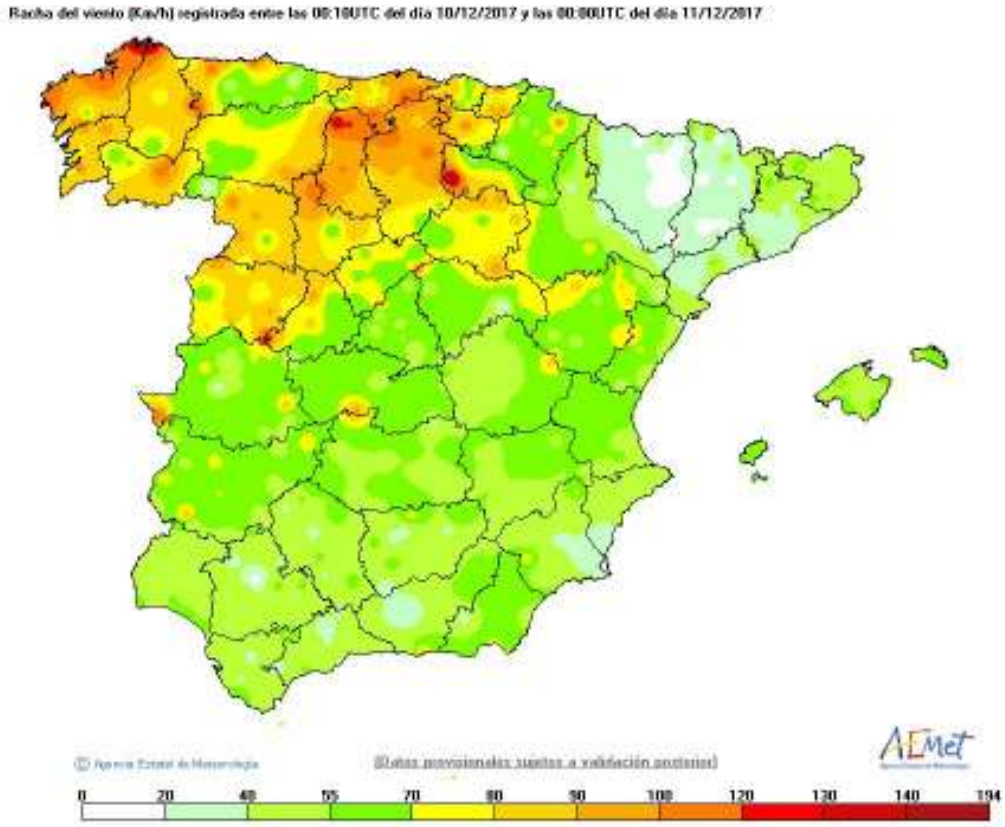


Figura 35.6: Rachas máximas de viento observadas durante todo el día 10-12-2017, según la red de estaciones automáticas de AEMET.

Aplicaciones en el IPMA (Portugal) 36

JOAO RIO Y VANDA COSTA
Divisão de Previsão Meteorológica, Vigilância e Serviços Espaciais, IPMA

Que jaz no abismo sob o mar que se ergue?
Nós, Portugal, o poder ser.
Que inquietação do fundo nos soergue?
O desejar poder querer.
Isto, e o mistério de que a noite é o fausto...
Mas súbito, onde o vento ruge,
O relâmpago, farol de Deus, um hausto
Brilha, e o mar scuro struge.

Segundo: tormenta, 26-02-1934 – FERNANDO PESSOA

Presentamos en este capítulo las aplicaciones de los sistemas de predicción por conjuntos en el *Instituto Português do Mar e da Atmosfera*, IPMA, anteriormente IP, instituto meteorológico y del mar de nuestro país vecino con el que intentamos ampliar vínculos y colaboraciones. Como hemos mostrado en otros capítulos, las predicciones del tiempo llevan asociada una incertidumbre que depende tremendamente del flujo atmosférico en sí mismo y de las estructuras existentes en un momento inicial dado. Para evaluar esta incertidumbre se deben usar predicciones por conjuntos. En el IPMA se utiliza el sistema de predicción por conjuntos del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo ECMWF (cap. 19 en la página 295), denominado ECENS (sec. 19.3 en la página 299) en este volumen. Se utiliza tanto para la predicción operativa como para las predicciones automáticas para localidades. Mostramos un panorama resumido de estas aplicaciones.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados en el IPMA (Portugal), predicción operativa en Portugal, predicciones automáticas por localidades.

Imagen parte superior: Foto: Lisboa, OmarMedinaFilms https://pixabay.com/es/cielo-heave-sol-nuves-1262107/

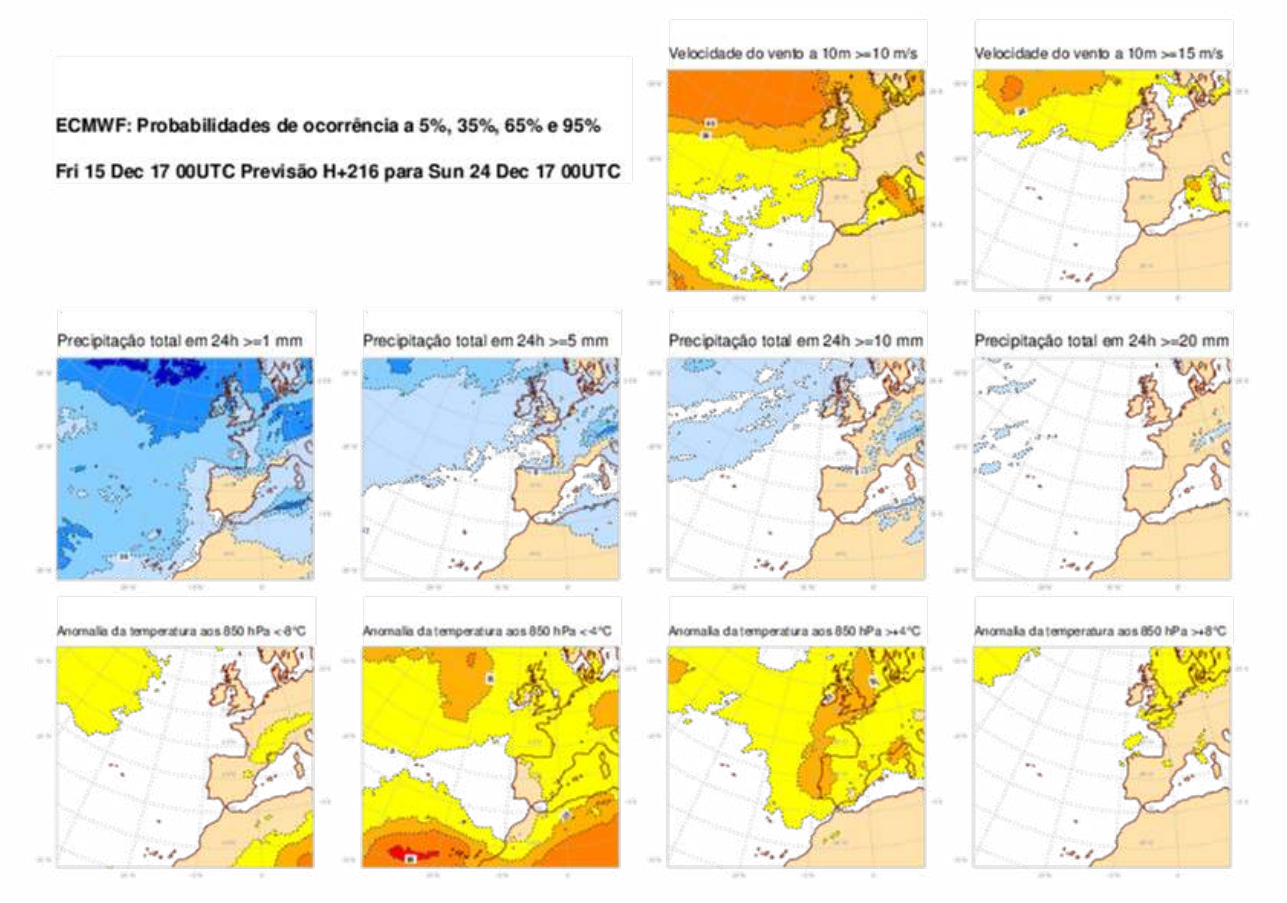


Figura 36.1: Ejemplo de un producto usado para la predicción operativa en el IPMA, usando el sistema de predicción por conjuntos del ECMWF, el ECENS. IPMA.

36.1 Predicción operativa

En el centro de predicción del IPMA se elaboran predicciones para el público hasta cinco días vista. Para elaborar la información, entre otras muchas herramientas, los predictores portugueses utilizan modelos atmosféricos: el punto de partida son los modelos deterministas de alta resolución, tanto el ECHRES del ECMWF (sec. 19.2 en la página 297) como el HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316), para después afinar usando información de los sistemas de predicción por conjuntos para elaborar las predicciones oficiales definitivas.

Portugal dispone de una serie de productos del ECMWF para la predicción, por ejemplo los mapas de probabilidad (sec. 27.6.1 en la página 422), penachos (sec. 27.8.2 en la página 438) e índice de predicción extrema, extreme forecast index (EFI, sec. 27.7.2 en la página 426). Los más usados son los mapas que proporcionan probabilidad de superación de umbrales, los mapas de probabilidad convencionales. Las variables más consultadas son la precipitación total, la anomalía (con respecto a la climatología) de la temperatura en 850 hPa y en superficie, así como el viento a 10 m y la racha de viento. La Figura 36.1 muestra un ejemplo de un producto usado en predicción operativa, que combina información de algunas de las variables mencionadas anteriormente.

El índice de predicción extrema, extreme forecast index (EFI, sec. 27.7.2 en la página 426) se ha convertido en una herramienta usada extensivamente en el IPMA, dado que proporciona una guía muy útil para evaluar la adversidad de los fenómenos esperados, a veces incluso con 3-5 días de antelación.

Para mejorar las pautas y guías de predicción de aquellos casos asociados a fenómenos convectivos o cuando la orografía juega un papel significativo se consultan también predicciones probabilistas del SPC GLAMEPS (sec. 20.2 en la página 310).

Más allá del medio plazo, también se utilizan las versiones de largo plazo del ECENS del ECMWF para elaborar las predicciones mensual y estacional, que se facilitan a algunos clientes y están disponibles en el sitio web del IPMA `http://www.ipma.pt/pt/otempo/prev.longo.prazo/mensal/index.jsp`.

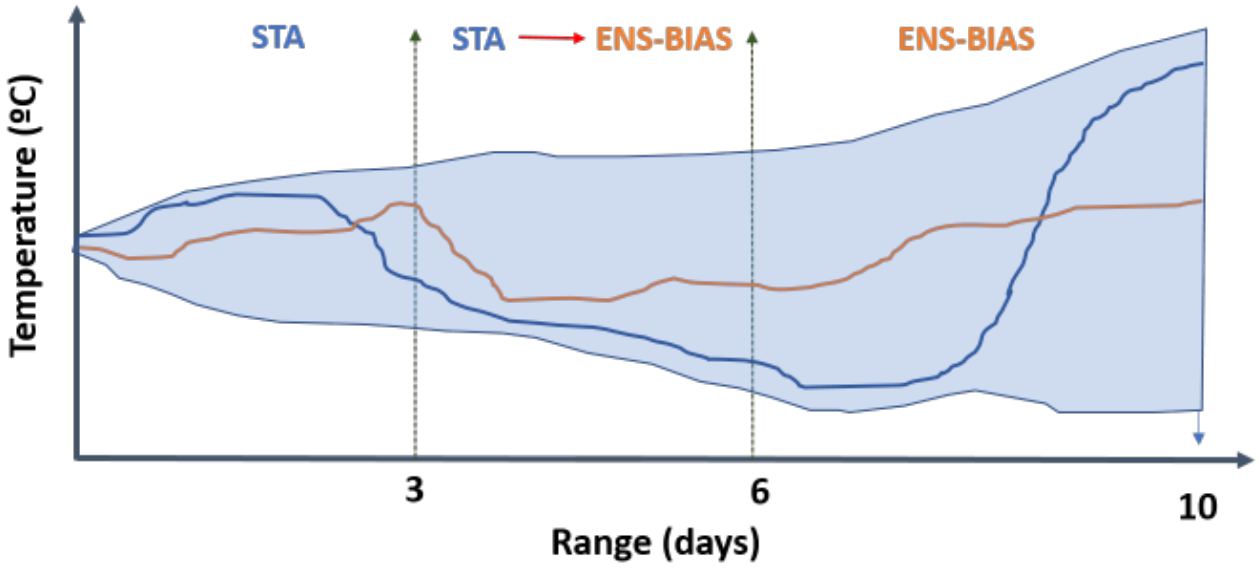


Figura 36.2: Esquema computacional para el cálculo de la temperatura a 2 m en el sistema automático de predicción por localidades del IPMA.

36.2 Predicciones automáticas por localidades

La creciente necesidad de detalle espacial y temporal en las predicciones requiere una aplicación que compute predicciones meteorológicas para un gran número de localidades. El IPMA proporciona predicciones para más de 300 localidades hasta 10 días vista y las pone disponibles en su sitio web https://www.ipma.pt/pt/otempo/prev.localidade.hora/.

Los datos de entrada usados para computar las predicciones automáticas provienen del ECHRES y del ECENS, así como de HARMONIE-AROME. Este último se computa en el IPMA en tres dominios diferentes (Portugal continental, Madeira y Azores) hasta 48 horas vista, 2 ó 4 veces al día, dependiendo del área geográfica.

La temperatura, velocidad del viento y humedad relativa procedentes del ECHRES se posprocesan usando dos métodos estadísticos: *filtro de Kalman* y *regresión lineal multivariante* (ver Figura 36.2). La predicción para una localidad dada es la combinación de todos los valores posprocesados disponibles (STA en la Figura), hasta tres días.

Dado que el error de la predicción crece de forma natural con el alcance de la predicción, utilizar exclusivamente ECHRES o AROME conduciría ocasionalmente a grandes diferencias en las diferentes temperaturas previstas para un día dado más allá del alcance 5-7 días. Para evitar esta problemática, a partir de día 6 la predicción de temperaturas máxima y mínima viene dada por el promedio insesgado del ECENS (ENS-BIAS en Figura 36.2). Para evitar discontinuidades, en los días 4-5 las temperaturas se computan haciendo converger los valores posprocesados hacia el promedio del ensemble (STA → ENS-BIAS en Figura 36.2).

La predicción meteorológica automática se define inicialmente usando el ECHRES, datos cada hora hasta un alcance de 72 horas y datos cada 3 horas hasta un alcance de 6 días. Sin embargo, la predicción puede ser ajustada posteriormente usando información probabilista. por ejemplo, si ECHRES predice chubascos pero la probabilidad asociada dada por ECENS es inferior a un umbral prefijado, entonces se quitan los chubascos de la predicción.

Del día 7 al día 10 la predicción depende solamente de la probabilidad de precipitación, dado que la alta incertidumbre en la predicción implica que solo tiene sentido proporcionar un panorama general. Además, este método permite una predicción con variabilidad espacial limitada, como puede verse en la Figura 36.3 en la página siguiente, que muestra una predicción para el día de Navidad de 2017 a 9 días vista.

Los futuros desarrollos en el sistema de predicciones automáticas por localidades incluyen: (1) Evaluar la utilidad potencial de usar datos de sistemas de muy alta resolución para mejorar las predicciones a corto y muy corto plazo (hasta 48 horas); (2) Incrementar el número de variables tomadas del ECENS.

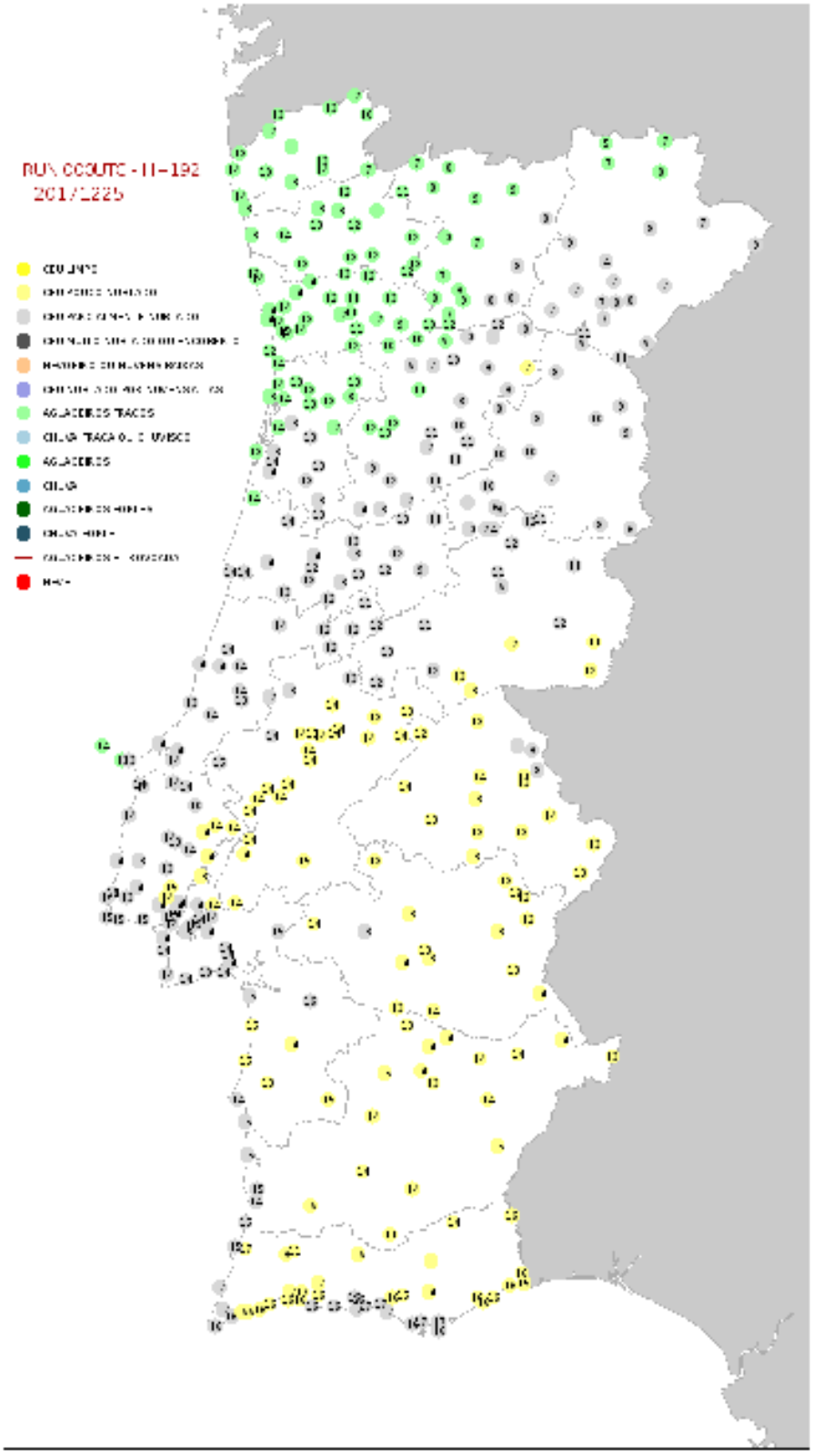


Figura 36.3: Predicción automática por localidades para el 25 de diciembre de 2017 realizada con la pasada de 00 UTC del 18 de diciembre de 2017. IPMA.

Aplicaciones en Argentina

37

RUIZ, J.[2,3,5], ALDECO L.[1], DIEHL A.[6], GARCÍA SKABAR Y.[1,5], MATSUDO C.[1], OSMAN M.[2,3,5], PELOROSSO L.[4], SAULO. C.[1,2,3,5], VERA C.[2,3,5]

1. *Servicio Meteorologico Nacional, Ministerio de Defensa (SMN), Argentina*
2. *Centro de Investigaciones del Mar y la Atmosfera, UBA-CONICET (CIMA), Argentina*
3. *Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Oceanos, FCEyN (DCAO-FCEyN), Universidad de Buenos Aires (UBA), Argentina*
4. *Departamento de Computacion, FCEyN (DC-FCEyN), UBA, Argentina*
5. *Instituto Franco-Argentino para el estudio del clima y sus impactos, CNRS-CONICET-UBA, Argentina (UMI-IFAECI), Argentina*
6. *Computer Science Department - Data Analysis and Visualization Group (CSD-DAVG), Universidad de Constanz, Alemania*

> Since the early days of Lorenz's momentous discovery, which gave impetus to the new science of chaos, additional progress has been made, but his findings have not been changed in any fundamental way. In NWP, substantial progress has been made through the realization that the chaotic behavior of the atmosphere requires the replacement of single "deterministic" forecasts by "ensembles" of forecasts with differences in the initial conditions and in the model characteristics that realistically reflect the uncertainties in our knowledge of the atmosphere. This realization led to the introduction of operational ensemble forecasting at both NCEP and ECMWF in December 1992. It also led to work on extending the usefulness of NWP forecasts through a systematic exploitation of the chaotic nature of the atmosphere.
>
> *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability* – EUGENIA KALNAY

Presentamos en este capítulo un amplio abanico de campos de investigación y desarrollo en Argentina en lo referente a sistemas de predicción por conjuntos (SPC) y predicción probabilista. Desde pronósticos por ensambles basados en varias técnicas con el modelo WRF como base, pasando por la aplicación de métodos de análogos, hasta predicción estacional y, además, técnicas avanzadas de visualización específicas para predicción probabilista. Al igual que en el capítulo dedicado a México, por el enorme interés cultural de la diversidad lingüística, se ha respetado la terminología original del trabajo, de uso al otro lado del Atlántico, aclarando algún término por facilitar la consistencia con otros capítulos de este volumen. Por ejemplo, en este capítulo se usa el término *ensambles*, mientras que en esta obra en general usamos el acrónimo SPC o el anglicismo *ensembles*.

Imagen parte superior: En los Esteros del Iberá, Argentina, diciembre 2014, foto de HADA IRASTORZA, The Conservation Land Trust - http://www.theconservationlandtrust.org, https://storage.googleapis.com/gustfront_images/rep/1509/hada_irastorza.png

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos en Argentina, pronósticos por ensambles en alta resolución, pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos y su calibración, pronósticos por ensambles en escala estacional.

37.1 Introducción

El sur de Sudamérica abarca unos 7 millones de km² de extensión siendo una de las regiones más productivas del continente comprendiendo el sur de Brasil, Uruguay, Paraguay y Argentina. En ella se localiza la Cuenca del Plata, la segunda en importancia en el continente y la quinta en el mundo, y tres subcuencas: Paraná, Paraguay y Uruguay. La población que habita la región es superior a los 100 millones de personas y más del 70 % del Producto Bruto Interno (PBI) de los cuatro países se genera ahí. Entre las actividades económicas más relevantes se encuentra la producción de cereales, siendo una de las más importantes del mundo; la producción de energía hidroeléctrica, de unos 106 000 MW y el transporte fluvial, de unos 17 400 000 Tn sólo en el trayecto Paraná-Paraguay.

Esta región es particularmente afectada por fenómenos meteorológicos de alto impacto social y económico que abarcan diferentes escalas de tiempo y espacio. Dada la importancia de la producción agrícola, las sequías y los excesos de lluvias producen fuertes impactos económicos en la producción local. Por otra parte, los excesos de lluvias producen el desborde de los ríos en las cuencas antes mencionadas generando inundaciones de zonas urbanas ribereñas que producen un alto impacto social. Se estima que entre 1980 y 2010, las inundaciones fueron el evento natural más significativo en Argentina afectando a 13 millones de personas y generando pérdidas económicas por al menos 9 billones de dólares (http://www.preventionweb.net). Más aún, de acuerdo con el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) la frecuencia de desastres naturales, y en particular aquellos vinculados con precipitaciones extremas se ha incrementado en la región probablemente debido al cambio climático global [9, 97, 272].

Los fenómenos de alto impacto social y económico ocurren también en escalas de tiempo más cortas y asociadas a fenómenos de escala sinóptica y de mesoescala. BROOKS et al. [73, 74], muestran que el sur de Sudamérica es una región donde el entorno de escala sinptica es frecuentemente favorable para la ocurrencia de eventos de convección húmeda profunda y organizada que puede llevar al desarrollo de fenómenos meteorológicos tales como granizo de gran tamaño, precipitaciones intensas en cortos períodos de tiempo, vientos fuertes e incluso tornados. Estas estimaciones son confirmadas por estudios observacionales que muestran la recurrencia de este tipo de fenómenos en la región, sobre todo durante la estación cálida, aunque con eventos que también se registran durante el invierno ([115, 407, 553, 679] entre otros). Estos fenómenos en ocasiones ocurren asociados a sistemas convectivos de mesoescala de gran tamaño que alcanzan extensiones de algunos miles de km^2 [547].

Los países en vías de desarrollo, son particularmente vulnerables a los desastres naturales, debido a que su infraestructura y economía es más frágil lo que implica que la población está más expuesta a las consecuencias de dichos desastres. En particular las ciudades Argentinas han crecido rápidamente en las últimas décadas, lo que en muchos casos trae aparejado problemas de infraestructura como la insuficiencia de drenajes lo que incrementa el nivel de vulnerabilidad de la población [264]. Por otra parte, según el censo de 2010, un porcentaje importante de la población urbana habita en viviendas precarias que son particularmente vulnerables a los eventos meteorológicos de alto impacto. Un ejemplo de esta vulnerabilidad es la inundación ocurrida en la ciudad de La Plata que se produjo por un evento de lluvia extrema entre el 2 y 3 de septiembre de 2013 y que dejó un saldo de 84 muertos y más de 600.000 personas afectadas.

Por tal motivo, el desarrollo de un sistema de pronóstico que pueda detectar con anticipación la ocurrencia de fenómenos de alto impacto en diferentes escalas temporales y espaciales es de suma importancia para la región. Este sistema debe buscar no solo poder anticipar la evolución de la atmósfera con la mayor precisión posible, sino también brindar una adecuada información acerca de la incertidumbre asociada a la previsión, que para los fenómenos más extremos suele ser elevada, y permitir detectar posibles escenarios futuros que involucren la ocurrencia de fenómenos de alto impacto social y económico. El desarrollo e implementación de sistemas de pronóstico por ensambles en diferentes escalas de tiempo y espacio, da respuesta a estos requerimientos permitiendo evaluar diversos escenarios futuros y derivar la probabilidad de ocurrencia de fenómenos potencialmente peligrosos para la población.

Este capítulo describe brevemente las actividades que se están desarrollando en este sentido como parte de la colaboración entre el Servicio Meteorológico Nacional, el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEyN, Universidad de Buenos Aires) y el Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET-Universidad de Buenos Aires) y que

están orientadas a dar respuesta a los requerimientos antes mencionados a través de diversos sistemas de pronósticos por ensambles y sus respectivos posprocesamientos.

37.2 Pronósticos por ensambles en alta resolución

El modelado de la atmósfera en resoluciones que permitan resolver parte de los procesos que ocurren en las nubes convectivas, junto con la implementación de estrategias de pronósticos por ensambles en dichas resoluciones constituye una herramienta fundamental para poder avanzar en el pronóstico de eventos de alto impacto social y económico vinculados a la convección húmeda profunda, aún a pesar de su elevado costo computacional [130]. No obstante, la aplicación de los pronósticos por ensambles en modelos con convección resuelta en forma explícita genera nuevos desafíos, como por ejemplo el desarrollo de técnicas apropiadas para representar la incertidumbre en las condiciones iniciales y en la formulación del modelo que tengan en cuenta la naturaleza y características de las inestabilidades presentes en la mesoescala.

En particular, en Argentina existe experiencia previa en la utilización de modelos regionales y en particular recientemente en la implementación del modelo de mesoescala Weather Research Forecast (WRF, [570]) [153, 408, 543, 550]. La implementación del modelo WRF ha permitido realizar importantes avances en relación al pronóstico en escala convectiva de fenómenos de alto impacto como precipitaciones intensas, granizo o vientos fuertes utilizando resoluciones cercanas a los 4 km que permitan resolver la convección en forma explícita. No obstante en la actualidad el desarrollo de sistemas de pronóstico que permitan cuantificar la incertidumbre en estas escalas es todavía una asignatura pendiente. Por tal motivo recientemente han comenzado a realizarse investigaciones tendientes al desarrollo de técnicas de pronóstico por ensambles en modelos con convección explícita (en particular utilizando el modelo WRF) y en donde se evalúan diferentes estrategias para representar la incertidumbre de los pronósticos. Si bien el objetivo general es poder generar pronósticos para múltiples aplicaciones el foco actual está principalmente orientado al pronóstico de fenómenos de alto impacto social y económico como los mencionados previamente. A continuación se muestra una evaluación de los sistemas por ensambles en alta resolución para el caso de un sistema convectivo de mesoescala ocurrido entre el 22 y el 24 de diciembre de 2015 que ocasionó inundaciones en varias de las principales ciudades de la región noreste de Argentina provocando miles de evacuados y grandes pérdidas económicas.

37.2.1 Estrategias de pronóstico por ensamble en alta resolución

Para evaluar los pronósticos por ensambles para el caso seleccionado se utilizaron 2 estrategias de pronósticos por ensamble diferentes:

Perturbaciones en la condición inicial (control): esta estrategia consiste en un conjunto de 20 miembros con una única configuración física donde cada miembro difiere en la especificación de las condiciones iniciales y de borde las cuales son tomadas del Global Ensemble Forecast System (GEFS [239]). Las parametrizaciones físicas utilizadas corresponden a la configuración indicada como «A» en la Tabla 37.1.

		Esquema de microfísica			
		WDM6[372]	Thompson [605]	NSSL2D [398]	Morrison [441]
Esquema de CLP	YSU [292]	A (1,2,3)	B (4,5,6)	D (10,11,12)	C (7,8,9)
	MYJ [309]	E (13,14)	F (15,16)	H (19,20)	G 17,18)

Tabla 37.1: Parametrizaciones físicas correspondientes a la representación de capa límite planetaria y microfísica utilizadas en el ensamble multifísica. Los números dentro de los paréntesis indican los miembros de GEFS utilizados como condición inicial y de borde.

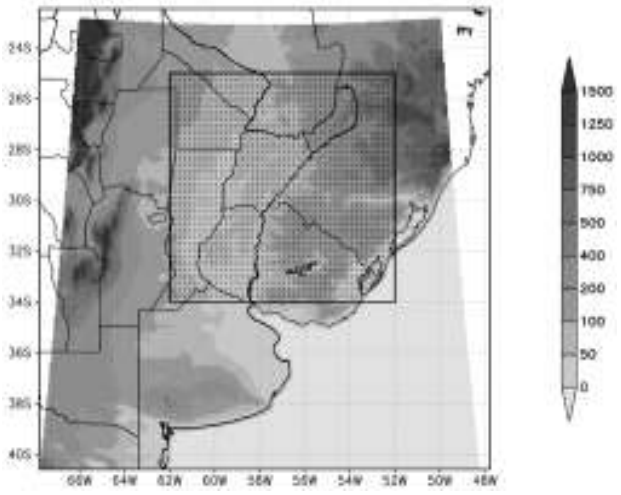


Figura 37.1: Dominio computacional y topografía (en metros, sombreado). El rectángulo punteado indica el subdominio de verificación.

En todos los casos se utiliza la versión 3.7 del modelo no-hidrostático WRF para la región centro-noreste de Argentina (Figura 37.1) con una resolución espacial 4 km (419 x 499 puntos de retícula) y 38 niveles verticales sigma-p con un tope en 50 hPa. Todos los experimentos se extienden hasta un plazo de 48 horas y comparten las siguientes parametrizaciones físicas: esquema de suelo *Noah* [124], radiación de onda larga Rapid Radiative Transfer Model (RRTM [431]) y el esquema de radiación de onda corta *Dudhia* [164]. No se utiliza parametrización de la convección húmeda profunda. Para el caso de estudio, las simulaciones utilizaron como condición inicial y de borde los análisis y pronósticos GEFS inicializados a las 12 UTC del 22 de diciembre de 2015.

Perturbaciones en las condiciones iniciales y en la física del modelo (multifísica): Al igual que la estrategia anterior este ensamble consiste en 20 miembros en donde se perturban las condiciones iniciales y de borde utilizando el ensamble global del NCEP, pero además se incorporan miembros que utilizan diferentes combinaciones de esquemas de microfísica y capa límite (CLP). Las parametrizaciones utilizadas por los diferentes miembros del ensamble se detallan en la Tabla 37.1 en la página anterior.

37.2.2 Análisis del caso de estudio

En la Figura 37.2, parte izquierda, se puede ver una imagen de temperatura de los topes nubosos correspondiente a las 11:45 UTC del 22 de diciembre de 2015. Para esa hora la región noreste de Argentina y sur de Brasil se encontraba afectada por el sistema convectivo de mesoescala. La precipitación acumulada a las 12 UTC del 24 de diciembre estimada a partir del producto IMERG [300] fue superior a 200 mm para algunas regiones dentro del área de verificación (Figura 37.2, parte derecha).

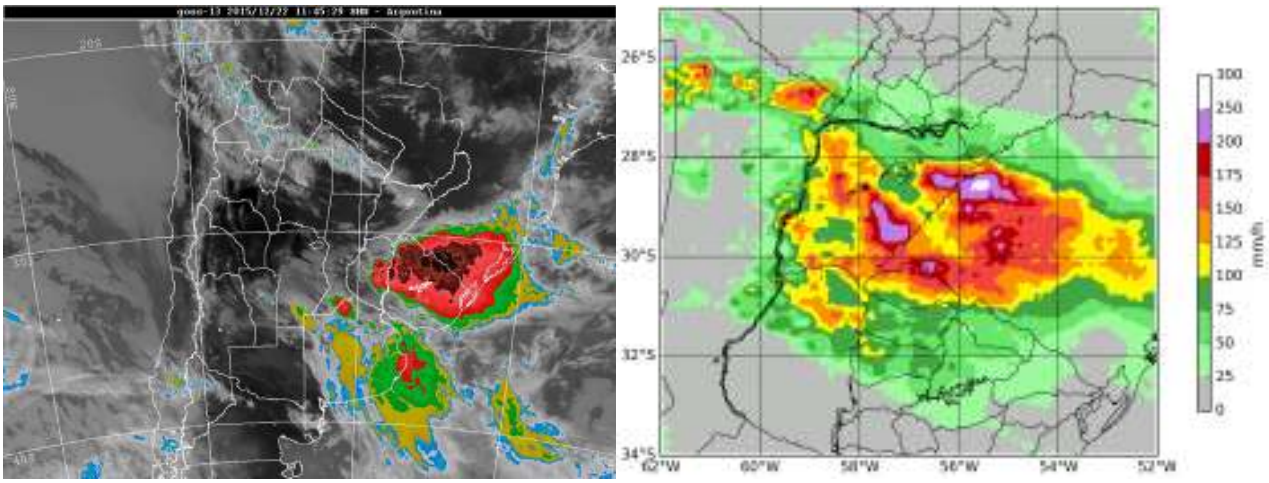


Figura 37.2: Izquierda: Imagen de temperatura de topes nubosos correspondiente al canal infrarrojo del satélite GOES 13 de las 11:45 UTC del 22 de Diciembre de 2015. Derecha: Precipitación estimada a partir del producto IMERG (Final Run, [300]) entre las 18 UTC del 22 y las 12 UTC del 24 de diciembre de 2015 dentro del área de verificación.

La Figura 37.3, muestra la media del ensamble para la precipitación correspondiente al período mostrado en la Figura 37.2 en la página anterior, parte derecha. Se puede ver que todos los experimentos subestimaron la intensidad de la precipitación para este caso, sobre todo en la porción norte del sistema convectivo. La comparación de las diferentes estrategias en términos de la media del ensamble muestra pequeñas diferencias en los valores de precipitación. Este comportamiento resulta esperable dado que la media del ensamble suaviza los detalles más impredecibles del campo de precipitación acumulada. Por el contrario, la desviación estándar de los valores pronosticados por el ensamble (paneles inferiores de la Figura 37.3) muestran que existen una gran incertidumbre asociada al pronóstico de este tipo de eventos. En algunas regiones la dispersión puede superar los 70 mm siendo de una magnitud comparable a los montos de precipitación observados. También se aprecian diferencias importantes entre los conjuntos en cuanto a la cuantificación de la incertidumbre. Por ejemplo, el ensamble control que sólo cuenta con perturbaciones de las condiciones iniciales y de borde es el que tiene los valores más pequeños de dispersión. En cambio la estrategia multifísica que incluyen también diferentes tratamientos de los procesos de capa límite y de los procesos micro físicos, muestran una mayor dispersión permitiendo que en un mayor número de puntos de retícula la observación quede contenida dentro del rango de valores pronosticados por los diferentes miembros del ensamble. No obstante, aún la implementación de diferentes parametrizaciones para los procesos de escala no resuelta, no pudieron capturar las precipitaciones ocurridas más al norte, indicando que aún en este caso la incertidumbre está subestimada.

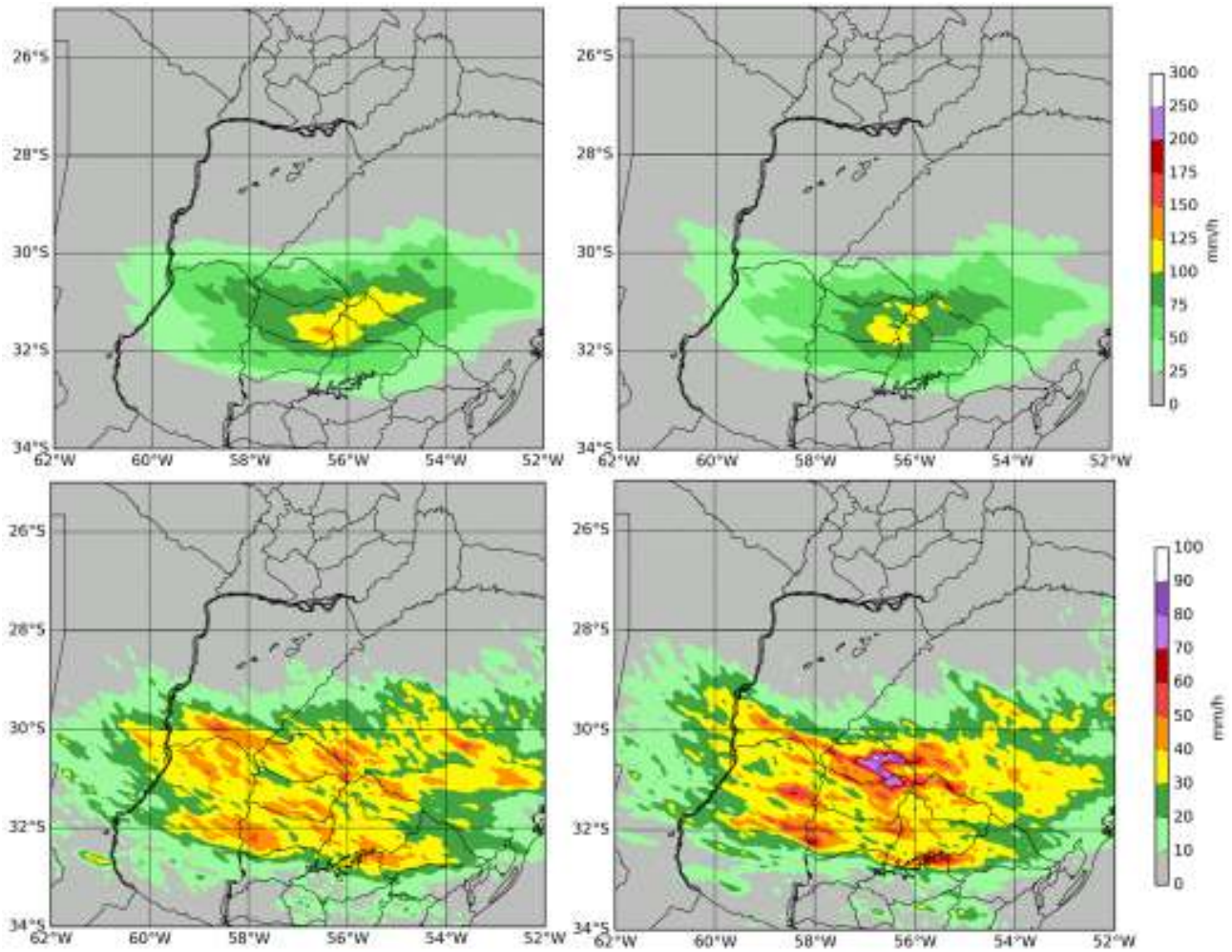


Figura 37.3: Campos pronosticados de precipitación media (panales superiores) y dispersión (paneles inferiores) de las dos estrategias de pronósticos por ensambles analizadas. Los valores corresponden a la precipitación acumulada en el periodo de verificación (mm). Ensamble control (paneles izquierdos) y ensamble multifísica (panales derechos).

Este caso de estudio pone de manifiesto la magnitud de las incertidumbre asociada al pronóstico de eventos de alto impacto en la región. Por otra parte este grado de incertidumbre incrementa la potencialidad de los ensambles de alta resolución para poder aportar información útil respecto del pronóstico de fenómenos de alto impacto. Este tipo de información, si es bien utilizada por los pronosticadores y correctamente transmitida e interpretada por los organismos asociados a la gestión de riesgo, puede contribuir a disminuir los daños económicos y sociales ocasionados por fenómenos meteorológicos de alto impacto. Por otra parte este caso de estudio muestra que existen todavía limitaciones para poder cuantificar adecuadamente dicha incertidumbre y que es necesario continuar profundizando la investigación aplicada al desarrollo de técnicas de generación de ensambles más apropiadas para la mesoescala y que tengan también en cuenta la interacción con otras escalas.

37.3 Calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos

De acuerdo con lo mencionado en la sección anterior, los pronósticos por ensambles utilizando modelos que permiten representar los procesos convectivos, son una herramienta importante para el pronóstico de eventos meteorológicos de alto impacto. No obstante, su alto costo computacional, dificulta la extensión de los plazos de estos pronósticos más allá de las 36-48 horas. Para plazos mayores, se pueden utilizar los sistemas de pronósticos por ensamble globales como por ejemplo los generados por el European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF, sec. 19.3 en la página 299) o el National Center for Environmental Prediction (NCEP).

No obstante, como es sabido, los pronósticos por ensambles suelen producir una estimación sesgada de la incertidumbre asociada a los pronósticos. Por tanto resulta importante estimar la magnitud y signo de los sesgos en la incertidumbre y en el valor de las variables pronosticadas, como así también avanzar en el desarrollo de técnicas de posprocesamiento estadístico que permitan corregir parcialmente dichos sesgos.

En particular en el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina, se implementó operativamente la corrección o calibración de los pronósticos probabilśiticos de precipitación a corto y mediano plazo utilizando la técnica de pronóstico por análogos [8]. Dicha técnica fue introducida por HAMILL et al. [259] y se basa en la utilización de un conjunto de pronósticos globales por ensambles y retrospectivos que se extiende desde el primero de enero de 1984 hasta la actualidad (https://www.esrl.noaa.gov/psd/forecasts/reforecast2/). Una de las ventajas de este conjunto de datos, es que permite contar con una historia mucho mayor que la que brindan la mayoría de las versiones operativas de los pronósticos globales. Esto posibilita obtener estadísticas más robustas acerca de los errores del modelo, a la par que habilita la utilización de métodos de calibración más complejos como la regresión por análogos.

37.3.1 Regresión por análogos

La regresión por análogos también conocido como el método de los k-vecinos más cercanos [12], es un método de aprendizaje automático utilizado en problemas de clasificación y regresión, que permite encontrar relaciones no lineales entre diferentes variables de un mismo conjunto de datos. La aplicación de la regresión por análogos a la calibración de pronósticos probabilistas de precipitación y temperatura utilizando pronósticos retrospectivos fue introducida por HAMILL et al. [259]. La Figura 37.4 en la página siguiente, ejemplifica la aplicación de la técnica con pronósticos de precipitación. En dicha técnica, primero se compara el pronóstico actual (panel superior en la Figura 37.4 en la página siguiente) sobre una región dada que en este caso consta de 3 x 3 puntos de retícula y para un plazo dado de pronóstico, con todos los pronósticos retrospectivos correspondientes a la misma región y plazo de pronóstico. Aquellos pronósticos retrospectivos que resulten más similares al pronóstico actual serán considerados los análogos de nuestra situación actual (segunda fila de paneles en la Figura 37.4 en la página siguiente). La similitud puede medirse de diferentes maneras, pero en este caso se utiliza la diferencia medida en el campo de precipitación pronosticado a través del error cuadrático medio. Para mejorar la representatividad de los pronósticos por análogos, en la presente implementación, los análogos son buscados en un período de +/- 30 días alrededor del día del año correspondiente al pronóstico actual. De esta manera se busca encontrar análogos que correspondan a la misma época del año.

Una vez seleccionados los análogos, se toman las observaciones de precipitación correspondientes a di-

chos análogos (tercera línea de paneles en la Figura 37.4). Dicho conjunto de observaciones son una muestra a partir de la cual podemos estimar la distribución de probabilidad de la precipitación en aquellos días en los que el pronóstico era similar al pronóstico actual (última fila de paneles en la Figura 37.4). A partir de dicha muestra se pueden evaluar las probabilidades de que la precipitación supere un determinado umbral. Este procedimiento se repite para cada región y para cada plazo de pronóstico hasta obtener un mapa completo de la probabilidad de precipitación para diferentes umbrales y para diferentes plazos de pronóstico.

La efectividad de la regresión por análogos puede depender en gran medida de aspectos tales como el tamaño del dominio utilizado para realizar la búsqueda de los análogos, las variables involucradas en el cálculo de la similitud de los pronósticos, las medidas de similitud utilizadas y la cantidad de análogos considerados.

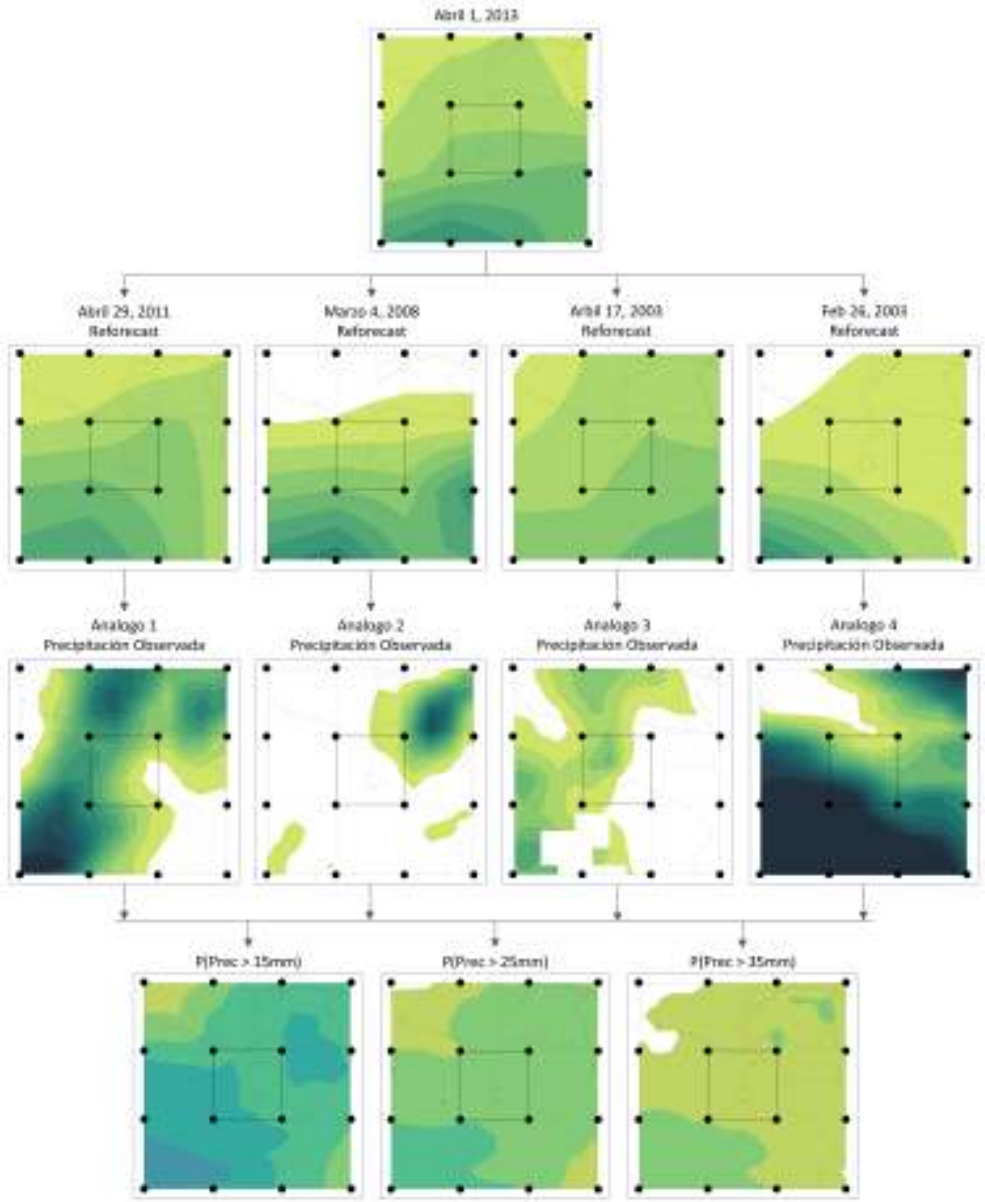


Figura 37.4: Esquema que representa el proceso de calibración de los pronósticos probabilistas de precipitación utilizando el método de regresión por análogos (tomada de [485]).

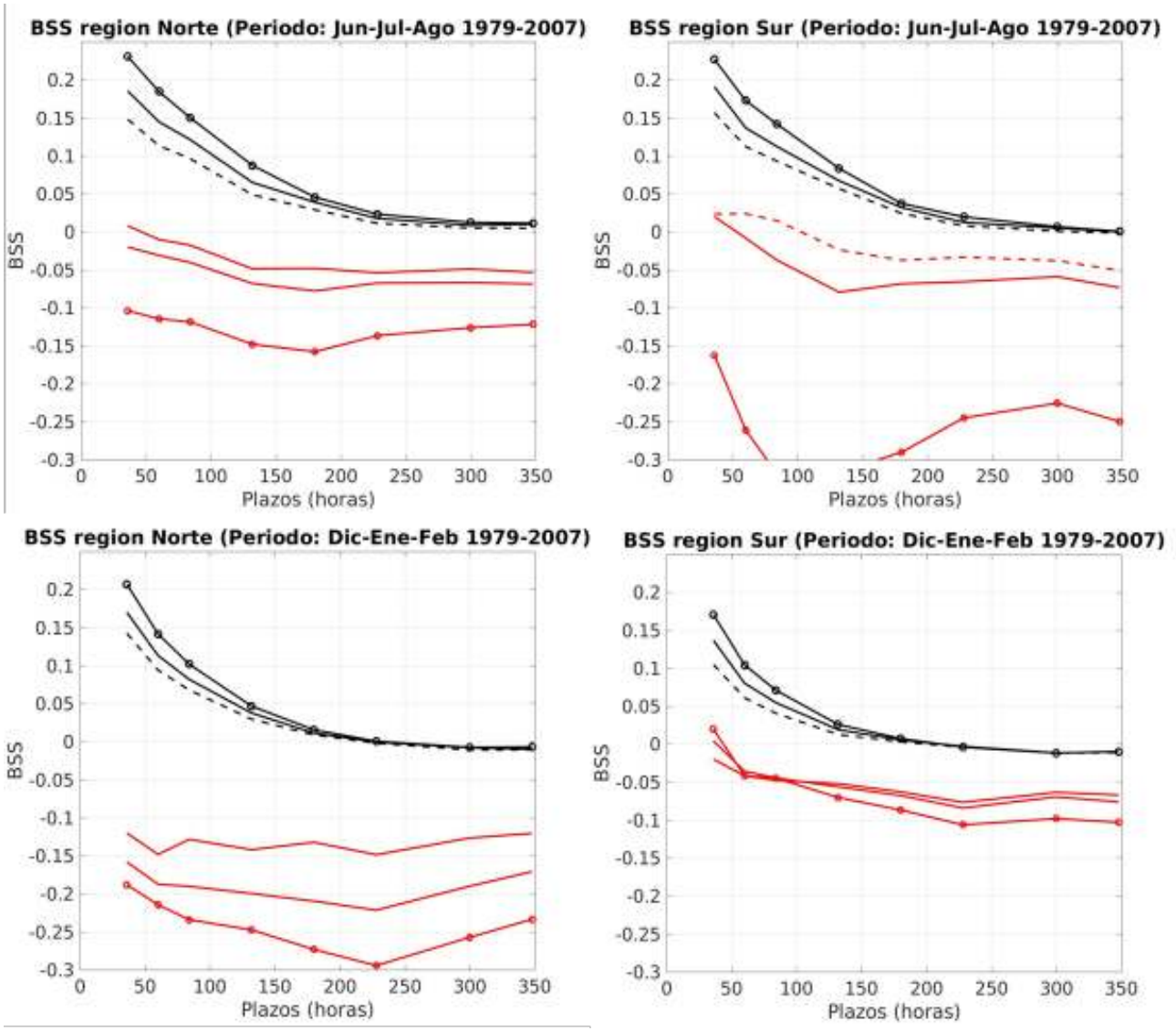


Figura 37.5: Coeficiente de acierto de Brier (BSS, sec. 15.9.8 en la página 238) como función del plazo de pronóstico (horas) para los pronósticos probabilistas de precipitación calibrados a través de la regresión por análogos (negro) y pronósticos probabilistas de precipitación no calibrados (rojo). En todos los casos se muestran los pronósticos probabilistas para los umbrales de 1 mm (línea sólida y círculos), 5 mm (línea sólida) y 10 mm (línea punteada). Los paneles superiores corresponden a los meses de junio, julio y agosto (invierno), los paneles inferiores a los meses de diciembre, enero y febrero (verano), los paneles de la izquierda corresponden a la región norte y los de la derecha a la región sur.

37.3.2 Verificación de los pronósticos por análogos en Argentina

La aplicación de la regresión por análogos, produjo mejoras importantes en la calidad de los pronósticos probabilistas de precipitación sobre el sur de Sudamérica. A continuación se muestran algunos resultados de la verificación de los pronósticos retrospectivos de precipitación en plazos de 24 h sobre estaciones de Argentina, y como dichos pronósticos podrían mejorarse mediante la introducción de una calibración basada en la regresión por análogos.

La Figura 37.5 muestra los valores del coeficiente de acierto de Brier (BSS por sus siglas en inglés, sec. 15.9.8 en la página 238) calculado para los pronósticos retrospectivos calibrados utilizando el método de regresión por análogos [8] y para los pronósticos probabilistas no calibrados (es decir aquellos que se obtienen computando la frecuencia de miembros del ensamble que indican precipitación por encima del umbral seleccionado). La verificación de los pronósticos se realizó sobre dos regiones diferentes: la región norte de Argentina caracterizada por un clima más húmedo y subtropical y la región sur en donde predominan características de un clima templado. La

verificación también se realizó en forma separada para los meses de invierno y de verano. Para ambas regiones, tanto en invierno como en verano, la aplicación de la regresión por análogos tiene como resultado una notoria mejora del rendimiento del pronóstico para los diferentes umbrales analizados. En prácticamente todos los casos, el pronóstico no calibrado muestra valores negativos de BSS, es decir que su utilidad es muy limitada a la hora de su uso en la toma de decisiones. No obstante, la calibración utilizando la regresión por análogos muestra valores claramente positivos de BSS hasta plazos que van aproximadamente hasta las 300 horas de pronóstico.

En 2012, el NCEP generó un segundo conjunto de pronósticos retrospectivos utilizando la versión del modelo GFS utilizada en dicho año. Esta versión actualizada esta disponible en: https://www.esrl.noaa.gov/psd/forecasts/reforecast2/ . En esta nueva versión la resolución del modelo global se incrementó de T62 a T254 para los primeros 8 días de pronóstico pasando luego a T190 hasta los 16 días de pronóstico.

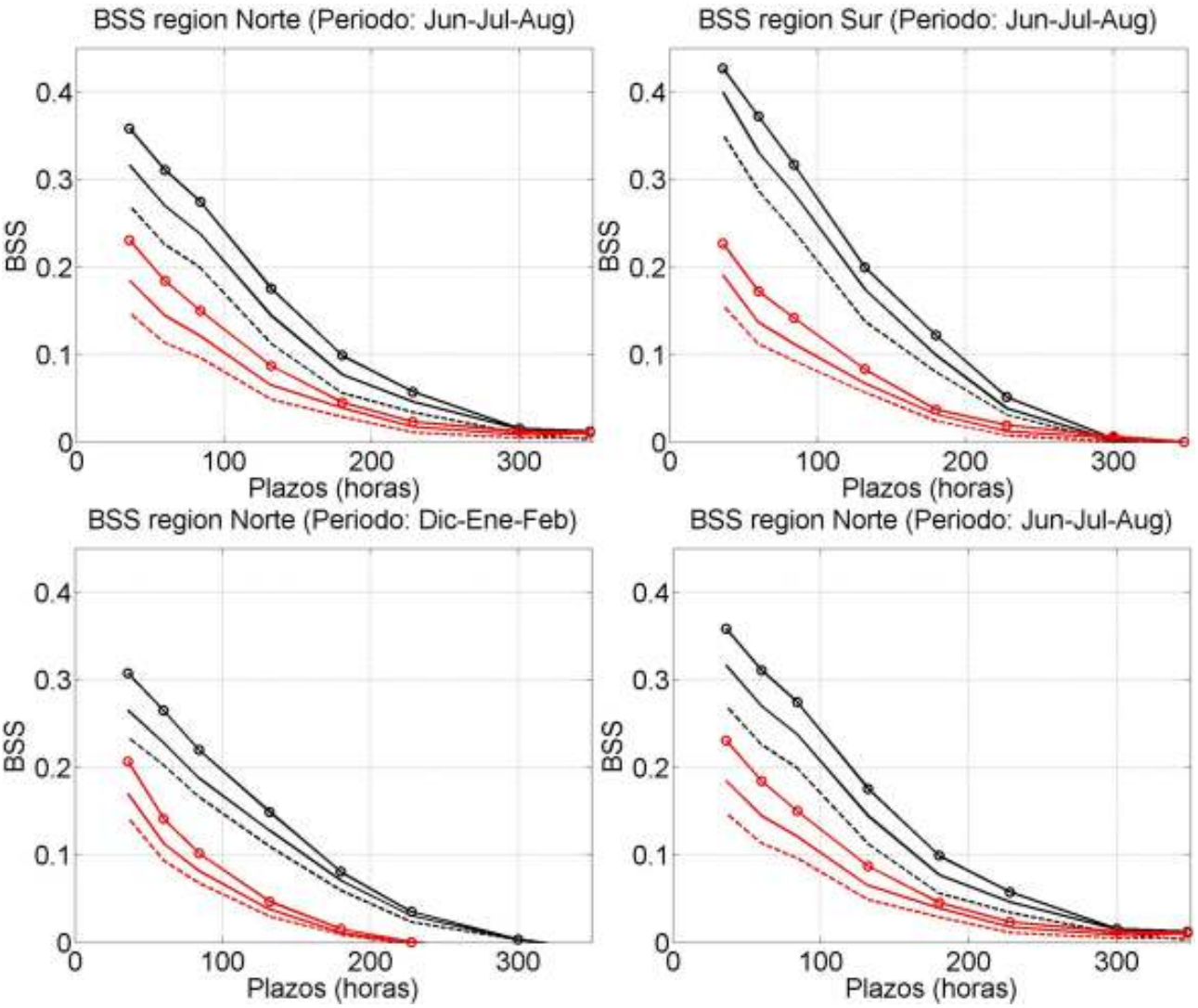


Figura 37.6: Coeficiente de acierto de Brier como función del plazo de pronóstico (horas) para los pronósticos probabilistas de precipitación calibrados a través de la regresión por análogos utilizando la versión 2 de los pronósticos retrospectivos (negro) y la versión 1 de los pronósticos retrospectivos (rojo). En todos los casos se muestran los pronósticos probabilistas para los umbrales de 1 mm (línea sólida y círculos), 5 mm (línea sólida) y 10 mm (línea punteada). Los paneles superiores corresponden a los meses de junio, julio y agosto (invierno), los paneles inferiores a los meses de diciembre, enero y febrero (verano), los paneles de la izquierda corresponden a la región norte y los de la derecha a la región sur.

La Figura 37.6 en la página anterior muestra el impacto del aumento de la resolución en el conjunto de pronósticos retrospectivos. Los valores de BSS obtenidos con los pronósticos retrospectivos de alta resolución son sensiblemente mejores que los obtenidos con la versión de baja resolución. En esta figura se puede apreciar además un mejor rendimiento de los sistemas de pronósticos probabilistas durante los meses de invierno en ambas regiones. Esto se evidencia a través de la convergencia del BSS al valor de 0, que durante el invierno se produce para plazos de pronóstico mayores. Una de las principales motivos de este comportamiento es que durante los meses cálidos gran parte de la precipitación está explicada por la ocurrencia de sistemas convectivos como el analizado en la sección anterior en donde la incertidumbre asociada a los pronósticos suele ser muy grande aún en plazos de tiempo cortos. Más aún, el sistema analizado en la sección anterior muestra que la incertidumbre asociada a estos sistemas no está únicamente confinada a las escalas pequeñas, sino que también se da en escalas espaciales más grandes que determinan la posición o intensidad del sistema convectivo en su conjunto.

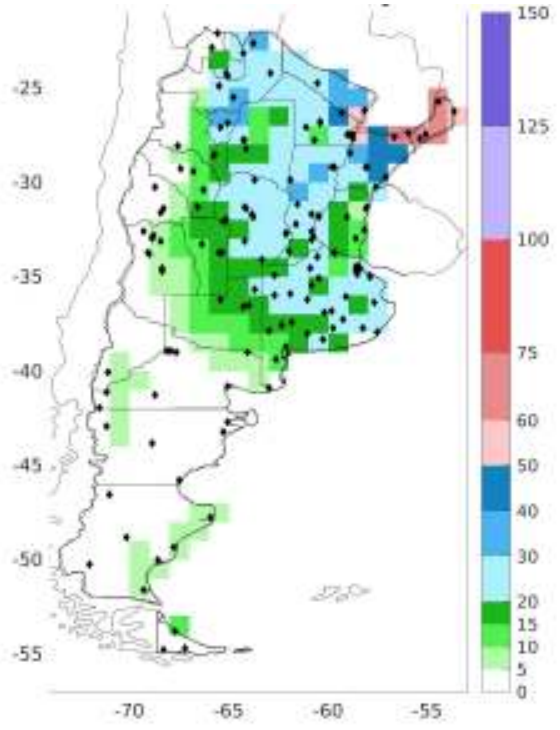


Figura 37.7: Probabilidad de precipitación por encima del percentil 80 % de la distribución climatológica para la semana comprendida entre el 18 de octubre y el 24 de octubre de 2017 estimada utilizando la regresión por análogos a partir de los pronósticos retrospectivos del NCEP.

Los pronósticos probabilistas de precipitación generados a partir de la regresión por análogos se encuentran implementados operativamente en el Servicio Meteorológico Nacional y utilizan los datos observados de precipitación acumulada en 24 horas de la red de estaciones de superficie del Servicio Meteorológico Nacional y del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Los pronósticos probabilistas de precipitación acumulada en 24 horas se generan en plazos de pronóstico de 1 a 7 días. Por otra parte se generan pronósticos probabilistas de precipitación total acumulada en 7 días para los plazos de entre 1 y 7 días y entre 8 y 14 días. Estos últimos se generan para umbrales de precipitación fijos y para umbrales definidos a partir de determinados percentiles de la distribución climatológica de lluvias en diversas estaciones. Un ejemplo de pronóstico probabilista de lluvia entre los plazos de 8 y 14 días se puede ver en la Figura 37.7.

37.3.3 Visualización de los pronósticos por análogos

Con la llegada de los pronósticos por ensambles, la cantidad de información a disposición del pronosticador o de los usuarios de los pronósticos meteorológicos se incrementó de forma significativa. Esta situación se acentúa aún más con el incremento de la resolución y con el aumento del tamaño de los ensambles. El incremento en el volumen de información trae aparejados desafíos respecto a la interpretación y análisis de los resultados en forma eficiente.

Una de las maneras de alcanzar este objetivo, es a través del diseño de herramientas que permitan visualizar los aspectos significativos de la información en forma rápida y sencilla. El volumen de información creciente asociado a los pronósticos por ensambles puede ser utilizado de manera más eficiente por parte de los pronosticadores y tomadores de decisión, mediante el uso de técnicas de análisis visual (Visual Analytics, [604]). Un ejemplo de tales desarrollos que se lleva adelante en Argentina es el sistema *Albero*. Albero es una solución de análisis visual, especialmente diseñada para el análisis de los pronósticos probabilistas de precipitación basados en los pronósticos retrospectivos [152].

Figura 37.8: Albero es una solución de análisis visual que combina diferentes técnicas de visualización e interacción para facilitar un análisis eficiente del pronóstico probabilista.

La Figura 37.8 muestra los diferentes ciclos de interacción con el usuario integrados en Albero. El primero de estos ciclos es el ciclo de configuración o parametrización, luego vienen el ciclo de pronóstico probabilistas y el ciclo de análogos. En el ciclo de configuración, el usuario puede definir de manera sencilla, parámetros tales como el plazo de pronóstico, la extensión del pronóstico y los umbrales de precipitación para los cuales desea estimar la probabilidad. Esto se hace a través de un menú interactivo (Figura 37.8). Una vez configurada la herramienta, se realiza el cálculo del pronóstico por análogos sobre toda la región de interés, utilizando dominios locales superpuestos [152]. Esto permite visualizar a través de múltiples mapas miniatura, los pronósticos probabilistas para los umbrales y plazos indicados. Finalmente, el ciclo de pronóstico por análogos permite inspeccionar con más detalle lo que sucede en una región en particular. En este ciclo la herramienta permite visualizar los análogos individuales obtenidos, ordenados de acuerdo a su nivel de similitud, así como algunas propiedades estadísticas adicionales del conjunto de análogos como su media, el error medio del modelo, etc. Este último ciclo permite entre otras utilidades inspeccionar la existencia de eventos extremos dentro del conjunto de análogos identificado, así como monitorear la calidad de los análogos encontrados para cada caso particular.

Albero representa además un avance en la implementación de la regresión por análogos y los pronósticos retrospectivos, ya que utiliza estimaciones satelitales de precipitación CMORPH [328] que se encuentran disponibles entre -40 y 40° de latitud, permitiendo la generalización de su uso en varias regiones del planeta. En la actualidad Albero se encuentra funcionando en forma experimental para el sur de Sudamérica (la versión experimental puede ser consultada en https://albero.cg.tuwien.ac.at/).

37.4 Pronósticos por ensambles en escala estacional

En el sudeste de Sudamérica, los eventos climáticos extremos y en particular aquellos ligados con la precipitación (ej. Las sequías prolongadas o los períodos extremadamente lluviosos) ponen la productividad e infraestructura de la región en riesgo. Un concepto innovador para enfrentar estas condiciones climáticas adversas, conocido como manejo del riesgo climático, se sostiene en la planificación y la implementación satisfactoria de acciones previas a la ocurrencia de estos eventos. Dentro de este contexto los pronósticos climáticos de calidad constituyen un pilar fundamental para que estas estrategias de trabajo resulten exitosas contribuyendo de esa manera al desarrollo productivo de diversos sectores socioeconómicos que se verían beneficiados al disponer de pronósticos en escalas mayores que la típicamente asociada al pronóstico del tiempo.

El estudio de las fuentes de variabilidad interanual de la precipitación en Sudamérica ha recibido considerable atención (e. g. [622]). En particular se ha mostrado que en el sudeste de Sudamérica la variabilidad de la precipitación en escalas interanuales exhibe gran amplitud a lo largo de todo el año (e. g. [621]) y que el fenómeno que posee mayor influencia sobre dicha variabilidad es el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (e. g. [238]) aunque modulado por las condiciones del Atlántico Ecuatorial [34]. Las anomalías en la temperatura de superficie del mar (TSM) en el Índico tropical, y en particular aquellas asociadas con el dipolo del océano Índico (IOD por sus siglas en inglés), influyen también sobre la precipitación estacional [121] al igual que el Modo Anular del Sur (SAM por sus siglas en inglés) [565].

Los estudios de predecibilidad del clima en escalas estacionales sobre Sudamérica demuestran que existen oportunidades para el desarrollo de herramientas de pronóstico que aporten información útil tanto en regiones tropicales como extratropicales. Recientemente, OSMAN et al. [464] analizaron la predictibilidad y el rendimiento del conjunto de modelos del proyecto *Climate Historical Forecast Project* (CHFP, [607]) en pronosticar la circulación de verano e invierno del Hemisferio Sur y encontraron que la predictibilidad y el desempeño en las inmediaciones de Sudamérica es alta, especialmente durante el verano. Asimismo, OSMAN Y VERA [463] evaluaron la predictibilidad y el desempeño de los modelos del proyecto CHFP en pronosticar la temperatura y precipitación sobre Sudamérica confirmando que la predictibilidad de la temperatura superficial y la precipitación es significativa sobre todo en regiones tropicales siendo la predictibilidad de la temperatura mayor a la de la precipitación. Sin embargo, algunas regiones específicas del sur de Sudamérica muestran valores relativamente altos de predictibilidad. En particular, los valores más altos de predictibilidad de la precipitación extratropical se encuentran en el sudeste de Sudamérica y durante el verano DEF desplazándose más al norte durante el invierno.

Hasta ahora se han hecho muy pocos desarrollos de herramientas de pronóstico estacional para Sudamérica a partir de las predicciones globales provistas operativamente por diferentes modelos globales de pronóstico. Uno de esos pocos ejemplos es el sistema de pronóstico de precipitación estacional, EUROBRISA, de COELHO y otros ([132]). Por ese motivo en Argentina se lleva adelante el desarrollo de un sistema de pronóstico operativo en escala estacional que funciona sobre la base de la combinación y calibración de pronósticos numéricos globales provistos por el proyecto CHFP (http://chfps.cima.fcen.uba.ar/). Este conjunto cuenta con la ventaja de estar disponible para toda la comunidad en tiempo real, lo que permite la implementación de un pronóstico probabilista estacional calibrado para la región.

37.4.1 Calibración de pronósticos estacionales

El sistema implementado que combina y calibra pronósticos estacionales para Sudamérica generado por diferentes modelos numéricos globales se basa en la metodología de regresión por ensamble o EREG [617] desarrollada e implementada por el Climate Prediction Center (CPC) para sus pronósticos estadísticos y dinámicos y en el marco de la iniciativa North American Multi Model Ensemble (NMME). Esta herramienta cuenta con la ventaja de ser muy fácil de implementar y muestra un rendimiento por encima de otros métodos sencillos de calibración de pronósticos aprovechando al mismo tiempo toda la información que provee el ensamble y no sólo aquella asociada al promedio del conjunto.

EREG consiste en describir la función de distribución de probabilidad de las variables que se desea pronosticar utilizando una combinación de distribuciones gaussianas. En los métodos de calibración tradicionales, muchas veces se considera a dicha distribución como una gaussiana centrada en la media del ensamble y cuya desviación estándar está dada por la dispersión del ensamble. En el caso del EREG, la distribución se describe como una suma de gaussianas centradas alrededor del valor pronosticado por cada uno de los miembros del ensamble. El método provee además una forma de estimar el ancho de cada una de estas distribuciones de forma tal que la función de distribución total describa en forma lo más precisa posible la incertidumbre del pronóstico. Este método se basa en la suposición de que los diferentes miembros que componen el ensamble tienen la misma probabilidad de producir el pronóstico más preciso para un evento cualquiera (es decir que su desempeño es estadísticamente igual). Por otra parte también se asume que los errores de cada uno de los pronósticos se distribuyen en forma gaussiana.

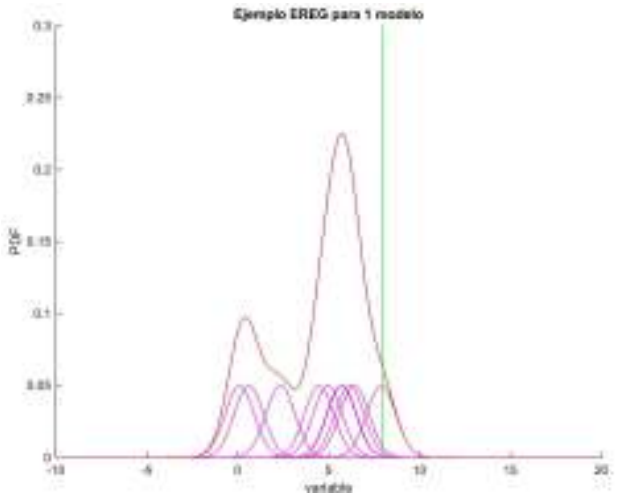


Figura 37.9: Figura ilustrativa de la Función de Densidad de Probabilidad derivada de la aplicación de EREG a un ensamble con 10 miembros. La función de densidad de probabilidad (FDP, línea roja) es la suma normalizada de las campanas gaussianas centradas en las estimaciones de la regresión de cada uno de los miembros del ensamble (líneas magenta). La línea vertical verde representa la observación.

La Figura 37.9 muestra un ejemplo de cómo se estima la función de distribución de probabilidad para una variable pronosticada a partir de las funciones de distribución calculadas a partir de cada uno de los miembros del ensamble. En este caso al asumir que todos los miembros son igualmente probables, la distribución total se obtiene como el promedio algebraico de las distribuciones obtenidas a partir de cada miembro en particular. En este ejemplo en particular, se puede apreciar que la distribución resultante puede adoptar formas complejas como por ejemplo la estructura bimodal que aparece en la figura. A partir de la distribución de probabilidad total se pueden obtener fácilmente probabilidades para diferentes rangos de las variables pronosticadas.

En el caso de contar con múltiples modelos disponibles, además de calibrar cada pronóstico, deben combinarse si se quiere obtener un único pronóstico integrado. Para alcanzar este último propósito, es necesario consolidar los pronósticos evaluando objetivamente su credibilidad. En el sistema implementado se están evaluando dos enfoques basados en EREG : Por un lado se consideró la PDF calibrada obtenida con cada modelo luego de aplicar EREG y se aplicó un promedio pesado, según el desempeño individual de cada modelo, para obtener una PDF final. Por otro lado, se aplicó EREG al ensamble compuesto por todos los miembros de todos los modelos siendo cada miembro del ensamble asociado a cada modelo pesado en función del desempeño individual de dicho modelo.

37.4.2 Verificación de los pronósticos estacionales calibrados sobre Sudamérica

Las metodologías de calibración y combinación presentadas fueron aplicadas a los pronósticos estacionales de precipitación y temperatura para los trimestres Diciembre-Enero-Febrero (DEF) y Junio-Julio-Agosto (JJA) a partir de condiciones iniciales generadas en noviembre y mayo respectivamente, provistos por los modelos de CHFP. El dominio elegido abarca la totalidad de Sudamérica, (275° E - 330° E; 15° N - 60° S). Cada modelo del conjunto fue calibrado utilizando EREG y luego combinado utilizando las dos metodologías mencionadas para obtener dos pronósticos consolidados. La verificación de los pronósticos calibrados se realizó para los pronósticos comprendidos entre los años 1982 y 2005 utilizando la técnica de validación cruzada.

En general el rendimiento de la calibración utilizando EREG y la aplicación de las metodologías de combinación mejoran los resultados utilizando las salidas directas de los modelos, tanto en forma determinista como probabilista, así como para todas las variables y trimestres considerados. La Figura 37.10 en la página siguiente muestra, a modo de ejemplo, el coeficiente de correlación de anomalías (ACC por sus siglas en inglés) para el pronóstico de precipitación en DEF. El ACC calculado es en general superior con el pronóstico final consolidado, sobre todo en las regiones donde el uso directo del ensamble multimodelo (MME; generado a partir de la media del ensamble de cada modelo) se asocia con ACC significativos. En cambio, en las regiones donde el MME no presenta ningún tipo de calidad, el desempeño del ensamble calibrado es dispar.

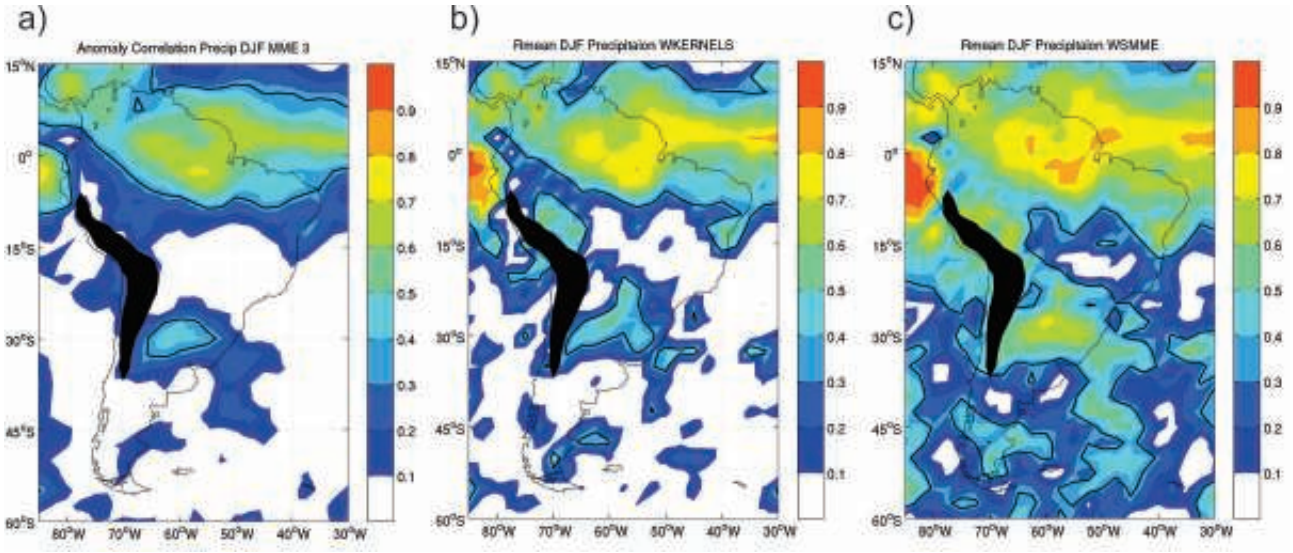


Figura 37.10: Coeficiente de correlación de anomalías entre la precipitación de DEF observada y el pronóstico de precipitación de DEF obtenido a partir de a) el MME sin calibrar, b) la media de la FDP obtenida luego de promediar la PDF de cada modelo obtenida con EREG, c) la media de la FDP obtenida luego de aplicar EREG al ensamble compuesto por todos los miembros de todos los modelos. La línea negra marca los valores a partir de los cuales el coeficiente de correlación es significativo al 95 % de confianza.

Los resultados se evaluaron también con un pronóstico probabilista para tres categorías: por debajo de lo normal, normal y por encima de lo normal. Estas tres categorías son definidas de forma tal de que sean equiprobables de acuerdo con la climatología de cada punto de retícula. Cuando se evalúa el desempeño del pronóstico probabilista utilizando el Ranked Probability Skill Score (RPSS, sec. 15.9 en la página 230), se observa que los ensambles consolidados producen mejores resultados que el pronóstico sin calibrar. Las mejoras ocurren en todo el dominio pero sólo en los trópicos se supera el desempeño del pronóstico de referencia que consiste en asignar a cada categoría la misma probabilidad de ocurrencia. La Figura 37.11 ilustra esta situación para el pronóstico de precipitación en DEF.

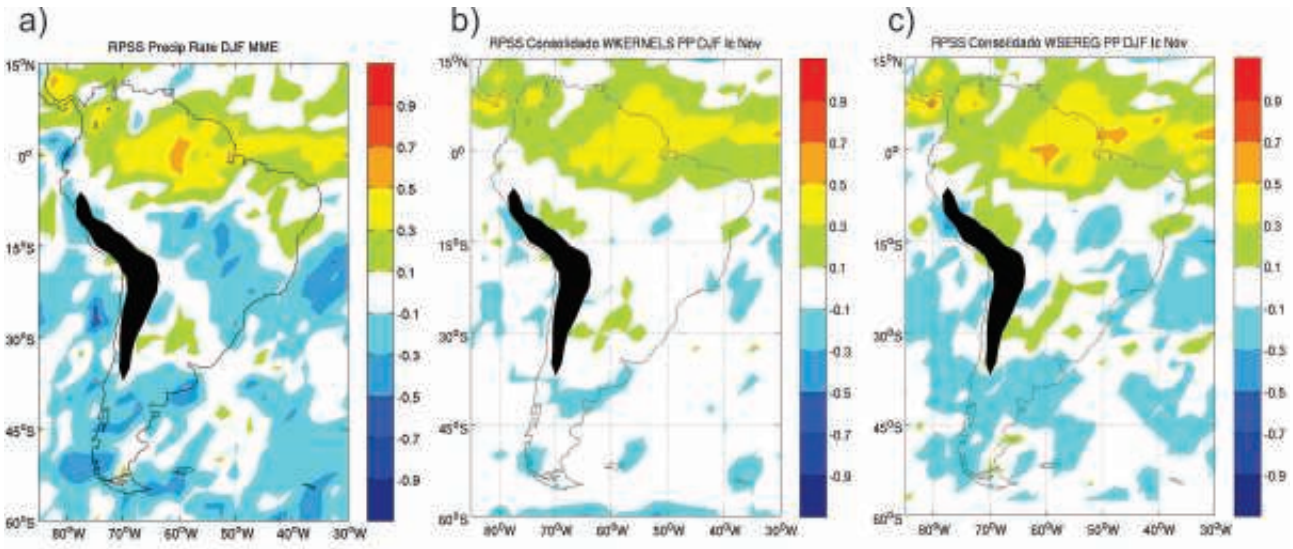


Figura 37.11: RPSS entre la precipitación categórica de DEF observada y el pronóstico probabilista de precipitación de DEF obtenido a partir de a) el MME sin calibrar, b) la FDP obtenida luego de promediar la PDF de cada modelo obtenida con EREG, c) la FDP obtenida luego de aplicar EREG al ensamble compuesto por todos los miembros de todos los modelos. El área sombreada en negro enmascara la región donde la topografía alcanza alturas por encima de los 3000 metros.

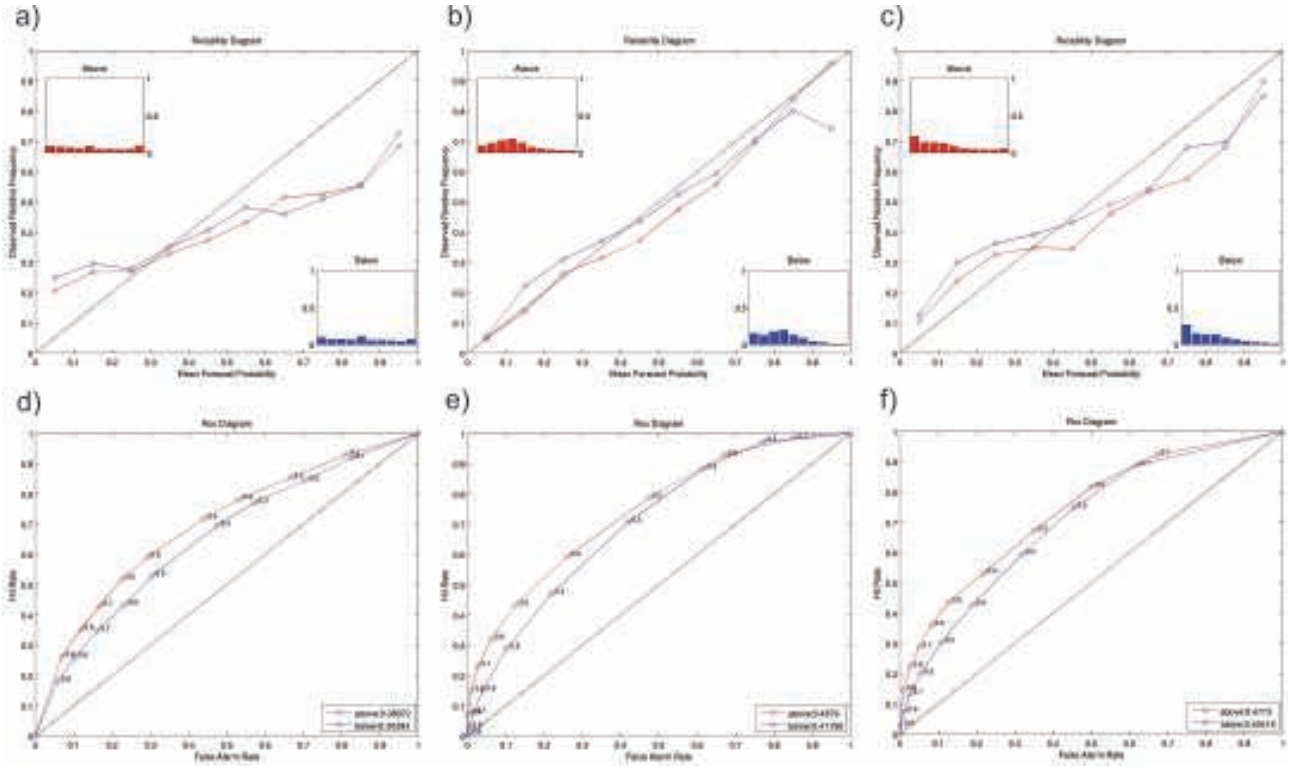


Figura 37.12: Para el pronóstico probabilista de temperatura superficial de DEF sobre Sudamérica a),b) y c) Diagramas de atributos y frecuencia de distribución relativa; y d), e) y f) diagramas ROC. El color rojo (azul) es utilizado para el evento temperatura superior (inferior) a lo normal. Los pronósticos son obtenidos con tres metodologías: a) y d) el pronóstico sin calibrar; b) y e) la FDP obtenida luego de promediar la PDF de cada modelo obtenida con EREG; c) y f) la FDP obtenida luego de aplicar EREG al ensamble compuesto por todos los miembros de todos los modelos.

El análisis del desempeño del pronóstico probabilista en términos de la confiabilidad y la resolución muestra que en general el pronóstico hecho con el ensamble sin calibrar presenta poca confiabilidad, mientras que la calibración la mejora, para ambas variables y períodos. Por otro lado, en términos de resolución, la calibración y combinación mejoran en general el desempeño respecto al pronóstico sin calibrar sobre latitudes tropicales, especialmente en los pronósticos de temperatura. En los extratrópicos todas las metodologías presentan poca resolución, con excepción del pronóstico de temperatura en JJA. En general, los resultados en los pronósticos de precipitación no difieren mucho si se pronostica la categoría superior a lo normal o inferior a lo normal. En cambio, se encontró que en los pronósticos de temperatura la categoría superior a lo normal suele presentar mejor desempeño que la inferior a lo normal con todas las metodologías. La Figura 37.12 muestra como ejemplo el desempeño del pronóstico en términos de confiabilidad y resolución (paneles superiores, diagrama de atributos) y discriminación (paneles inferiores, diagrama ROC) para el pronóstico de temperatura de DEF.

37.5 Conclusiones generales del capítulo

Entre los desafíos más importantes relacionados con el pronóstico por ensamble en la región, se debe mencionar la necesidad de una mejora en la comunicación de la información acerca de la incertidumbre de los pronósticos en las diferentes escalas espaciales y temporales. Es importante notar que en la actualidad, en Argentina, esta información no se está comunicando al público o a los tomadores de decisiones, sino que está disponible solo para los pronosticadores.

Para poder avanzar en la comunicación de los pronósticos, es necesario incrementar el vínculo con los usuarios de la información, es decir con aquellos que utilizan los pronósticos meteorológicos en el proceso de tomas de decisiones. Es fundamental entender más en profundidad cómo la información meteorológica participa de dichos procesos de toma de decisión para mejorar la especificidad de los productos generados. Por otra parte también es importante que los tomadores de decisión puedan utilizar la información de la incertidumbre asociada a los pronósticos y de esa

manera aprovechar al máximo la información meteorológica disponible. La incertidumbre es una pieza fundamental del proceso de toma de decisiones, por lo cual la información meteorológica no puede ser eficientemente utilizada si no se conoce la incertidumbre asociada a la misma. Una de las principales dificultades asociadas a la incertidumbre en la información meteorológica es que la misma varía constantemente en el tiempo y en el espacio. Esto implica que los pronósticos meteorológicos en diferentes escalas pueden ser efectivos en determinados casos o prácticamente inútiles en otros y es importante que los usuarios comprendan bajo qué condiciones el nivel de incertidumbre presente en la información meteorológica nos permite utilizarla para la toma de una decisión concreta.

Los pronósticos por ensambles pueden ser utilizados más allá de la cuantificación de la incertidumbre para la mejora de los modelos y de las condiciones iniciales. Existen en la actualidad métodos como el filtro de Kalman por ensambles que utiliza la cuantificación de la incertidumbre basada en un ensamble de pronósticos, para asimilar observaciones y de esa forma obtener condiciones iniciales más precisas junto con una estimación de la incertidumbre asociada a las mismas. Estas técnicas han producido impactos positivos en la calidad de los pronósticos desde la escala estacional hasta la mesoescala. Por tal motivo en la actualidad se están desarrollando e implementando sistemas de asimilación de datos basados en ensambles en diferentes escalas espaciales que van desde la escala sinóptica a la escala convectiva.

Respecto de los pronósticos por ensambles en si mismos, si bien se ha avanzado mucho en la cuantificación de la incertidumbre de los pronósticos meteorológicos utilizando esta técnica sobre la región, todavía existen muchos casos en los que los fenómenos de interés ocurren aún sin haber sido anticipados por ninguno de los escenarios futuros que componen el ensamble indicando que existe lugar para la mejora de los métodos que se utilizan para representar adecuadamente las fuentes de incertidumbre presentes tanto en la determinación de las condiciones iniciales y de borde, como en la formulación de los modelos numéricos que se utilizan para realizar los pronósticos. Es importante mencionar además que cada escala tiene a este respecto sus particularidades y que las diferentes fuentes de incertidumbre pasan a tener un peso relativo diferente en cada caso, lo cual hace que los métodos necesarios para representar dicha incertidumbre deban ser convenientemente diseñados y ajustados de acuerdo a los requerimientos de cada problema en particular.

Otro tópico que está íntimamente asociado con los pronósticos por ensambles son las técnicas de posprocesamiento estadístico, en particular aquellas diseñadas para calibrar los pronósticos probabilistas que se derivan de un ensamble. En este campo las diferentes aplicaciones que se muestran en este capítulo ponen de manifiesto la importancia de contar con dichas técnicas para obtener pronósticos probabilistas más confiables. Es importante avanzar en el desarrollo de técnicas que hagan un uso cada vez más eficiente de la información provista por todo el ensamble y por las observaciones utilizadas en el proceso de calibración y que puedan ser aplicadas para ensambles compuestos por varios modelos.

Aplicaciones en energía solar

38

DANIEL MASA BOTE
AKKA Technologies, Madrid, España

ANA CAROLINA DO AMARAL BURGHI Y TOBIAS HIRSCH
German Aerospace Center (DLR), Institute of Solar Research, Stuttgart, Alemania

ROBERT PITZ-PAAL
German Aerospace Center (DLR), Institute of Solar Research, Colonia, Alemania

> El uso de energía solar no ha sido desarrollado
> porque la industria del petróleo no posee el sol.
>
> RALPH NADER

Las actividades relacionadas con la obtención de energía en las que las condiciones meteorológicas tengan un impacto crítico pueden beneficiarse de importantes mejoras en su rendimiento si las previsiones meteorológicas son acertadas. Con el surgimiento de la predicción probabilista este beneficio puede ser aún mayor pues, como se describe en otras partes de este libro y más adelante en este mismo capítulo, pueden tomarse mejores decisiones si se conocen las probabilidades asociadas a la superación de distintos umbrales de ocurrencia de eventos meteorológicos. Utilizando el lenguaje económico, usar predicciones probabilistas tiene un valor relativo mayor, si se saben utilizar y serán, por tanto, más rentables. Nuestro futuro sólo puede encontrarse en la energía sostenible, como es el caso de la solar o la eólica.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la energía solar, predicción probabilista para la previsión de energía solar fotovoltaica, efecto cartera, almacenamiento eléctrico, gestión de la demanda, inclusión de incertidumbres de predicciones meteorológicas en la optimización del despacho de energía por plantas solares de concentración.

Imagen parte superior: La torre solar Jülich es un modelo de investigación para actuales y futuras centrales térmicas solares comerciales. Los experimentos se llevan a cabo con radiación solar altamente concentrada. Foto: DLR

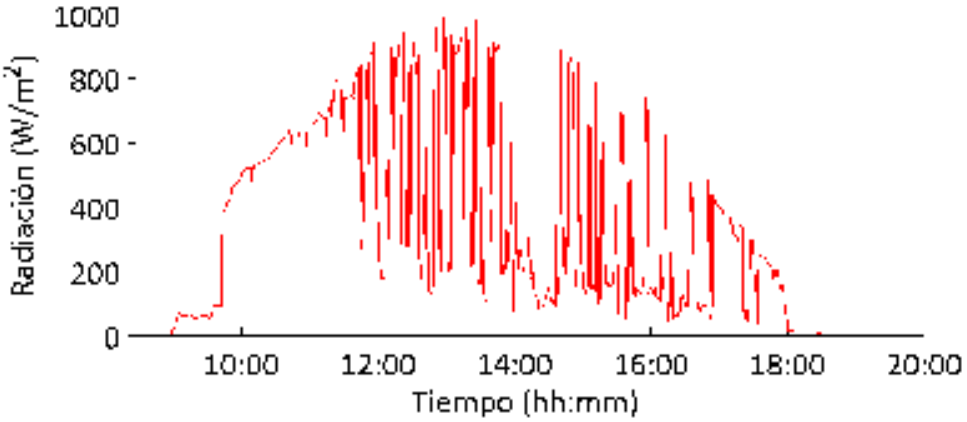


Figura 38.1: Variación de la radiación incidente en un día de nubosidad variable.

38.1 Previsiones meteorológicas en la energía solar fotovoltaica

DANIEL MASA BOTE
AKKA Technologies, Madrid, España

La afirmación con la que termina el encabezado del capítulo es, si cabe, más relevante en la situación actual de creciente penetración de las energías renovables en las redes eléctricas. De acuerdo con la Agencia Internacional de la Energía, la energía solar fotovoltaica contribuyó con 1 % al total de la energía eléctrica producida en todo el mundo. Esta penetración, pese a parecer baja a primera vista, está desigualmente distribuida: alcanzando un 8.1 % en Italia y un 6.0 % en Alemania, por ejemplo. En España la contribución de la energía solar fotovoltaica en ese año fue del 3.1 %. Además de la creciente preocupación por los efectos ambientales provocados por fuentes tradicionales de energía, basadas en combustibles fósiles, y por su inevitable agotamiento, este crecimiento ha estado provocado, además, por el abaratamiento de los costes de producción de las energías renovables, siendo competitivas en coste con las fuentes convencionales de generación en múltiples países. Es esperable que en el futuro esta tendencia no solo se mantenga sino que se acreciente.

La energía solar fotovoltaica, al igual que otras energías renovables como la eólica, ha sido considerada tradicionalmente una fuente de energía no fiable debido a su dependencia para producir energía de las condiciones meteorológicas, principalmente la radiación en el caso de los sistemas fotovoltaicos al estar íntimamente ligada su generación a la radiación incidente. La integración de la energía solar fotovoltaica en las redes eléctricas parte por lo tanto de la capacidad de conocer de antemano la capacidad de producción de los sistemas fotovoltaicos.

Las predicciones de radiación incidente se pueden agrupar en dos grupos bien diferenciados en función del horizonte de predicción o anticipación con la que se desea conocer la generación futura: predicciones a corto plazo con un horizonte de predicción de 24 a 48 horas y predicciones a muy corto plazo o predicciones inmediatas con las que se desea conocer las fluctuaciones de la generación de los sistemas fotovoltaicos con una antelación que va desde las 3 horas hasta periodos de unos pocos minutos.

Estos dos horizontes de predicción responden a dos necesidades concretas de los sistemas eléctricos. En el caso de predicciones a 24-48 horas, es la necesidad por parte de los operadores de los sistemas eléctricos de conocer con suficiente anticipación la capacidad de todos los generadores del sistema de tal manera que el operador pueda despachar la producción individual de cada generador teniendo en cuenta la demanda. Las predicciones inmediatas o a muy corto plazo están orientadas a contribuir a la estabilidad de la red eléctrica limitando fluctuaciones muy rápidas en la energía generada por un sistema fotovoltaico. A modo de ejemplo, en la Figura 38.1 se muestra la variación en la radiación durante un día de nubosidad variable.

Las predicciones a muy corto plazo quedan fuera del ámbito del presente estudio. No obstante, cabe indicar que estas predicciones no suelen efectuarse a partir

de modelos numéricos de predicción sino a partir de modelos estadísticos o análisis y extrapolación de imágenes obtenidas por satélite o radar.

38.1.1 Beneficios de las predicciones probabilistas

Como ya se ha comentado, el objetivo de las predicciones a corto plazo es conocer de antemano y con la mayor exactitud posible cuánta energía va a generar un sistema fotovoltaico para que estos puedan participar en los despachos de energía realizados por los operadores de los sistemas eléctricos. En los despachos, el operador del sistema eléctrico asigna a cada generador cuánta energía debe producir en función de su capacidad declarada de generación, que en el caso de los sistemas fotovoltaicos serán las predicciones a corto plazo, y la demanda prevista. Este criterio de asignación se basa tanto en criterios técnicos que buscan asegurar la fiabilidad y seguridad del suministro eléctrico como en criterios económicos que persiguen reducir los costes de generación de energía eléctrica. Los despachos de electricidad se realizan a escala horaria, para un día completo y con un mínimo de 12 horas de adelanto.

En la actualidad, el mecanismo más extendido para realizar el despacho de la generación eléctrica suele ser mediante mercados mayoristas diarios, también llamados *pool*, en los cuales se casan las ofertas de venta y compra de electricidad presentadas por productores y consumidores de tal manera que la demanda se cubra preferentemente con las fuentes de generación más económicas. En el caso de que un generador eléctrico se desvíe de la cantidad que le ha sido asignada, puede incurrir en penalizaciones económicas. Lo más habitual es que solamente se penalice a los productores si las desviaciones incurridas son contrarias al sistema, es decir, si se ha producido menos energía de la declarada en un momento en que la red era deficitaria (mayor consumo que generación) o viceversa.

En el caso de predicciones deterministas, la energía a declarar por los gestores de una huerta solar será directamente el resultado de la predicción y, por tanto, la probabilidad de incurrir en desvíos respecto a la capacidad declarada dependerá exclusivamente de la bondad del modelo de predicción que suele situarse en torno al 40 % para valores horarios de radiación con horizonte de 24 horas. Por supuesto, siempre se puede declarar una energía menor que la predicción para tener un cierto margen de maniobra en caso de que la predicción falle por exceso. El caso de que la predicción falle por exceso se considera trivial pues basta con limitar la generación. No obstante, aunque este proceder pueda minimizar la probabilidad de incurrir en desvíos, no supone una gestión óptima del recurso solar pues de manera sistemática se está declarando una capacidad de producción menor a la real.

En el caso de disponer de predicciones de producción probabilistas, un ejemplo de las cuales se muestra en la Figura 38.2, acompañadas por tanto de sus correspondientes intervalos de confianza, es posible saber de antemano no solo la energía generada por el sistema sino tener una idea de la distribución de probabilidad del error asociado a dicha predicción.

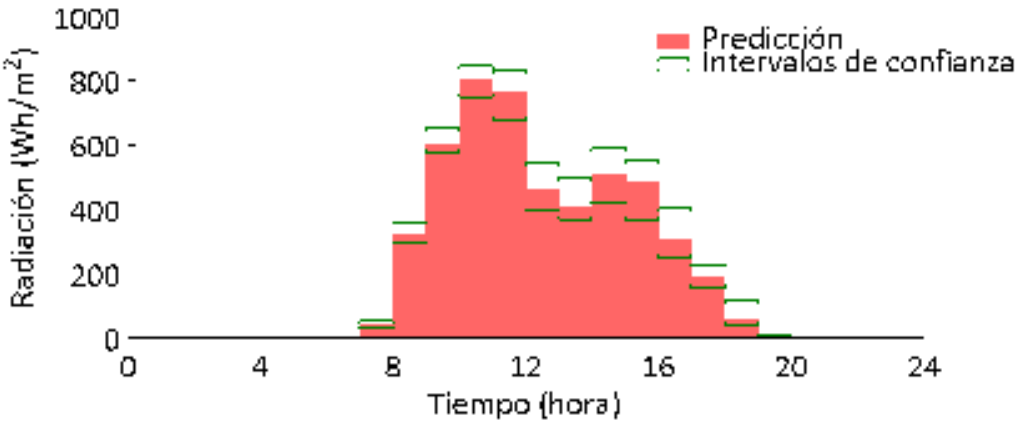


Figura 38.2: Predicción de valores horarios de radiación junto con intervalos de confianza.

Con esta información es posible hacer una estimación más razonable y ajustada de la energía que se debe declarar de cara al sistema de tal manera que, a largo plazo, se consigan minimizar tanto las penalizaciones debidas a desvíos como la energía desaprovechada. La estimación de la energía a declarar puede afinarse si se dispone de información sobre errores de predicción cometidos en el pasado y es posible realizar una corrección estadística, empleando redes neuronales, por ejemplo, de la salida del modelo de predicción empleado.

38.1.2 Efecto cartera, almacenamiento eléctrico y gestión de la demanda

Como ya se ha comentado anteriormente, la integración efectiva de los sistemas fotovoltaicos en las redes eléctricas implica necesariamente, conocer con la mayor exactitud posible la energía que generarán estos sistemas a corto plazo. En el caso que nos ocupa de la generación fotovoltaica, las predicciones se caracterizan por su elevada incertidumbre (hasta un 40 %) y, a la espera de que se produzcan mejoras en los procedimientos predictivos que permitan reducir este error, en la industria se han propuesto soluciones alternativas que, en vez de reducir la incertidumbre asociada a los modelos de predicción, permiten paliar sus efectos.

La primera de estas soluciones es el denominado efecto cartera, consistente en agrupar la generación de varios sistemas fotovoltaicos como si constituyesen un único sistema, de tal manera que la energía generada por el conjunto sea más previsible que la de cada sistema individual. Para que la reducción de la incertidumbre sea efectiva es necesario que los sistemas se encuentren lo suficientemente distantes entre sí como para que la irradiación incidente en cada uno pueda considerarse independiente de las demás. A fin de ilustrar este efecto, se muestran en la Tabla 38.1 los errores cuadráticos medios cometidos al predecir valores horarios de radiación con un horizonte de predicción de 24 horas durante un año completo en cinco localidades de la península: Santander, Logroño, Soria, Madrid y Cáceres así como el resultado de la predicción conjunta, efecto cartera, para las cinco localidades. Puede observarse que el error cuadrático medio conjunto es inferior a todos los demás, consistentemente con la teoría expuesta en las secciones 13.6.3 en la página 186 y 15.7 en la página 227.

La siguiente solución alternativa propuesta consiste en combinar los sistemas fotovoltaicos con sistemas de almacenamiento, típicamente baterías eléctricas, siendo las más populares las de ion-litio. La idea detrás de combinar generación renovable y almacenamiento eléctrico es bastante sencilla: se usará el sistema de almacenamiento como un *búfer* en el que se inyectará energía cuando esta sea *excedentaria* y del cual se extraerá energía cuando esta sea deficitaria. El resultado es que el conjunto generador más batería se muestra de cara a la red como un generador cuya diferencia entre energía declarada y energía finalmente entregada a la red se ha desacoplado, gracias a la batería, del error de predicción. El principal inconveniente de esta solución es el elevado coste de los sistemas de almacenamiento.

A modo de ilustración se muestra en la Figura 38.3 en la página siguiente el efecto que tiene la inclusión de almacenamiento en un sistema fotovoltaico real de 7 kW. Se han considerado distintos tamaños de batería en función de la capacidad de la misma o máxima energía que es capaz de almacenar, $C_{bat,max}$, y la potencia máxima de carga/descarga que es la máxima potencia que puede entregar de manera instantánea el sistema, $P_{bat,max}$. Como es de esperar, a medida que aumenta el tamaño de la batería, tanto en capacidad como potencia máxima, se reduce la diferencia entre energía declarada y producida. En el mejor de los casos, esta diferencia tiene un error cuadrático medio, *RMSE*, de 397 Wh mientras que el error cometido en la predicción, sin contar con el almacenamiento, es de 1087 Wh.

Localidad	RMSE [Wh/m^2]
Santander (I)	186,3
Logroño (II)	165,2
Soria (III)	159,7
Madrid (IV)	150,6
Cáceres (V)	138,8
Conjunta	106,6

Tabla 38.1: Resultados de la predicción de la irradiación para cada localidad y para la combinación de las cinco localidades.

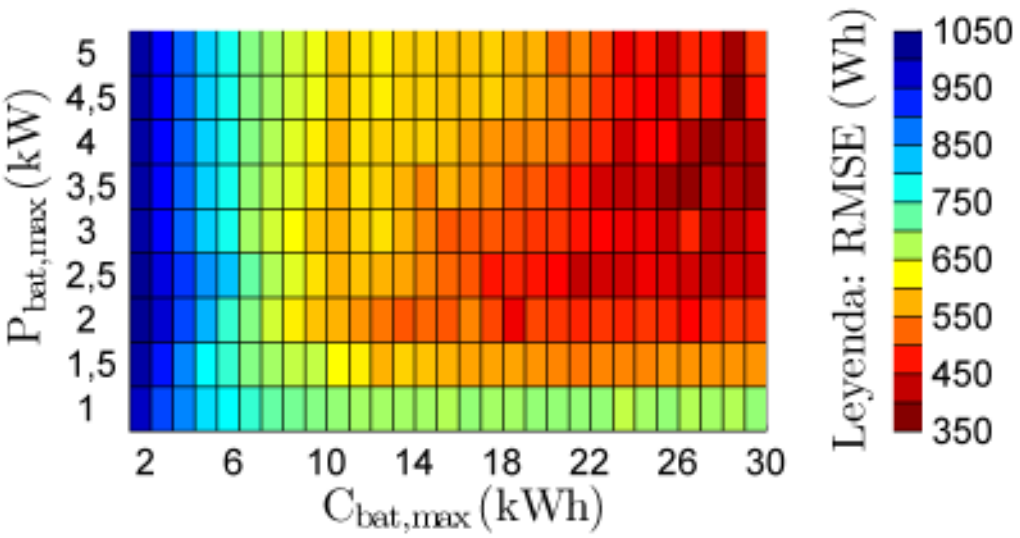


Figura 38.3: Diferencia entre energía declarada y producida en función del dimensionamiento del sistema de almacenamiento eléctrico.

El uso de almacenamiento eléctrico no solo permite mitigar los efectos de la incertidumbre en la predicción sino que también permite proporcionar servicios auxiliares a la red eléctrica que un sistema fotovoltaico, por sí solo, no es capaz. Por ejemplo, el perfil de generación de la Figura 38.1 en la página 608, aunque pudiese predecirse con total exactitud no es deseable para la red eléctrica debido al efecto negativo que tiene sobre el sistema su elevada variabilidad. La combinación de un sistema fotovoltaico con dicho perfil de generación y una batería con una estrategia de gestión adecuada permitirían aplanar dicho perfil de tal manera que, para la red eléctrica, el conjunto de generación fotovoltaica más almacenamiento sería el de un único generado estable en el tiempo.

La última solución posible para mitigar el efecto de la incertidumbre en la predicción es la combinación de generación fotovoltaica con sistemas de gestión de la demanda eléctrica. La gestión de la demanda eléctrica consiste en la capacidad por parte de los consumidores de modificar su consumo de energía eléctrica reduciendo el mismo o desplazándolo temporalmente. Esta solución implica que los sistemas fotovoltaicos se ubiquen en la proximidad de puntos de consumo como puede ser sector residencia, industria o comercio En este sentido, la gestión de la demanda se comportaría como la batería en el caso anterior: se desplazaría el consumo de electricidad de aquellos periodos en que la generación fotovoltaica es deficitaria a aquellos en que es excedentaria. Por supuesto, tanto almacenamiento eléctrico como gestión de la demanda no son mutuamente excluyentes y ambas estrategias pueden llevarse a cabo de manera conjunta.

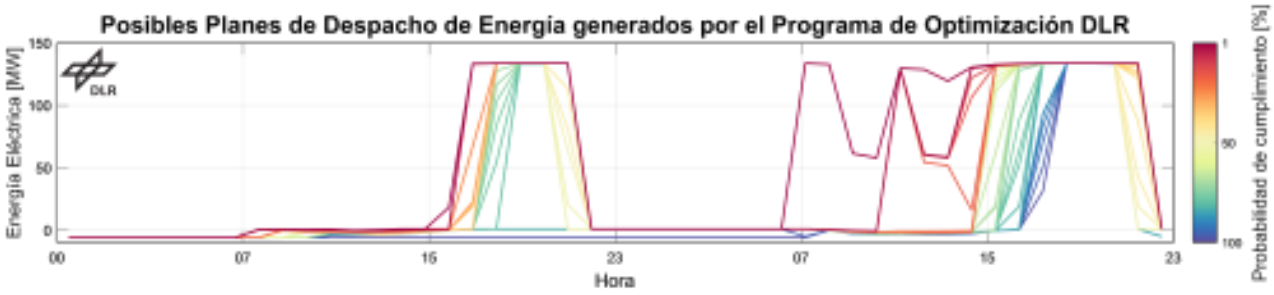


Figura 38.4: Rango de posibles planes de entrega de electricidad para dos días específicos, de acuerdo con la probabilidad de cumplir con la energía comprometida para ese periodo.

38.2 Inclusión de incertidumbres de predicciones meteorológicas en la optimización del despacho de energía por plantas solares de concentración

ANA CAROLINA DO AMARAL BURGHI Y TOBIAS HIRSCH
German Aerospace Center (DLR), Institute of Solar Research, Wankelstrasse 5, 70563 Stuttgart, Alemania

ROBERT PITZ-PAAL
German Aerospace Center (DLR), Institute of Solar Research, Linder Höhe, 51147 Colonia, Alemania

La alta penetración de energías renovables en redes eléctricas ofrece la oportunidad de equilibrar la producción y la demanda de electricidad mediante plantas de *Energía Solar de Concentración* (*CSP*, en inglés *Concentrated Solar Power* [89]). Gracias a su capacidad de almacenamiento térmico, las plantas CSP proporcionan una cierta flexibilidad, y permiten desacoplar la recolección de energía térmica del sol y su transformación en energía eléctrica mediante un ciclo de potencia, por lo que hacen posible generar energía en el momento que más se necesita.

Para programar con precisión la producción de electricidad en los próximos días, el *despacho* de energía de estas plantas debe basarse en la demanda de electricidad y las predicciones meteorológicas [636]. Esta programación permite la participación activa de las plantas de CSP en el mercado de energía, reforzando su importancia en un futuro donde se vislumbra una alta integración y combinación de distintas fuentes de energía renovable.

El término **despacho** es el utilizado en el mercado eléctrico, refiriéndose al envío de energía de la planta eléctrica a la red, mientras que **suministro** está relacionado con la energía que va de la red a los consumidores. Son concepto muy similares, pero acercándose al detalle técnico se trata de distintas partes de un mismo proceso.

La atmósfera es un sistema caótico, y por ello es imposible predecir su estado futuro de forma exacta. Así es recomendable considerar la incertidumbre de estas en la planificación del despacho de energía por centrales CSP.

La modificación de entrega de energía ya programada es limitada y generalmente conlleva penalizaciones o precios reducidos. En consecuencia, para garantizar la optimización del despacho, es esencial considerar estas incertidumbres en el cronograma de la entrega de energía, considerando su dependencia con el método y la precisión de los pronósticos meteorológicos.

La precisión de las predicciones meteorológicas, realizadas por diferentes métodos de pronóstico, es un tema relevante que ayuda a evaluar su impacto en la programación del despacho de energía, así como en el ingreso económico de las plantas CSP.

La *Agencia Aeroespacial Alemana* (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V., DLR*) desarrolló un programa de optimización de despacho de energía eléctrica, utilizado para planear los cronogramas de operación de una planta CSP en el mercado diario de energía. Este programa considera los pronósticos meteorológicos y los precios de la electricidad, con un enfoque especial en la incorporación de incertidumbres.

La estrategia del programa de DLR se basa en un cálculo que divide el algoritmo de optimización del procesamiento de la incertidumbre, posibilitando así la utilización de predicciones meteorológicas probabilistas.

El algoritmo de optimización es ejecutado directamente con todos los escenarios meteorológicos posibles, en el caso de que la predicción sea probabilista, o con la predicción determinista y sus niveles de probabilidad, mientras que la incertidumbre se trata como un pos proceso.

Este posproceso consiste en la categorización de los escenarios optimizados según un análisis de riesgos del cumplimiento de la entrega de energía. Por lo tanto, el resultado de la optimización es un rango de posibles planes de despacho de energía (Figura 38.4 en la página anterior), y el procesamiento posterior de la incertidumbre puede categorizar esos posibles planes, de acuerdo con el riesgo de cumplir con la entrega de energía comprometida.

El enfoque del programa desarrollado por DLR brinda la posibilidad de incluir la incertidumbre representada por predicciones meteorológicas probabilistas en combinación con otros parámetros del mercado eléctrico. Por lo tanto, pueden elaborarse estrategias exclusivas de entrega de energía, de acuerdo con la calidad de las predicciones meteorológicas, las características del mercado y el enfoque de operación de la planta CSP.

Estas estrategias permiten aprovechar de forma óptima toda la información contenida en las predicciones probabilistas específicamente para plantas CSP. El valor económico relativo se presenta con detalle en la sec. 15.10 en la página 240 y es en estas aplicaciones donde puede calcularse para mostrar que el uso de SPC puede ser rentable con respecto a usar modelos deterministas.

Esta herramienta tiene como ventaja la utilización de pronósticos meteorológicos tanto deterministas como probabilistas, así como la evaluación de la calidad y eficiencia de éstos para optimizar el despacho de energía por plantas CSP.

La utilización de predicciones meteorológicas como entrada, especialmente la de tipo probabilista, puede permitir un aumento en los beneficios económicos y en la rentabilidad de estas plantas. Además, se prevé que los resultados relacionados con la exactitud en la predicción del tiempo, así como los posibles incrementos de ingresos financieros por operación de plantas CSP puedan ser de gran relevancia para una mejor comprensión sobre cómo emplear las incertidumbres para una óptima generación de energía.

Figura 38.5: La torre solar JÜLICH *es un modelo de investigación para actuales y futuras centrales térmicas solares comerciales. Los experimentos se llevan a cabo con radiación solar altamente concentrada. Foto: vista aérea de la torre solar, DLR.*

Predicción por conjuntos y estimaciones de incertidumbre en predicción de energía eólica

39

ALEJANDRO CATALINA Y JOSÉ R. DORRONSORO
Departamento de Ingeniería Informática e Instituto de Ingeniería del Conocimiento, UAM

> Los Anemoi eran dioses del viento, se correspondían con los puntos cardinales y que estaban relacionados con las distintas estaciones y estados meteorológicos. Los cuatro Anemoi eran: Bóreas (norte - invierno), Noto (sur - verano), Euro (este - otoño) y Céfiro (oeste - primavera). Los Anemoi eran hijos de Astreo (también conocido como padre de las estrellas) y de Eos, diosa del amanecer. Otros hijos importantes de esta pareja fueron los cinco Astra Planeta (*estrellas errantes*, es decir, planetas): Fenonte (Júpiter), Faetonte (Saturno), Piroente (Marte), Fósforo (Venus) y Estilbo (Mercurio).
>
> *https://arescronida.wordpress.com/tag/anemoi/* – ARES CRONIDA

Por razones tanto ecológicas como económicas se está produciendo un rápido crecimiento de las energías renovables y, en particular, de la energía eólica. Los sistemas de predicción por conjuntos (SPC) basados en modelos meteorológicos numéricos pueden ser una herramienta muy útil tanto para mejorar la calidad de las predicciones de energía renovable como para proporcionar estimaciones útiles de la incertidumbre asociada a dichas predicciones. En este capítulo se considerará la aplicación a tal efecto de los SPC meteorológicos proporcionados por el European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), tanto a nivel de la predicción local de energía eólica en un solo parque, como en el área mucho más amplia de la España peninsular mostrando que, si bien las predicciones deterministas pueden tener alguna ventaja sobre las de los ensembles en términos de resolución espacial, los SPC pueden usarse para derivar intervalos de incertidumbre satisfactorios. Fuera del alcance de este capítulo queda un estudio sobre la utilización de la PDF que proporcionan los SPC para ofrecer predicciones puramente probabilistas.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la energía eólica, predicción probabilista para la previsión de energía eólica, modelos neuronales y SVR.

Imagen parte superior: Foto: Pixabay https://pixabay.com/es/windr%C3%A4der-la-energ%C3%ADa-e%C3%B3lica-energ%C3%ADa-2991696/

39.1 Introducción

En parte por consideraciones sobre el cambio climático y en parte y cada vez más por razones económicas, se está produciendo un rápido crecimiento de las energías renovables y, en particular, de la energía eólica. Como consecuencia, una predicción precisa de dicha energía es clave para su gestión e integración en los distintos sistemas eléctricos. Hay dos objetivos primordiales para dicha predicción. Por un lado, hacer que las mismas tengan una precisión tan alta como sea posible. Por otro lado, y dada variabilidad meteorológica, acompañar dichas predicciones con intervalos de incertidumbre fiables.

Para horizontes de uno a varios días la predicción meteorológica numérica o Numerical Weather Prediction (NWP, 10 en la página 137) es la entrada habitual a la hora de aplicar modelos de aprendizaje automático (AA) y entre las NWP más establecidas están sin duda la del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, cap. 19 en la página 295). Su modelo determinista, ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) está basado a grandes rasgos en la mejor estimación de los parámetros del modelo y de sus condiciones iniciales. Este modelo se integra con las resoluciones más finas disponibles (actualmente 9 km de resolución espectral, disponible en rejilla a 0,1° y, en los periodos de los experimentos realizados, 16 km de resolución espectral, disponible en rejilla a 0,125°). No obstante, las predicciones meteorológicas están sujetas a incertidumbre y por ello los modelos numéricos globales desarrollan la denominada predicción probabilista de conjuntos o ensembles [94, 669]. En el caso del ECMWF, esta predicción probabilista (ECENS, sec. 19.3 en la página 299) está formada por un modelo de control, esencialmente coincidente con el determinista pero con una menor resolución de integración (actualmente 18 km de resolución espectral, disponible en rejilla a 0,2° y, en los periodos de los experimentos realizados, 32 km de resolución espectral, disponible en rejilla a 0,25°). Hay además 50 predicciones adicionales que toman como condiciones iniciales unas ciertas perturbaciones de las de control.

Es natural preguntarse cómo aprovechar los ensembles para complementar las predicciones obtenidas con el modelo determinista. Una primera intuición sugiere pensar que a horizontes cortos las predicciones de energía obtenidas mediante ensembles NWP deberían tener unos errores comparables a los de las predicciones de energía obtenidas mediante el modelo determinista (aunque tal vez ligeramente superiores), mientras que a horizontes más lejanos su mayor información sí sería de mayor utilidad. Por otro lado, los ensembles deberían poder utilizarse para proporcionar intervalos de incertidumbre a la predicción de energía eólica.

En este capítulo, donde resumimos brevemente un trabajo más amplio [114] trataremos ambas cuestiones, considerando la predicción de energía eólica tanto para toda la península ibérica como para un único parque, Sotavento, situado en Galicia. Como modelos de aprendizaje automático (AA) emplearemos redes neuronales (NN) y máquinas de vectores de soporte para regresión (SVR). En esta nota, que tiene sobre todo un carácter de primer análisis de lo que puede conseguirse con los ensembles, consideraremos dos horizontes de predicción, para el mismo día en que se generan las predicciones y a dos días.

39.2 Modelos Neuronales y SVR

En nuestros experimentos trabajaremos con redes neuronales sencillas y con máquinas de vectores de soporte para regresión, que describimos a continuación.

Para una muestra de tamaño N $\{(x^1,y^1),\ldots,(x^N,y^N)\}$ una red neuronal [52] trata de minimizar la siguiente función de pérdida regularizada (L_2)

$$e_{NN}(w) = \frac{1}{2N}\sum_p (y^p - f(x^p,w))^2 + \frac{\alpha}{2}\|w\|_2^2, \quad (39.1)$$

donde $f(x,w)$ denota la salida para x de una red neuronal cuya arquitectura determina un conjunto de pesos w. Trabajaremos con la implementación en *scikit–learn* [483] de redes *fully connected* con el mismo número de neuronas por capa, concretamente 2 capas con 100 neuronas cada una. Hemos fijado la función de activación como *ReLUs* y los parámetros por defecto para el solver *adam*. Por tanto sólo hiper–parametrizaremos α, la constante de penalización de la regularización. Por otro lado, la función de pérdida para las máquinas de vectores soporte para regresión (SVR) [52] es la siguiente

$$e_{SVR} = \sum_p [y^p - w\cdot x^p - w_0]_\varepsilon + \frac{1}{2C}\|w\|_2^2, \quad (39.2)$$

donde de nuevo usamos regularización L_2 y la pérdida ε-*insensitive*.

Generalmente esta función de pérdida se reescribe como un problema con restricciones que posteriormente se transforma mediante la teoría lagrangiana en un problema dual mucho más sencillo, que es el que finalmente se resuelve. El problema dual solo involucra patrones a través del producto escalar, lo que permite el conocido *truco del núcleo (kernel trick)*, que reemplaza los productos escalares $x \cdot x'$ con los valores $k(x,x')$ de un núcleo definido positivo. La opción habitual es usar el núcleo gaussiano, que resulta en un modelo SVR con tres hiper–parámetros, el coeficiente de regularización C, el valor de ε de la función de pérdida y la anchura del núcleo γ. Aquí también usaremos la implementación en scikit–learn para SVR, así como su módulo para búsqueda en rejilla de hiper–parámetros, donde utilizaremos datos del año 2013 como entrenamiento y de 2014 como validación; los datos de 2015 serán para test.

39.3 Experimentos

Entrenaremos los modelos determinista y control emparejando predicciones NWP para el mismo día con los correspondientes valores horarios de energía. Las producciones de Sotavento están accesibles en su web mientras que las de la España peninsular han sido proporcionadas por Red Eléctrica de España (REE). Las predicciones ensemble de energía corresponden a la aplicación de los modelos NN o SVR entrenados sobre el modelo NWP control a las 50 predicciones NWP del ensemble.

39.3.1 Predicciones Deterministas vs Ensembles

El primer experimento será una comparación entre la precisión de los modelos NN y SVR aplicados a la NWP determinista y de control, así como la media y mediana de las predicciones obtenidas sobre los 50 ensembles NWP. En todos los casos usaremos como variables de predicción las siguientes:

1. Componentes U y V de la velocidad del viento a 10 y 100 metros así como sus módulos.
2. Presión en superficie.
3. Temperatura a 2 metros.
4. Conversión del viento a 10 y 100 metros a potencia usando una curva genérica que satura a 20 m/s.

		Sotavento		REE	
		MAE	RMSE	MAE	RMSE
MLP	Det	5.86	8.50	2.76	3.66
	Control	6.84	9.12	2.68	3.67
	Mean	6.01	8.78	2.68	3.65
	Median	5.99	8.78	2.68	3.64
	Det (2d)	7.25	10.50	4.60	5.77
	Mean (2d)	8.37	11.35	6.17	7.55
	Median (2d)	8.21	11.34	6.14	7.54
SVR	Det	5.80	8.52	2.54	3.37
	Control	6.34	9.13	2.56	3.40
	Mean	5.85	8.72	2.56	3.38
	Median	5.84	8.74	2.56	3.39
	Det (2d)	7.19	10.57	4.63	5.80
	Mean (2d)	9.31	12.20	6.70	8.14
	Median (2d)	9.23	12.22	6.66	8.10

Tabla 39.1: MAE y RMSE para los modelos NN y SVR en el mismo día y para dos días hacia adelante.

Estas variables se normalizan de forma adecuada y la energía se considera a una escala 0-100. Utilizaremos una resolución de 0,25° en Sotavento, puesto que es la única disponible en los datos de conjuntos. Por razones de complejidad computacional, usaremos para la península una resolución menor de 0,5°. Esto resulta en 1 200 variables en Sotavento y 5 520 en la península.

En la Tabla 39.1 mostramos los errores MAE y RMSE (sec. 15.2.3 en la página 217) de los diferentes escenarios. Como puede verse, el mejor modelo es SVR, claramente a dos días y también, aunque menos, para el mismo día. Destaca también que en el mismo día la mediana de los conjuntos es el segundo mejor modelo, seguido de cerca de la media, mientras el el modelo de control está claramente detrás. En cualquier caso, si bien en el mismo día medias y medianas están cerca del modelo determinista, a 2 días se quedan bastante atrás. Pero hay que observar que se trata de un primer acercamiento a la utilidad potencial de los ensembles, en el que se utilizan por separado el miembro de control, la mediana o la media del ensemble y se comparan con el determinista. Una posibilidad para futuros trabajos es utilizar la PDF completa.

39.3.2 Intervalos de Incertidumbre

Otro uso posible de las predicciones ensemble es derivar intervalos de confianza para las predicciones de energía. Sin embargo, la opción natural de calcularlos directamente en función de la dispersión de las predicciones ensemble no es aplicable, pues las predicciones NWP de los ensembles pueden ser subdispersivas [225, 367] (aunque esta cuestión requiere un estudio posterior, ver también sec. 13.6.5 en la página 189 y 15.8.2 en la página 229).

Por ello aplicaremos a dichas dispersiones una calibración relativamente sencilla, en concreto

$$\hat{p}^h_{det} \pm \delta \frac{m_{det}}{m_{ens}} spr^h_{ens}(s), \tag{39.3}$$

donde $\hat{p}^h_{det}$ es la predicción determinista para la hora h, δ es un parámetro de calibración a estimar, m_{det} es la mediana de los errores deterministas, m_{ens} es la mediana de la dispersión de los conjuntos y $spr^h_{ens}(s)$ es la diferencia entre los percentiles $\frac{s}{2}$ y $100-\frac{s}{2}$ de las predicciones ensemble para la hora h, siendo s el nivel de confianza deseado. El parámetro δ se estima por validación cruzada para lo que usamos como función de pérdida el porcentaje de producciones fuera del intervalo $I_{\delta,s}$ definido por la ecuación (39.3)

$$per_{err}(\delta, s) = \left| \{ \% \text{ of test residuals } \in I_{\delta,s} \} - (100 - s) \right|. \tag{39.4}$$

En la Tabla 39.2 mostramos los resultados para intervalos del 50 y 90 %; como puede verse, el nivel de incertidumbre es muy cercano a la confianza deseada. También destaca que en este experimento no hay una diferencia significativa entre la red neuronal y el modelo SVR, probablemente porque el proceso de optimización de δ se adapta a los errores de los respectivos modelos. Igualmente, tampoco hay una gran diferencia entre la calidad de los intervalos del mismo día y a 2 días.

		Sotavento		REE	
	Confianza	0 d	2 d	0 d	2 d
MLP	50	49.70	50.01	53.42	47.07
	90	90.55	90.22	92.00	89.98
SVR	50	51.27	48.71	50.73	47.84
	90	89.31	89.71	90.73	91.93

Tabla 39.2: Porcentajes de incertidumbre deseados (segunda columna) y porcentajes reales de las predicciones dentro de cada intervalo de incertidumbre para el mismo día y para dos días hacia adelante.

39.4 Discusión y Conclusiones

La principal conclusión de las secciones anteriores es que los ensembles NWP pueden enriquecer la predicción de energía eólica y proporcionar intervalos de incertidumbre fiables. Pero, por otro lado, hay que tener en cuenta que la generación de estos datos supone un coste computacional sustancialmente mayor, tanto a la hora de emitir y manejar predicciones como en almacenamiento. En cualquier caso, puede haber otras ventajas derivadas del uso de los ensembles. En este ejercicio se ha utilizado el miembro de control, la mediana o la media del ensemble como predicciones separadas, pero no la PDF en su conjunto como predicción propiamente probabilista. Tampoco se han considerado horizontes de predicción más allá de 1-2 días. Además, una forma de mejorar las predicciones puede ser considerando la posible relación entre la inestabilidad de la atmósfera y la dispersión de los conjuntos. Cuando la inestabilidad sea pequeña podría esperarse una dispersión pequeña, y viceversa en el caso contrario. Todas estas son cuestiones interesantes que merecerían un estudio específico.

Agradecimientos. Con soporte parcial de los proyectos TIN2013-42351-P, TIN2016-76406-P y S2013/ICE-2845 CASI-CAM-CM, así como del proyecto FACIL–Ayudas Fundación BBVA a Equipos de Investigación Científica 2016 y de la Cátedra UAM–ADIC en Ciencia de Datos y Aprendizaje Automático. Agradecemos a Red Eléctrica de España los datos de producción eólica en España y el uso de las instalaciones del Centro de Computación Científica (CCC) en la UAM.

Parte VI
Sociedad

Parte VI Sociedad

Las predicciones probabilistas, en fondo y forma, son enormemente útiles para la sociedad. La psique humana entiende los conceptos relacionados con la probabilidad de modos diversos y con sesgos cognitivos que es conveniente conocer. No es una cuestión trivial presentar las predicciones al público usando lenguaje probabilista: es un auténtico reto para los medios. Estos aspectos se abordan con mucho detalle y profundidad en un capítulo desarrollado por profesionales de la psicología-antropología y de los medios de comunicación. El sistema europeo Meteolalerta de avisos de fenómenos meteorológicos adversos, conocido ampliamente por estar presente en los medios (avisos amarillo-naranja-rojo), se presenta en otro capítulo. En el capítulo siguiente tenemos oportunidad de mostrar el proyecto europeo PROFORCE, para la aplicación de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) a la emisión de avisos meteorológicos. Cerramos esta parte con un capítulo relacionado con la utilización del lenguaje meteorológico en los medios y en la sociedad, haciendo hincapié en la medida en que puede mejorarse la comunicación de la información metorológica si se utiliza ese lenguaje con propiedad.

Página anterior: DSC4223, Fotografía tomada por JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO

Probabilidad e incertidumbre en la sociedad y en los medios

40

JOSÉ MIGUEL VIÑAS
DIVULGAMETEO
Consultor OMM
MÓNICA LÓPEZ MOYANO
RTVE

BERTA BURGUETE ORS
Antropóloga
CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP)
Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Piensa como un hombre sabio pero comunícate en el lenguaje de la gente.
>
> WILLIAM BUTLER YEATS

La introducción de la teoría del caos en la predicción meteorológica hace que las predicciones incorporen de modo natural la incertidumbre y la predecibilidad en su elaboración, lo que venimos llamando *predicción probabilista*. Aunque la probabilidad y la estadística forman parte de la educación secundaria, en la sociedad en general sólo alcanzan a ser un lenguaje o una herramienta muy puntuales para expresar algunos conceptos concretos y poco más. Existe una cierta resistencia social, a menudo inconsciente, contra la introducción de predicciones probabilistas. Esta resistencia se da incluso entre algunos profesionales de la meteorología, que prefieren seguir elaborando predicciones deterministas. En este capítulo abordamos las dificultades que presenta el público general en la comprensión y aceptación tanto de la propia ciencia meteorológica como de las predicciones en términos probabilistas y el reto que esta problemática supone para los medios de comunicación.

Palabras clave: probabilidad e incertidumbre en la sociedad y en los medios, predicción probabilista, comunicación de la probabilidad y de la incertidumbre, el reto probabilista en los medios de comunicación, comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en televisión.

Imagen parte superior: MÓNICA LÓPEZ mostrando un mapa de probabilidad de precipitación en RTVE.

40.1 Meteorología y predicción probabilista en la sociedad

BERTA BURGUETE ORS
Antropóloga y Filósofa

CARLOS SANTOS BURGUETE
CNP, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

40.1.1 Observabilidad e importancia del tiempo en la sociedad

Al contrario que algunos objetos de observación científica, los fenómenos meteorológicos son accesibles a todas las personas: mientras los agujeros negros o los elementos que recorren raudos los aceleradores de partículas no están al alcance del público general, la lluvia, el viento o la temperatura son observables por todo el mundo, lo que podría producir la falsa impresión de que, sobre la base de la experiencia cotidiana, cualquiera está en disposición de discernir la veracidad científica de unos pronósticos de enorme complejidad. Este fenómeno, que consiste en que nuestra ignorancia en un campo nos lleva a creer que sabemos lo suficiente sobre él, es conocido como *Síndrome Dunning-Kruger* [350].

Por otro lado, el tiempo está muy presente en la *sociedad del riesgo* en la que vivimos [37]: evitar posibles peligros, por pequeños que sean, cobra una importancia central en nuestra realidad.

Así, las predicciones de potencial riesgo meteorológico no son en absoluto neutras: las expectativas que crean, generan una gran cantidad de decisiones de muy diferentes calibres, desde la prevención de amenazas tan graves como las inundaciones o las condiciones atmosféricas en las que volará un avión, pasando por cuestiones económicas que afectan a la industria turística, hasta cuestiones tan livianas como la elección de actividades de ocio o la indumentaria a vestir en un determinado día.

40.1.2 Sesgo cognitivo y complejidad de los fenómenos meteorológicos

Es común la errónea creencia de que los fenómenos físicos, por su carácter objetivo (una gota de lluvia es una gota de lluvia, quince grados son quince grados), se encuentran libres de interpretación por parte del sujeto que las percibe. Sin embargo, la filosofía, desde sus más ancianos inicios se ha preguntado cuánto (y cómo) podemos conocer, porque lo cierto es que nuestra percepción del mundo está altamente contaminada por lo que en la actualidad se conoce como *sesgo cognitivo*.

Por otra parte, los fenómenos meteorológicos presentan una complejidad asombrosa; las variaciones que sufre, por ejemplo, la temperatura o que experimenta el cielo en apenas un puñado de horas y en un radio muy corto de distancia, son notables. Esta variabilidad, no solo hace materialmente imposible resumir en pocas palabras algo que ha sido tan diferente en un marco de tiempo y espacio relativamente pequeños, sino que, además, su naturaleza volátil y carácter caótico obligan a presentar las predicciones en forma de probabilidades. La tendencia humana al *ahorro cognitivo*, es decir, a generalizar y presentar las verdades de la forma más simple posible, hace que el público ofrezca resistencia a las presentaciones de probabilidades: una predicción determinista (hoy lloverá) será mucho más digerible que una predicción probabilista (hay un cinco por ciento de posibilidades de que hoy llueva) y por ello, parece conferirle un carácter adivinatorio, casi fuera del rango científico. ¿Quién no ha dicho o escuchado alguna vez: «los del tiempo no han *acertado* hoy»?

Por si esto fuera poco, a menudo, la descripción de los fenómenos atmosféricos va acompañada de adjetivos calificativos cargados de gran subjetividad: Hace bueno/malo; hace frío/calor.

A la economía cognitiva (o generalización), es necesario sumarle el peso de la experiencia vital del observador en su interpretación o descripción del tiempo que ha hecho en un determinado día. Es un aspecto de uno de los sesgos cognitivos que enturbian nuestra percepción del mundo: el marco de la experiencia, una tesis que fue inicialmente planteada en los años setenta por ERWIN GOFFMAN [232], que incluso menciona específicamente la predicción meteorológica como generadora de decisiones, e inscrita en un marco social.

Interpretamos la realidad dentro del marco de nuestra experiencia. De forma que, un individuo que ha crecido en el norte de Noruega, considerará erróneo el pronóstico de lluvia para un día de agosto en Madrid si este se culmina con una precipitación leve, mientras que un individuo de una ciudad andaluza, lo considerará acertado. Las expectativas de ambos sobre la misma predicción diferirán de forma considerable y

generarán diferentes decisiones. El noruego, por ejemplo, raramente cancelará sus planes de asistir a una sesión de cine al aire libre, a pesar de que se prevean precipitaciones, mientras que será más probable que el español se decante por otra actividad en el mismo caso.

No solo nuestra experiencia vivida nos hace interpretar una información de una manera u otra, sino también el modo en que ésta nos es presentada genera en nosotros distintas respuestas. La psicología cognitiva, así como la sociología y la teoría de la comunicación, se han ocupado del llamado *efecto de encuadre* (*framing effect*) [330]. En el efecto de encuadre, un caso particular de sesgo cognitivo, las personas reaccionan de forma diferente frente a una elección dependiendo de cómo se presenta ésta. El encuadre engloba los esquemas de interpretación del ser humano para entender los eventos, darles sentido y responder adecuadamente a ellos, lo que conlleva una toma de decisiones. Estos esquemas se van construyendo en el proceso de aprendizaje con pautas y filtros tanto racionales como emocionales. Un ejemplo sencillo es la forma de transmitir información médica sobre las probabilidades de supervivencia: no es lo mismo decir *«si no se toma la medicación tiene usted un 35 % de probabilidades de morir»* que decir *«si se toma esta medicación tiene usted un 65 % de probabilidades de sobrevivir»*; aunque la información subyacente pueda ser la misma, la reacción emocional del paciente es bien distinta. Otro ejemplo: *«se consiguieron salvar 32 vidas»* o *«se perdieron 211 vidas en el accidente aéreo»*. Digamos que la forma importa tanto como el fondo. Para la gente suele ser más motivante una pérdida que la ganancia equivalente, una ganancia segura puede más que una probabilidad de la misma y se prefiere una probabilidad de pérdida que una pérdida segura. Las propagandas electorales, por ejemplo, suelen manipularse mediante efecto de encuadre.

Al igual que sucede en medicina, en meteorología la forma de transmitir la información es crucial. En medicina, por ejemplo, en casos críticos es fundamental brindar la información de forma delicada y estadísticamente consistente, lo que obliga a los profesionales correspondientes a tener una formación específica. En meteorología la forma de presentar y transmitir la información meteorológica plantea, en este contexto, un problema específico [140]. Así mismo, se ha señalado [327] la importancia para los comunicadores meteorológicos de comprender la psicología del usuario final, considerando el significado de la predicción pero también cómo el usuario la «escucha».

40.1.3 La ciencia, la probabilidad y la predicción probabilista en la sociedad

¿Cómo percibe la opinión pública la ciencia y la tecnología, así como su propia formación científica? El Centro de Investigaciones Sociológicas (CIS) en su estudio 2652 *Percepción social de la ciencia y la tecnología*, de 2006, explora este asunto [117] con profundidad y detalle. Entre otras conclusiones, se desvela que, con respecto a los temas científicos y tecnológicos, la población española se siente informada pero muestra un interés relativamente bajo, principalmente por que considera estos temas como complicados. Además, se encuentra en general poco satisfecha con su nivel de formación en ciencia y técnica, empeorando la utilidad percibida con respecto a anteriores encuestas.

Centrando nuestra atención en la *probabilidad* como parte de la ciencia, la probabilidad es un modelo matemático de la realidad que permite abordar la descripción de ciertos fenómenos y la solución de algunos problemas de un modo elegante y eficaz. Cuando se profundiza en sus concepciones y se conoce mejor, entonces podemos decir incluso que la probabilidad es una teoría bastante honesta. La estadística, como subconjunto o aplicación de la probabilidad es una potente herramienta con un gran potencial de aplicación, pero necesita utilizarse apropiadamente y sus resultados interpretados adecuadamente porque, de lo contrario, puede ser *la ciencia que dice que si tú tienes dos coches y yo ninguno entonces tenemos un coche cada uno*. La información científica cuantitativa suele dar medidas acompañadas de su correspondiente incertidumbre, expresada a menudo en términos probabilistas o estadísticos. La probabilidad y la estadística forman parte de la formación científica básica.

Sin embargo, el lenguaje de los partes meteorológicos tradicionales es determinista: «llueve o no llueve», etc. Durante los primeros años de andadura de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC), y aún hoy, a menudo la información probabilista que ofrecen se simplifica o traduce a un lenguaje determinista. En los países donde se ha conseguido implantar el uso de predicción probabilista, se ha podido comprobar el éxito de esta información para la toma de decisiones, especialmente en situaciones de riesgo. En EE. UU. desde 1965 el National Weather Service (NWS) proporciona predicciones probabilistas. Según MURPHY [140], dos de cada tres personas del público general preferían la información probabilista a la determinista.

40.1.4 Estudio del CIS sobre percepción de la meteorología

Estos aspectos se ponen de manifiesto en el estudio que llevó a cabo en 2011 el Centro de Investigaciones Sociológicas (CIS), en colaboración con otros sociólogos y a demanda de AEMET, titulado *Percepción de la meteorología* [118] (http://analisis.cis.es/cisdb.jsp?ESTUDIO=2886 última consulta septiembre 2017). El estudio abordaba una serie de cuestiones, entre otras:

- Frecuencia con la que se informa de diversos temas: deportes, meteorología, cultura, economía, política y tráfico, en contraste con la frecuencia con la que se informa sobre el tiempo meteorológico.
- Importancia de la información meteorológica en la sociedad.
- Escala de confianza en la información meteorológica.
- Valoración de la información meteorológica en diversos aspectos actualmente o en comparación con los últimos 10 años: acertada en las predicciones, clara y comprensible, y útil para la gente.
- Fiabilidad de las predicciones meteorológicas: para el mismo día, para el día siguiente, para tres días y para una semana.
- Frecuencia en el uso de la información meteorológica para diversas actividades: qué ropa ponerse, actividades al aire libre y sociales, trayectos diarios,...
- Fenómenos meteorológicos de mayor interés en los últimos 12 meses y aspectos personales a los que ha afectado.
- Influencia de una predicción meteorológica desacertada en los últimos 12 meses y aspectos personales a los que ha afectado.
- Importancia de diversos aspectos de la información meteorológica: el tipo, la probabilidad, el momento del día y el lugar de la precipitación, la temperatura máxima y mínima, la velocidad y la dirección del viento, la nubosidad y la sensación térmica.
- Comprensión de la información meteorológica.
- Valoración de los conocimientos sobre meteorología.
- Conocimiento sobre la predicción meteorológica (% de probabilidad de lluvia).
- Preferencia por la forma de expresar la información sobre la temperatura.
- Riesgos meteorológicos que pueden afectar al entrevistado/a.
- Conocimiento de algún potencial peligro meteorológico (aviso o alerta). Medio a través del cual lo ha conocido. Páginas de internet que consulta para informarse. Medidas tomadas. Valoración de la declaración de la existencia del potencial peligro meteorológico.
- Conocimiento del Plan Meteoalerta y del sistema de colores para el aviso de algún potencial peligro meteorológico (aviso o alerta). Importancia de un potencial peligro meteorológico (aviso o alerta) en color naranja.
- Conocimiento de los organismos que elaboran la información meteorológica y de AEMET. Medio a través del cual conoce AEMET.
- Escala de valoración de diversos servicios que presta la AEMET: acierto en las predicciones, objetividad y neutralidad, calidad de la información,... Y su evolución en los últimos 10 años.

Seleccionamos aquí tres preguntas del estudio, relevantes para este capítulo por estar relacionadas directamente con la probabilidad, la incertidumbre y la formación básica en meteorología, Figuras 40.1, 40.2 y 40.3 en la página 628. La primera pregunta (Figura 40.1) tiene que ver con la comprensión de una predicción de probabilidad de precipitación. La diversidad de las respuestas es notable y, aunque estas pueden reflejar poca cultura científica, también pueden denotar la falta de información o la ambigüedad de la misma. En el estudio de Crespo y col. [140] se señala que *la ambigüedad de la propia información que se provee, que no explicita la clase de sucesos a los que se hace referencia*. Cuando se dice, por ejemplo, que hay un 30 % de probabilidades de lluvia para mañana, esto no se puede entender si no se especifica a qué hace referencia ese 30 % (tiempo, región o días similares). Este es un aspecto a tener en cuenta por los proveedores de información meteorológica, aunque no resulta sencillo. La segunda pregunta (Figura 40.2) está relacionada con la incertidumbre, y revela que el público general no se siente incómodo con incertidumbres presentadas de forma clara: temperatura máxima entre 23 y 25 grados, en vez de presentar el tradicional 24 grados exactos. La última pregunta (Figura 40.3), relacionada con el grado de percepción de la propia formación meteorológica necesaria para la vida cotidiana, muestra que la mayoría está satisfecha con lo que sabe sobre meteorología.

PREGUNTA 14

Suponga que en la predicción meteorológica de mañana se dice que 'hay un 60% de probabilidad de lluvia'.

¿Cuál de las frases siguientes cree Ud. que describe mejor lo que esto significa?

Pregunta	%	(N)
Lloverá mañana en el 60% del lugar de la predicción	21.2	(628)
Lloverá mañana el 60% del tiempo	12.4	(366)
De cada 100 días con las características similares a mañana, lloverá en 60	19.1	(565)
El 60% de los/as meteorólogos/as cree que lloverá mañana	13.3	(393)
Otras respuestas	13.2	(390)
Ninguna	1.1	(32)
N.S.	17.9	(528)
N.C.	1.8	(53)
TOTAL	100.0	(2958)

Figura 40.1: Pregunta, relacionada con la probabilidad de lluvia, seleccionada del estudio del Centro de Investigaciones Sociológicas (CIS) Percepción de la meteorología *de 2011 [118]. La diversidad de las respuestas es notable y éstas muestran que la probabilidad es todavía un terreno resbaladizo.*

PREGUNTA 15

A Ud. le pueden informar sobre la temperatura diciendo que mañana 'la temperatura máxima alcanzará los 24°' o bien que 'la temperatura máxima oscilará entre 23° y 25°'. ¿De cuál de las dos formas prefiere que se le informe?

Pregunta	%	(N)
La temperatura máxima alcanzará los 24º	28.0	(827)
La temperatura máxima oscilará entre 23º y 25º	44.1	(1304)
Cualquiera de las dos	25.1	(741)
Ninguna	0.8	(24)
N.S.	1.8	(52)
N.C.	0.3	(8)
TOTAL	100.0	(2958)

Figura 40.2: Pregunta, como en la Figura 40.1, en este caso relacionada con la incertidumbre en una información meteorológica muy concreta: la temperatura máxima. El público no parece demasiado incómodo con una incertidumbre de ± 1 grado: sólo un 28 % elige el dato exacto, mientras que un 44 % elige la incertidumbre y un 25 % está cómodo con ambas opciones.

PREGUNTA 13

Lo que Ud. sabe sobre meteorología, ¿es suficiente para lo que Ud. necesita, o por el contrario es insuficiente y cree que necesitaría saber más?

Pregunta	%	(N)
Suficiente para lo que necesita	88.8	(2626)
Insuficiente, necesitaría saber más	9.7	(287)
N.S.	1.1	(32)
N.C.	0.4	(11)
TOTAL	100.0	(2958)

Figura 40.3: Pregunta, como en la Figura 40.1, en este caso relacionada con la percepción personal de los propios conocimientos meteorológicos necesarios: una mayoría piensa que son suficientes.

40.2 El reto probabilista en los medios de comunicación

JOSÉ MIGUEL VIÑAS
DIVULGAMETEO
Consultor OMM

A mediados de los años 90 del siglo pasado, comencé mi andadura como comunicador y divulgador de la Meteorología en España. Una de las facetas de mi trabajo ha sido y sigue siendo la elaboración de pronósticos meteorológicos y su difusión a través de los medios de comunicación en los que desarrollo mi actividad profesional. He tocado todos los palos; desde la prensa escrita, la televisión y la radio, hasta Internet en sus múltiples plataformas (foros, blogs, redes sociales...), y dicha circunstancia me ha permitido ir aprendiendo a adaptar convenientemente el mensaje y el formato (contenido y continente) a cada uno de los medios. En cualquiera de ellos nunca han faltado en mis predicciones los términos probabilistas. Hablar de posibilidad de lluvias débiles en el Cantábrico oriental o de que serán probables las tormentas por la tarde en el Pirineo catalán y al sur del sistema Ibérico, no es algo novedoso en el repertorio de expresiones que usamos con asiduidad los comunicadores del tiempo. Siempre se ha hecho así, en mayor o menor medida, aunque empleándose esa terminología de una forma más cualitativa que cuantitativa.

Mis inicios como comunicador meteorológico coinciden casi en el tiempo con el desarrollo de las predicciones por conjuntos (SPC o EPS) por parte del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF). A partir de ese momento –año 1992– se empezó a tener la capacidad de acotar la incertidumbre inherente a la predicción de los estados futuros de la atmósfera. Ha pasado ya un cuarto de siglo desde ese importante hito en la historia de la predicción numérica del tiempo, a pesar de lo cual, los comunicadores seguimos ofreciendo pronósticos deterministas y transmitiendo «certezas» a los destinatarios de la información, matizadas, a veces, por «posibles» y «probables», que en muchos casos son meras coletillas. De forma muy tímida, en los últimos años las predicciones probabilistas se han ido incorporando a nuestro discurso, aunque su integración todavía dista mucho de ser completa. En mi opinión –compartida por mucha gente, aunque no por todo el colectivo de meteorólogos y comunicadores– ofrecer distintos escenarios futuros, con datos de probabilidad asociados a cada uno de ellos, es la mejor información que puede ofrecerse a los ciudadanos, y ese debe ser el objetivo a alcanzar, buscando para ello las fórmulas adecuadas. Este es, para mí, el principal reto de la comunicación meteorológica en la actualidad: el reto probabilista.

Hay varias razones que explican esa pasmosa lentitud con la que las predicciones probabilistas han ido apareciendo en los medios de comunicación, en la mayoría de los casos con cuentagotas y más como un experimento para ver qué pasa, que como una implementación efectiva de las mismas. La principal razón reside en el hecho de que la mayoría de los productos probabilistas desarrollados por el ECMWF son de pago, con acceso restringido. Se trata de algo difícil de entender. No tiene sentido que se hayan desarrollado unos productos destinados a mejorar sensiblemente la información meteorológica –invirtiendo en ello mucho dinero de las arcas públicas y recursos humanos–, y que no se permita el acceso libre a los mismos, lo que garantizaría su difusión, beneficiándose de ello toda la sociedad. La situación es tan absurda como si el inventor de la rueda no hubiera compartido su invento con sus congéneres y la hubiera mantenido oculta en una gruta.

En la actualidad, los comunicadores del tiempo ofrecemos en los medios unos buenos pronósticos a corto-medio plazo, algo que valoran positivamente las personas que los consultan (los usuarios de la información meteorológica). Ocho de cada diez personas consideran que las predicciones son muy o bastante acertadas, y nueve de cada diez manifiestan que las comprenden y las consideran útiles [140]. No obstante, su calidad y valor podrían mejorar aún más si pudiéramos echar mano de los productos probabilistas, particularmente útiles bajo situaciones de baja predecibilidad y en determinados momentos del año en los que gran parte de la población está muy atenta al pronóstico del tiempo (la Semana Santa es el ejemplo más ilustrativo). La implementación de las predicciones probabilistas diluiría la idea del acierto/fallo en el pronóstico, muy arraigada aún en la sociedad, y la convertiría en algo parecido a un grado de acierto y de utilidad.

Otra de las razones que se suele argumentar como freno a la difusión de las predicciones probabilistas en los medios, es la dificultad que tiene la población para interpretar correctamente una información en términos de probabilidades. Sobre este tema se han hecho algunos estudios sociológicos (basados en encuestas, ver en otro apartado de este capítulo) que han arrojado algunas pistas, pero que no han llegado a nada

concluyente y definitivo. Asignar un determinado valor porcentual a la probabilidad de que llueva en un lugar no es algo que, a priori, deba interpretarse peor que el diagnóstico de un médico, cuando le indica al paciente cuáles son las probabilidades de éxito de una operación quirúrgica o de una quimioterapia. La gente empieza a estar familiarizada con el lenguaje meteorológico probabilista, gracias a las aplicaciones de móvil. El 75 % de la población tiene un *smartphone* [1]. La gente sabe diferenciar bien entre un 20, un 60 o un 80 %. En el caso particular de la predicción probabilista, un alto porcentaje es sinónimo de baja incertidumbre y viceversa. Cualquier persona a la que se le advierta de que hay un 80 % de probabilidad de que llueva con intensidad y de forma persistente el domingo, lo más seguro es que no planifique una excursión al aire libre para ese día. Por parte de los comunicadores es más honesto –y ajustado a la verdad científica– proporcionar esa información que afirmar categóricamente que la jornada dominical caerán chuzos de punta.

Es cierto que desde hace muchos años el comunicador del tiempo viene utilizando un discurso categórico al ofrecer el pronóstico, y así se ha educado al usuario de la información meteorológica. Pero no es menos cierto que, para mejorar su calidad y valor, se puede ir cambiando el lenguaje de las predicciones, sin que ese proceso sea traumático. Lo primero que hay que hacer es transmitir a la población la idea de que toda predicción lleva asociada una incertidumbre, para, a continuación, indicar que hoy en día tenemos la posibilidad de cuantificar dicha incertidumbre y de ofrecer dicha información. El espectacular desarrollo que ha tenido la supercomputación nos permite disponer de predicciones probabilistas. Al principio, los comunicadores nos vamos a encontrar con una resistencia. Esto es algo que tenemos que asumir. En la actualidad, la mayoría de los usuarios prefiere las predicciones categóricas (deterministas), ya que se ha estado nutriendo de ellas y son a las que se han acostumbrado. Si conseguimos vencer esa lógica resistencia, el viento soplará a nuestro favor y ganaremos todos.

Cada medio de comunicación requerirá, eso sí, de una determinada forma de transmitir las predicciones probabilistas. Fuera de España encontramos ya algunos ejemplos en los que se han implantado con éxito. Quizás uno de los más destacados sea el de los conos de probabilidad de las trayectorias de los ciclones tropicales, que muestran en muchas cadenas de televisión y que son fáciles de interpretar, muy intuitivos (Figura 40.4).

Figura 40.4: Conos de probabilidad del ciclón tropical Irma, septiembre de 2017. NHC.

En la BBC también llevan tiempo ofreciendo interesantes pronósticos por conjuntos con las posibles trayectorias de profundas borrascas que se acercan a veces a las islas británicas. La fuente de esa información es la Met Office (Servicio Meteorológico del Reino Unido), que a través de su página web y en redes sociales también comparte ese tipo de mapas, de gran riqueza informativa. Se suelen mostrar tres posibles escenarios (el más probable, uno de probabilidad intermedia y el menos probable), con las principales incidencias meteorológicas en cada caso, localizadas en distintas áreas geográficas. Aquí en nuestro país sería un buen modelo a seguir, ya que cuando asoma por el Atlántico una de esas erráticas borrascas que periódicamente nos afectan, se podrían mostrar al telespectador varias posibles evoluciones futuras, cada una de ellas con su probabilidad de ocurrencia asociada. Hoy en día, se ofrece un único pronóstico determinista (el típico mapa de símbolos, en el caso de la televisión), no ofreciéndose al usuario otros posibles escenarios menos probables, pero que también son posibles y que podrían, en alguna ocasión puntual, dar tiempo adverso.

La radio, que es el medio en el que tengo una mayor experiencia, tiene la dificultad añadida de no poder mostrar información gráfica, lo que exige la búsqueda de fórmulas alternativas. Una de ellas consiste básicamente en describir a los oyentes lo que nos están mostrando los productos probabilistas. Esto exige un importante ejercicio de síntesis, ya que la información de un *EPSgrama* o *meteograma* (sec. 27.8.1 en la página 431) o de unos *supergrupos* (sec. 27.4.2 en la página 415) es significativamente mayor que la que contiene una predicción determinista al uso. Para poder abordar esa tarea, debemos de hacer un ejercicio previo de selección de la información que más nos interesa contar, la que sea más relevante desde el punto de vista informativo. Este análisis previo forma parte de la labor que debe llevar a cabo el comunicador radiofónico. Habrá veces en que tendremos que comentar un posible escenario, a pesar de su baja probabilidad, por la incidencia que, de producirse, pueda tener en la población. Pensemos, por ejemplo, en un entorno tormentoso previsto, en el que puedan darse los ingredientes adecuados para la formación de un peligroso sistema supercelular. Tales sistemas tormentosos son de mayor tamaño y duración que las tormentas ordinarias, tienen un alto grado de organización y están dotados de una rotación que, en ocasiones, propicia la formación de los devastadores tornados. Aunque la probabilidad de ocurrencia sea tan solo de un 10 %, el mero hecho de que algún grupo apunte en esa dirección debe ponernos en guardia (a los comunicadores), y hacernos valorar si damos a conocer ese dato a la audiencia. Con la incertidumbre cuantificada a nuestra disposición, deberíamos de hacerlo, teniendo cuidado de no crear alarma social. El objetivo que se persigue es advertir a la población para que esté prevenida y no le pille de sorpresa un fenómeno de alto impacto como esa posible supercélula, un viento huracanado, una inundación repentina o una intensa nevada.

La disponibilidad de grupos y supergrupos (sec. 27.4 en la página 412) construidos a partir de los SPC mejoraría notablemente la calidad no sólo de los pronósticos a medio plazo, de gran aceptación por parte de un amplio sector de la población, sino también en el corto plazo. Aunque con frecuencia es en el medio plazo donde aumenta sensiblemente la dispersión entre las salidas de los diferentes modelos deterministas, y entre los propios miembros de una predicción por conjuntos, en muchas situaciones delicadas, la dispersión puede ser importante también en el corto plazo. Volviendo al medio radiofónico y al programa en el que colaboro desde 2004 (el magacín de fin de semana de RNE *«No es un día cualquiera»*, dirigido y presentado por la periodista PEPA FERNÁNDEZ), con frecuencia viajamos los fines de semana, habiendo emitido desde muchos lugares de España. Mi sección (*«El tiempo del tiempo»*) se emite los sábados y en ella ofrezco el pronóstico para el fin de semana en curso (sábado y domingo), así como un avance de predicción para la semana entrante. A veces, mi pronóstico a partir de D+3 es muy especulativo. Lo suelo confeccionar a partir del modelo determinista del Centro Europeo (ECHRES, sec. 19.2 en la página 297), cuya calidad objetiva lo sitúa entre los 4-5 mejores modelos del mundo pero que, a pesar de ello, se desvía de la evolución atmosférica real cuando la predecibilidad es baja. En estas situaciones es cuando más necesarias se vuelven las predicciones probabilistas, y cuando más se echan en falta, al no poder disponer de muchos de los productos.

Al final de la sección, Pepa me suele preguntar por el tiempo que se espera el siguiente fin de semana en el lugar desde donde está prevista la emisión del programa. Me está pidiendo un pronóstico local a 7 días vista. La mejor información que podría ofrecerle es la contenida en los meteogramas probabilistas del ECMWF. Cambiaría mis actuales comentarios del tipo *«es pronto para saber si lloverá ese día»*, *«todo apunta a que pasaremos frío»*… por otros más

precisos, que cuantificaran esa incertidumbre, para lo cual debería de buscarse una fórmula adecuada. Soltar una retahíla de datos porcentuales no parece la solución, por lo que habría que ir probando (método de prueba-error) hasta dar con el discurso más acorde.

Para que ese progresivo cambio en la manera de comunicar el tiempo vaya materializándose, es necesario que los profesionales de la meteorología que trabajamos en los medios tengamos a nuestra disposición toda la batería de productos probabilistas existentes (mapas de probabilidades, meteogramas, supergrupos…), sin restricción alguna para su difusión. La AEMET debería de ser el principal impulsor de esa apertura. Es necesaria una nueva política de datos a nivel europeo que permita la liberación de los productos probabilistas del ECMWF que a día de hoy todavía no se ha llevado a cabo. Desde AEMET sería igualmente deseable que se ofreciera formación y asesoramiento sobre su uso y sus características al colectivo de comunicadores meteorológicos, por tratarse de uno de sus principales usuarios. El reto probabilista está encima de la mesa no solo de los comunicadores, sino también de los Servicios Meteorológicos.

40.3 Comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en televisión

MÓNICA LÓPEZ MOYANO
RTVE

Comunicar ¿qué es comunicar? Si echamos mano al Diccionario de la Real Academia de la Lengua Española nos encontramos con varias acepciones. Las dos primeras serían, probablemente, las que elegiría cualquier ciudadano para definir el verbo comunicar. Una sentencia que comunicar es «*hacer a una persona partícipe de lo que se tiene*» y la segunda apuesta por «*descubrir, manifestar o hacer saber a alguien algo*». La definición más correcta es la que ocupa el cuarto lugar, comunicar es «*transmitir señales mediante un código común al emisor y al receptor*». En esta frase encontramos reflejadas todas las etapas del proceso de comunicación.

El primer paso es el *desarrollo* de la idea: desarrollar la idea que se desea transmitir con determinada intención. Todos los hombres y mujeres del tiempo de los medios de comunicación en España, en mayor o menor medida, somos conscientes de la necesidad de hacer llegar al público la meteorología *probabilista* (cap 27 en la página 407). Entendemos que el futuro (y probablemente ya el presente) de la meteorología es abandonar la perspectiva determinista y dedicar todos los esfuerzos posibles en trasladar a la sociedad la probabilista. El desarrollo de la idea es, evidentemente, necesario para iniciar el proceso de comunicación, sin intención no tiene lugar.

El segundo paso es la *codificación*. La terminología utilizada que nos ocupa es uno de los principales escollos en este proceso de comunicación. La definición que hemos utilizado revela ese problema, el código debe ser común al emisor y al receptor. Por un lado, daremos por sentado que el emisor conoce y emplea correctamente ese lenguaje. Sin embargo, el conocimiento por parte del telespectador del lenguaje probabilista acostumbra a ser muy somero. De hecho, el principal problema que, a mi parecer, existe es que la terminología utilizada es de uso común. Es decir, las palabras *probable* y *posible* están en nuestro vocabulario cotidiano. El ciudadano entiende de forma natural que adjetivar con términos probabilistas implica *incertidumbre*, pero la mayoría, traduce incertidumbre en *desconocimiento*. «Es probable que vaya al cine» significa que tienes intención de ir, pero que no estás seguro. Incluso «es más probable que vaya al cine que, que no vaya y si voy, veré «Cantando bajo la lluvia»» me indica que si voy a la sala donde hoy reponen el clásico casi seguro que estás ahí, pero ambas expresiones me transmiten que no tienes claro que harás esta tarde.

En este sentido, en Televisión Española hemos optado por emitir de forma diaria los mapas de probabilidad (cap. 27.6.1 en la página 422) de precipitación (imagen de cabecera del capítulo) de la Agencia Estatal de Meteorología. Son mapas que nos sirven para mostrar cuán seguro puedes estar de que voy a ir al cine, pero no sabes qué película voy a ver. Entendemos que la repetición es la fórmula necesaria para hacer comprender los mecanismos de comprensión del lenguaje probabilista. Además los usamos todos los días, vaya a llover más o menos o nada, e insistimos en la diferencia: puede ser muy probable que llueva, pero puede llover muy poco.

La tercera etapa del proceso de comunicación es la *transmisión*. En este punto encontramos el vehículo de transmisión, que sería la televisión, y debemos intentar controlar las barreras y/o las interferencias. Tenemos que tener en cuenta que la televisión es un medio que consta de audio y vídeo, a diferencia de la radio, que es audio solamente y la prensa escrita, por ejemplo, que es solo imagen. La televisión tiene más ventajas aunque también son más los elementos a tener bajo control. Por un lado, los gráficos. Hay que elegir bien las escalas de colores, por ejemplo. Siguiendo con el caso de los mapas probabilistas de precipitación de AEMET. La escala de color va del verde claro (para probabilidades menores), pasando por el amarillo y acabando en el rojo (probabilidad más alta). A mi parecer, es una gama cromática acertada porque difiere mucho de la utilizada para la cantidad de precipitación, que usa la paleta de azules y acaba en violetas.

Por otro lado, en alguna ocasión especial, como puede ser un periodo de vacaciones concreto, Semana Santa o eventos meteorológicos extremos, hemos representado los *supergrupos* del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo también proporcionados por AEMET (sec. 27.4.2 en la página 415). En este caso, hemos utilizado directamente el porcentaje acompañando a la configuración atmosférica, para mostrar cuál de los *escenarios* futuros es el más probable. En este caso, consideramos que dicho producto nos da la posibilidad de dar grandes pasos en la difícil tarea de

la divulgación. Enseñamos que hay una opción más probable que las otras, pero mostramos que existen opciones que no pueden ser descartables. Incluso, en algunas ocasiones, es una manera de mostrar al telespectador aquellos casos en los que la incertidumbre es muy alta y todas las posibilidades tienen un peso similar.

Evidentemente cuando tratamos de incorporar a nuestros espacios información de este estilo, previamente hacemos una reflexión profunda sobre qué contar y qué no. La comunicación científica eficaz, especialmente en medios de comunicación denominados «de masas», siempre está ubicada en una delgada línea entre lo que puede entender el ciudadano y el rigor científico.

Un último aspecto a tener en cuenta en el proceso de transmisión es el *ruido*. La televisión es un medio que se consume dentro de la actividad diaria. Es decir, un periódico se lee y requiere atención para leerlo. La televisión puede estar encendida en la cocina mientras cena la familia. Debemos contar con ello a la hora de elegir las palabras a utilizar, el tono o el volumen de nuestro discurso.

La siguiente etapa es la *recepción*. El receptor debe estar dispuesto a recibir el mensaje. El principal problema añadido al proceso de comunicación de variables con incertidumbre, que radica en el receptor, es el hecho de que el mensaje probabilista obliga al receptor a asumir la decisión. Usando la metáfora anterior, yo te digo qué probabilidad hay de que vaya a ver «Cantando bajo la lluvia» y cuál es la de que no vaya. Tú deberás decidir si te arriesgas a ir a la sala y ver a solas la película. En este sentido, entiendo que es una cuestión de tiempo que la sociedad se acostumbre a este tipo de información, que traslada el proceso de decisión, pero es más completa que la determinista.

El último paso significativo del proceso es el *descifrado*. Con él, la comunicación será exitosa, es decir, el receptor se hará una idea del mensaje que coincidirá con la que transmitió el emisor y de esta manera se habrá logrado la comprensión del mensaje original. En este paso volvemos a encontrarnos con la dificultad semántica. Es imprescindible que se incorpore dicho lenguaje a los procesos de aprendizaje del individuo. Si bien es cierto que los resultados de incorporar conocimiento en la cadena de enseñanza se obtienen a largo plazo, es inexorable la necesidad de hacerlo.

Finalmente, el primer punto del proceso de comunicación nos decía que la misma tiene sentido si detrás hay una intención. El proceso será completo si el receptor decodifica el mensaje, lo acepta y lo utiliza. La *acción* es el paso decisivo, se logra una acción como *reacción* del receptor al mensaje del emisor.

Todos los procesos de comunicación deben concluir con la *retroalimentación*. Es necesario cerrar el circuito. El receptor debería convertirse en emisor y establecer una interacción bilateral. De esta manera se consigue averiguar si el proceso se produce de forma correcta.

Nuestra experiencia es positiva, tanto con los mapas probabilistas como con los escenarios del Centro Europeo. Por ese motivo, nos alegra enormemente el proceso de apertura de ese tipo de información que ha iniciado la Agencia Estatal de Meteorología a través de su página web.

40.4 Lecturas recomendadas

Añadimos una serie de lecturas recomendadas que, aunque no estén referidas directamente, pueden completar los contenidos presentados en el capítulo: [346, 493, 513, 514, 515, 542, 629]

Meteoalerta

41

ALICIA LÓPEZ REJAS
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Siempre debes esperar lo mejor, pero tienes que estar preparado para lo peor.
>
> ANÓNIMO

La humanidad y las sociedades desarrolladas a lo largo de la historia han estado siempre influidas y en ocasiones determinadas por el clima en el cual se han desenvuelto y muy especialmente por los fenómenos meteorológicos extremos a los que se han tenido que enfrentar. Siempre han existido y existirán fenómenos meteorológicos que van a alterar la cotidianidad de las sociedades, bien por su fuerte intensidad o bien por su rareza o poca frecuencia. Es un hecho indiscutible que las sociedades modernas con su concentración en grandes poblaciones, su dependencia de la tecnología y de determinadas infraestructuras, se han hecho cada vez más vulnerables a fenómenos meteorológicos que superan ciertos umbrales de intensidad y que quizá en otro contexto no hubieran tenido el mismo impacto. Los servicios meteorológicos nacionales junto con los servicios de emergencias, son los encargados de determinar y prever aquellas situaciones meteorológicas que puedan suponer un problema o peligro para la población así como de tomar las medidas necesarias para minimizar sus efectos; es su obligación tener implementados planes en los que se definan los fenómenos meteorológicos potencialmente adversos, disponer de los medios para su predicción y observación, así como tener un sistema de difusión e información adecuado para prevenir a la población.

Palabras clave: fenómenos meteorológicos adversos, FMA, fenómenos meteorológicos extremos, plan Meteoalerta, avisos meteorológicos.

Imagen parte superior: Rayo en tormenta severa. Cerro del Tío Pío (Madrid), hacia el oeste, 11 de octubre de 2014, a las 19:46. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

METEOALERTA	Daño/Impacto	Frecuencia	Umbrales Meteorológicos (e.g. lluvia acumulada)
Verde	Ninguno		
Amarillo	No existe riesgo meteorológico para la población en general aunque sí para alguna actividad concreta, o localización de alta vulnerabilidad como una gran conurbación. Fenómenos potencialmente peligrosos.	Habituales o de intensidad habitual.	40 litros/12 h 60 litros/12 h
Naranja	Riesgo meteorológico importante. Cierto grado de peligro para las actividades usuales.	No habituales o de intensidad no habitual.	80 litros/12 h 100 litros/12 h
Rojo	Riesgo meteorológico extremo. Riesgo para la población muy alto.	Excepcionales o de intensidad excepcional.	120 litros/12 h 180 litros/12 h

Tabla 41.1: Niveles Meteoalerta

41.1 Introducción

Una de las funciones primordiales asignadas a la Agencia Estatal de Meteorología es la predicción de fenómenos meteorológicos adversos (FMA) y la emisión de los avisos correspondientes en relación a los mismos [666]. Para cumplir este requerimiento se ha elaborado el llamado Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos, Meteoalerta [3], que se elabora en coordinación con representantes de los organismos de Protección Civil, que son los encargados de implementar las medidas necesarias para proteger a la población, a los bienes y las infraestructuras de los posibles impactos que puedan producir dichos fenómenos.

El plan Meteoalerta [3] se revisa cada año en coordinación con Protección Civil. Se puede encontrar actualizado (última visita octubre 2018) en: http://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/avisos/plan_meteoalerta/plan_meteoalerta.pdf.

El plan Meteoalerta está diseñado para converger en la mayor medida posible con nuestros vecinos europeos en el proyecto EMMA-Meteoalarm (European Multiservice Meteorological Awareness Project, EMMA [183] http://eumetnet.eu/activities/forecasting-programme/current-activities-fc/emma/ - Meteoalarm [184] http://www.meteoalarm.eu/), de modo que todos los servicios meteorológicos de los distintos países europeos emitan sus avisos en base a criterios similares y con el mismo formato.

41.2 Fenómeno Meteorológico Adverso

Definición de Fenómeno Meteorológico Adverso (FMA). Se considera fenómeno meteorológico adverso (fenómeno meteorológico adverso (FMA), en el glosario se recoge precisamente la definición detallada aquí) a todo evento atmosférico capaz de producir, directa o indirectamente, daños a las personas o daños materiales de consideración [667]. En sentido menos restringido, también puede considerarse como tal cualquier fenómeno meteorológico susceptible de alterar la actividad humana de forma significativa en un ámbito espacial determinado. En consecuencia pueden resultar adversas, por sí mismas, aquellas situaciones en las que algunas variables meteorológicas alcancen valores extremos.

41.3 El plan Meteoalerta

Objeto. Facilitar la mejor información y lo más actualizada posible sobre los fenómenos meteorológicos adversos y su evolución.

Destinatarios. Todos los ciudadanos e instituciones públicas, muy especialmente las autoridades y unidades de Protección Civil.

Productos. Boletines de Aviso tanto a nivel nacional como de Comunidades Autónomas y provinciales. Se pueden visualizar en formato mapa o formato boletín en el sitio web: http://www.aemet.es/es/eltiempo/prediccion/avisos

FENÓMENOS INCLUIDOS EN EL PLAN METEOALERTA	
BOLETINES DE AVISO	
FENÓMENOS METEOROLÓGICOS	FENÓMENOS CAUSADOS POR LA METEOROLOGÍA
Lluvias: Intensidad en una hora (P1) Lluvias: Acumulación en 12 horas (P2) Nevadas: espesor acumulado en el suelo en 24 horas Viento: Rachas Máximas Tormentas Temperaturas máximas Temperaturas mínimas Galernas en el área Cantábrica y norte de Galicia Nieblas	Fenómenos costeros: Viento en zonas costeras Fenómenos costeros: Altura del oleaje: mar de viento y mar de fondo Polvo en Suspensión Aludes Deshielos Rissagues o Risagas (Illes Balears)
AVISOS ESPECIALES	
Olas de Calor, Olas de Frío y Tormenta Tropical	

Tabla 41.2: Fenómenos Meteoalerta

Niveles de aviso. Tanto Meteoalerta como EMMA-Meteoalarm establecen cuatro niveles de aviso: Verde, Amarillo, Naranja y Rojo. Los niveles de aviso se definen en función de dos criterios: (1) En relación al impacto que producen los FMA. (2) En relación a la superación de umbrales de intensidad de los fenómenos meteorológicos potencialmente adversos y/o de su frecuencia. En principio cuando un fenómeno meteorológico supera un determinado umbral de intensidad puede ser considerado *potencialmente* adverso y generalmente su ocurrencia es poco habitual o excepcional.

En Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), actualmente, se trabajan los avisos orientados a superación de umbrales, asignando a cada nivel de aviso la superación de determinados valores de intensidad que varían en función de la zona y del fenómeno. Son las unidades de Protección Civil las que se encargan de asignar el nivel de alerta a la población en función del impacto o daño que se espera. Es probable que en las próximas revisiones del plan Meteoalerta se revisen los criterios de emisión de avisos y que en AEMET se comience a trabajar emitiendo avisos orientados a impactos. La Tabla 41.1 en la página anterior muestra la correspondencia entre los diferentes niveles y su impacto, frecuencia y umbrales, mientras que la Tabla 41.2 muestra los Fenómenos Potencialmente Adversos incluidos en Meteoalerta. Dentro del Plan Meteoalerta V.6 la Figura 41.1 muestra la información que contiene un boletín de aviso y la Figura 41.2 en la página siguiente las Zonas de Aviso.

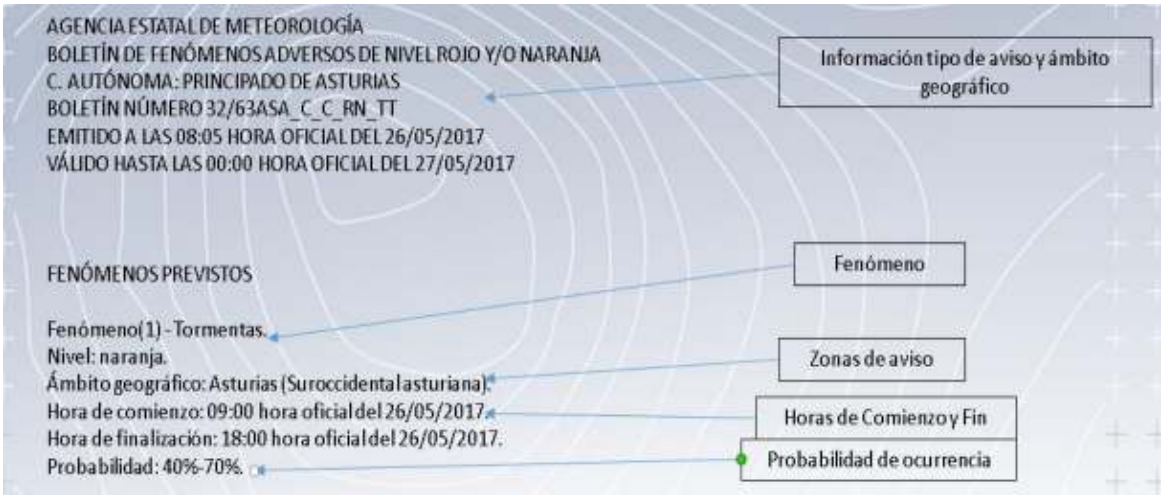


Figura 41.1: Información de un boletín de aviso plan Meteoalerta V.6.

Figura 41.2: Zonas de Aviso plan Meteoalerta V.6.

Así mismo, dentro del Plan Meteoalerta V.6 la Tabla 41.3 muestra un ejemplo de umbrales relacionados, en ese caso, con la nieve, espesor acumulado en el suelo, en 24 horas. En las Tablas 41.4 en la página siguiente y 41.5 en la página 640 puede encontrarse un resumen de umbrales detallado por fenómenos.

FENÓMENO	NEVADAS: ESPESOR ACUMULADO EN EL SUELO EN 24 HORAS		
CARACTERÍSTICAS	Los avisos de nieve se refieren al espesor acumulado en el suelo en 24 horas. Se intenta dar el espesor más representativo en la zona. No se dará aviso de nieve por encima de 600 metros en Baleares, de 2000 metros en Canarias y de 1500 metros en las demás Comunidades Autónomas.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	2 centímetros/24 horas 5 centímetros/24 horas	5 centímetros/24 horas 20 centímetros/24 horas	20 centímetros/24 horas 40 centímetros/24 horas
...			
FENÓMENO	...		
...			

Tabla 41.3: Ejemplo de umbrales Meteoalerta

FENÓMENO	LLUVIA ACUMULADA EN 12 HORAS (P2)		
CARACTERÍSTICAS	Precipitaciones persistentes, de duración de más de 6 horas, principalmente en forma de lluvia o chubascos.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	40 litros/12 horas 60 litros/12 horas	80 litros/12 horas 100 litros/12 horas	120 litros/12 horas 180 litros/12 horas

FENÓMENO	LLUVIA ACUMULADA EN 1 HORA (P1)		
CARACTERÍSTICAS	Precipitaciones de intensidad fuerte como máximo en una hora. Es habitual que los umbrales se alcancen en intervalos menores de 30 minutos. Es frecuente que vayan asociadas a fenómenos convectivos (Tormentas).		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	15 litros/1 hora 20 litros/1 hora	30 litros/1 hora 40 litros/1 hora	60 litros/1 hora 90 litros/1 hora

FENÓMENO	NEVADAS: ESPESOR ACUMULADO EN EL SUELO EN 24 HORAS		
CARACTERÍSTICAS	Los avisos de nieve se refieren al espesor acumulado en el suelo en 24 horas. Se intenta dar el espesor más representativo en la zona. No se dará aviso de nieve por encima de 600 metros en Baleares, de 2000 metros en Canarias y de 1500 metros en las demás Comunidades Autónomas.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	2 centímetros/24 horas 5 centímetros/24 horas	5 centímetros/24 horas 20 centímetros/24 horas	20 centímetros/24 horas 40 centímetros/24 horas

FENÓMENO	TORMENTAS		
CARACTERÍSTICAS	Se define una tormenta como una o varias descargas bruscas de electricidad atmosférica que se manifiesta por su brevedad e intensidad (relámpago) o por el ruido seco o un rugido sordo (trueno).		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	Tormentas generalizadas con posibilidad de desarrollo de estructuras organizadas. **Lluvias localmente fuertes** y/o **vientos localmente fuertes y/o granizo inferior a 2 cm.** Dado el carácter de estos fenómenos existe la posibilidad de que se puedan producir tormentas de intensidad superior de forma puntual	Tormentas muy organizadas y generalizadas. Es posible que se puedan registrar **lluvias localmente muy fuertes y/o vientos localmente muy fuertes y/o granizo superior a 2 cm.** También es posible la aparición **de tornados**.	Tormentas altamente organizadas. La probabilidad de **lluvias localmente torrenciales y/o de vientos localmente muy fuertes y/o granizo superior a 2 cm** es muy elevada. Es probable la aparición de tornados.

FENÓMENO	TEMPERATURAS MÁXIMAS		
CARACTERÍSTICAS	Temperatura máxima alcanzada entre las 00h y las 24h		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	34 grados 36 grados 38 grados	37 grados 39 grados 40 grados	40 grados 42 grados 44 grados

FENÓMENO	TEMPERATURAS MÍNIMAS		
CARACTERÍSTICAS	Temperatura mínima alcanzada entre las 00h y las 24h.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	-1 grados -4 grados -6 grados	-4 grados -8 grados -10 grados	-8 grados -12 grados -14 grados

FENÓMENO	RACHAS MÁXIMAS DE VIENTO		
CARACTERÍSTICAS	Aumento transitorio de la velocidad del viento con respecto a su valor medio. En determinadas situaciones meteorológicas pueden superar en varias decenas de nudos al viento medio.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	70 km/h 80 km/h 90 km/h	90 km/h 100 km/h 110 km/h	130 km/h 140 km/h 140 km/h

Tabla 41.4: Tabla resumen de umbrales Meteoalerta por fenómenos (1/2).

FENÓMENO	GALERNAS EN EL ÁREA CANTÁBRICA Y NORTE DE GALICIA		
CARACTERÍSTICAS	Una galerna es un viento súbito muy fuerte y racheado, acompañado o no de precipitaciones que suele cortar de manera brusca un tiempo apacible y generalmente caluroso. Es un fenómeno propio del mar Cantábrico. Se desplazan de oeste a este.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	**Mar**: Cambio brusco del viento arreciando y rolando al noroeste con fuerza 7. **Tierra**: Giro brusco del viento al noroeste aumentando repentinamente con rachas fuertes superiores a 60 km/h en el litoral.	**Mar**: Cambio brusco del viento arreciando y rolando al noroeste con fuerza 8 a 9. **Tierra**: Giro brusco del viento al noroeste aumentando repentinamente con rachas muy fuertes de 90 a 120 km/h en el litoral.	**Mar**: Cambio brusco del viento arreciando y rolando al noroeste con fuerza 10 o superior. **Tierra**: Giro brusco del viento al noroeste aumentando repentinamente con rachas huracanadas superiores a 130 km/h en el litoral.

FENÓMENO	NIEBLAS
CARACTERÍSTICAS	Suspensión en la atmósfera de gotas muy pequeñas de agua, que reducen la visibilidad horizontal sobre la superficie del globo a menos de 1 kilómetro
UMBRALES SEGÚN ZONAS	SÓLO NIVEL AMARILLO, según impacto.

FENÓMENO	FENÓMENOS COSTEROS		
CARACTERÍSTICAS	• Intensidad del viento en zonas costeras (escala Beaufort) • Altura del oleaje (combinación de la mar de viento (escala Douglas) y la mar de fondo (metros).		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	F7, mar combinada o compuesta que provoque oleaje de 4 a 5 metros (Atlántico), 3 a 4 metros (Mediterráneo)	F8 y F9, mar combinada o compuesta que provoque oleaje de 5 a 8 metros (Atlántico), 4 a 7 metros (Mediterráneo)	A partir de F10, mar combinada o compuesta que provoque oleaje de más de 8 metros (Atlántico), de más de 7 metros (Mediterráneo)

FENÓMENO	POLVO EN SUSPENSIÓN
CARACTERÍSTICAS	Partículas de polvo o arena fina que permanecen en la atmósfera durante un período de tiempo apreciable y que son transportadas por el viento desde diferentes regiones de la tierra. Su concentración se da en función de la visibilidad en metros
UMBRALES SEGÚN ZONAS	SÓLO NIVEL AMARILLO, según impacto.

FENÓMENO	ALUDES		
CARACTERÍSTICAS	Masa de nieve y de hielo que se desploma bruscamente por las laderas de una montaña y arrastra, frecuentemente, tierra, rocas, y despojos de toda naturaleza. El nivel de salida de un alud es la altitud a en la que la nieve inestable colapsa y comienza a moverse		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	Índice 4 (fuerte) con nivel de salida por debajo de los 2100 metros, o índice 5 (muy fuerte) con nivel de salida por encima de los 2100 metros	Índice 5 (muy fuerte) con nivel de salida por debajo de los 2100 metros	Situación excepcional de riesgo generalizado de nivel naranja que afecte a una amplia zona.

FENÓMENO	DESHIELOS		
CARACTERÍSTICAS	Fusión de la nieve o del hielo o ambos en la superficie de la tierra, por acción de factores climáticos o hidrológicos. Influye la altura de la cubierta nivosa, la de la isoterma de 0º y la precipitación caída en 24 horas.		
UMBRALES SEGÚN ZONAS	Cuando las condiciones de precipitación y ascenso de temperaturas con anterior acumulación de nieve en cordilleras, así lo requieran a criterio del predictor.	Cuando las condiciones de precipitación y ascenso de temperaturas con anterior acumulación de nieve en cordilleras, así lo requieran a criterio del predictor.	Cuando las condiciones de precipitación y ascenso de temperaturas con anterior acumulación de nieve en cordilleras, así lo requieran a criterio del predictor.

FENÓMENO	RISSAGUES o RISAGAS		
CARACTERÍSTICAS	Oscilación del nivel del mar en puertos, calas o bahías, motivadas por causas meteorológicas en condiciones de resonancia. Sólo se emite para Menorca.		
UMBRALES	Oscilaciones en la altura del agua del mar desde 0,7 hasta 1 metro.	Oscilaciones en la altura del agua del mar desde 1 hasta 2 metros	Oscilaciones superiores a 2 metros en la altura del agua del mar.

Tabla 41.5: Tabla resumen de umbrales Meteoalerta por fenómenos (2/2).

Proyecto PROFORCE

42

CLEMENS WASTL, YONG WANG, MARTIN KULMER AND ANDREA SIGL
Department of Forecasting Models, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG), Austria

ANDRE SIMON
Hungarian Meteorological Service (OMSZ), Hungary

TRAD. FRANCISCO MARTÍN LEÓN
Meteorólogo
Ex Meteorólogo del Estado, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Coordinador de la Revista gratuita del Aficionado a la Meteorología
(RAM https://www.tiempo.com/ram/)

Se presenta un proyecto multidisciplinar llevado a cabo en Austria y Hungría de colaboración entre meteorólogos y personal de protección civil de ambos países donde la predicción probabilista «*sin costuras*» o «*sin discontinuidades*» (*seamless*) ocupa un lugar muy destacado a la hora de predecir fenómenos severos. Este capítulo está basado en un informe técnico de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) [649].

Palabras clave: fenómenos meteorológicos adversos, FMA, fenómenos meteorológicos extremos, plan Meteoalerta, avisos meteorológicos, proyecto PROFORCE, sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la emisión de avisos meteorológicos.

Imagen parte superior: Base de un Cumulonimbus. Yepes (Toledo), hacia el noroeste, 14 de mayo de 2013, a las 18:52. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

42.1 Proyecto PROFORCE

La frecuencia y la intensidad de fenómenos meteorológicos extremos están aumentando debido al cambio climático. La falta de preparación para tales fenómenos extremos puede dar lugar a daños económicos significativos y pérdida de vidas. Por lo tanto, los pronósticos meteorológicos precisos y fiables son esenciales para que las agencias de protección civil se preparen mejor y para las poblaciones en riesgo.

El proyecto *Bridging of Probabilistic Forecasts and Civil Protection*, (Tendiendo un puente entre la predicción probabilista y la protección civil) conocido abreviadamente como PROFORCE [649] http://www.echo-proforce.eu/, dio un primer paso en esta dirección, proporcionando información significativa para la toma de decisiones, basada en el impacto a las autoridades civiles responsables de la protección de los ciudadanos, el medio ambiente y la propiedad.

Las previsiones meteorológicas están sujetas a incertidumbres inherentes debido a la naturaleza caótica de la atmósfera y a las limitaciones de los modelos de predicción meteorológica. Los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) son ampliamente utilizados por la comunidad meteorológica para cuantificar estas incertidumbres, pero éstas no se comunicaron a los usuarios finales hasta hace poco. Sin embargo, esa información sobre las incertidumbres tiene un gran potencial para mejorar los procesos de toma de decisiones de tiempo crítico en las agencias de protección civil y otras partes interesadas, especialmente si están adaptadas a sus necesidades y redactadas con su terminología. PROFORCE ha logrado esto gracias a la colaboración multidisciplinaria e intersectorial entre los servicios meteorológicos y los usuarios finales. Ha aumentado la conciencia de los impactos potenciales de eventos extremos en la protección civil.

42.2 Un sistema de pronóstico probabilista sin costuras o sin discontinuidad

PROFORCE comenzó en diciembre de 2013 y duró dos años. Fue cofinanciado por el Servicio de Ayuda Humanitaria y Protección Civil de la Comisión Europea (ECHO) y dirigido por el Servicio Meteorológico de Austria, ZAMG. Basándose en la cooperación transnacional entre los servicios meteorológicos nacionales austriacos y húngaros (ZAMG y OMSZ, respectivamente) y los socios de protección civil en los distritos de Baja Austria y el condado de Somogy, PROFORCE tenía como objetivo mejorar los procedimientos de preparación y toma de decisiones en las agencias de protección civil.

Sistema de pronóstico probabilista innovador. La característica principal del sistema de previsión sin fisuras y continuo de PROFORCE es su carácter probabilista que contiene información sobre la incertidumbre y la previsibilidad (o predecibilidad, cap. 12 en la página 163) de fenómenos meteorológicos severos. Los organismos de protección civil deberían poder utilizarlo para optimizar su proceso de toma de decisiones en términos de preparación y concienciación y, por lo tanto, proteger mejor a la sociedad y al medio ambiente frente al impacto del tiempo severo. El pronóstico probabilista sin fisuras o sin costuras de PROFORCE combina cuatro sistemas diferentes:

- *El sistema de predicción probabilista EPS del Centro Europeo de Pronósticos del Medio Plazo* (ECMWF/CEPMP), que representa la predicción del tiempo a medio plazo y a nivel sinóptico;
- *El Sistema de predicción probabilista EPS de Área Limitada de Europa Central* (ALADIN-LAEF), que representa el tiempo a nivel regional (ALADIN-HUNEPS para el dominio húngaro)
- *El EPS del modelo de mesoescala francés* (AROME), que proporciona pronósticos hasta 30 horas de anticipación con un enfoque en la convección; y
- *El Conjunto de Nowcasting Integrado con Análisis Exhaustivo* (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) Ensemble), que proporciona información sobre la toma de decisiones para ayudar a las agencias de protección civil a hacer mejores juicios ante los riesgos de desastre inminentes.

Cada sistema juega su propio papel en el producto final sin costura según la naturaleza del evento meteorológico previsto (ya sea convectivo o a gran escala) y el rango de pronóstico. Bajo la suposición de que cada EPS produce los mejores resultados disponibles para su marco de tiempo designado, cada paso de tiempo individual en el pronóstico utiliza los datos del EPS correspondiente, haciendo así que el pronóstico sea uniforme. Así, cada día que un evento extremo se acerca, la precisión de las previsiones y advertencias mejoran.

Los distintos vacíos en los pasos de tiempo, que resultan de los diferentes modelos de referencia, se reflejan

en el producto final, en la medida que el proyecto PROFORCE capacita y entrena específicamente al personal de protección civil para manejar tales incertidumbres.

Advertencias sin fisuras, acciones igualmente sin fisuras. El intercambio sin fisuras de información y las acciones entre los meteorólogos y el personal de protección civil siguen esta estructura:

Preavisos / respuesta a medio plazo. El SPC del ECMWF (ECENS, sec. 19.3 en la página 299) muestra un posible fenómeno meteorológico severo con una probabilidad relativamente alta y se emite un primer aviso previo a las agencias de protección civil, que entran en la fase de acción de «respuesta» y toman medidas tempranas e iniciales, como organizar y orientar los turnos.

Avisos más específicos / preparación. Dos o tres días antes del evento potencial, el siguiente SPC en la cadena hace pronósticos, genera y provee productos y avisos más precisos tanto en cuanto al espacio como al tiempo. Por lo tanto, puede dar una advertencia más específica. Sobre esta base, el personal de protección civil entra en la fase de «preparación» con actividades intensificadas como la provisión de equipo y personal. Un día después de esto, el EPS que permite la convección proporciona más detalles, particularmente en la topografía tan compleja como las regiones en los Alpes.

Nowcasting y entrar en acción. Por último, el material EPS de alcance inmediato proporciona la imagen más precisa de la situación meteorológica severa y se pueden tomar decisiones finales. El personal de protección civil entra en la tercera fase de «acción en marcha» en la que se ponen en marcha planes finales, como concentrar las actividades operacionales en las regiones más afectadas. Este enfoque de predicción inmediata es especialmente importante para los eventos convectivos de la temporada de verano que se caracterizan por una alta variabilidad espacial y temporal. Por esta razón, el modelo INCA Ensemble se ejecuta cada hora mientras que otros modelos – AROME EPS, ALADIN-LAEF y ECENS – solo se actualizan cada 12 horas; en el caso de Hungría, el modelo ALADIN-HUNEPS sólo se actualiza una vez cada 24 horas.

42.3 Creación de portales web

Los meteorólogos y el personal de protección civil trabajaron juntos para desarrollar conjuntos apropiados de datos meteorológicos que ilustrasen las previsiones de manera clara y sencilla, promoviendo así un rápido proceso de toma de decisiones. En primer lugar, los socios de las protecciones civiles definieron umbrales razonables para los parámetros meteorológicos clave: velocidad del viento, precipitaciones y temperatura.

Estos umbrales diferían considerablemente en los dos países. Por ejemplo, una ráfaga de viento de 60 km/h es normal y ocurre con frecuencia en las regiones montañosas de Austria, pero representa un serio peligro para la extremadamente vulnerable región del Lago Balatón en Hungría, con muchas actividades de deportes acuáticos en verano. Como resultado, se establecieron dos portales web independientes, uno para cada país con diferentes umbrales y visualizaciones.

En los sitios web, las ilustraciones de los productos se preparan de tal manera que el pronóstico parece ser transparente, es decir, las fuentes de mediana y menor resolución se reemplazan automáticamente por pronósticos de mayor resolución en rangos más cortos. Por lo tanto, los usuarios no necesitan identificar el SPC en cuestión que se está utilizando. La salida de los sistemas individuales de SPC se visualiza, tanto como mapas de probabilidad, que muestran la probabilidad de superar ciertos umbrales, como información de puntos para ubicaciones preseleccionadas, en forma de meteogramas o penachos.

Los mapas de probabilidad en el portal austriaco (ejemplo en Figura 42.1) están acompañados por elementos de imagen que ilustran el nivel de amenaza de una manera similar a las señales de semáforo: verde, amarillo, naranja y rojo a medida que aumenta la amenaza.

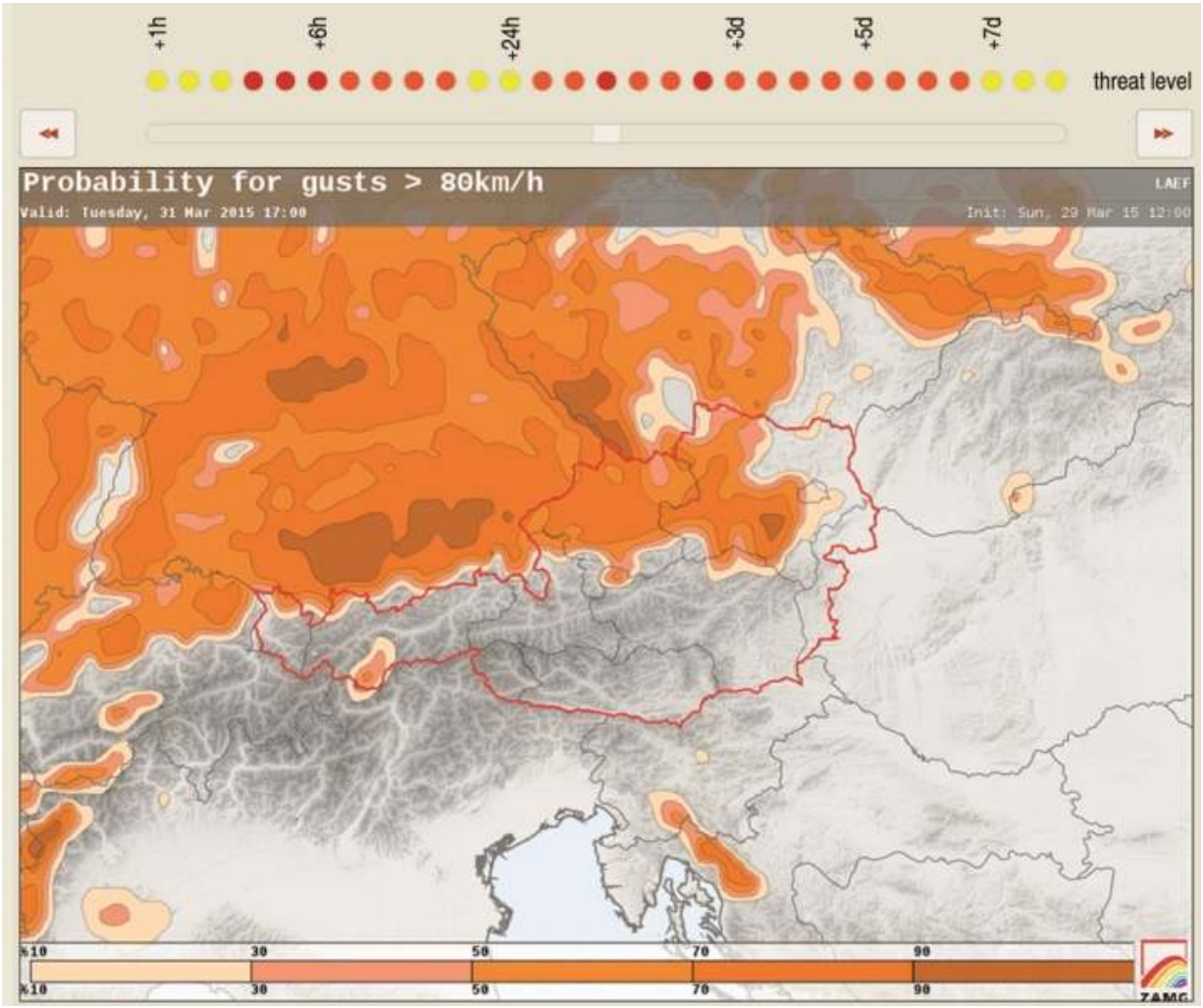


Figura 42.1: La información de pronóstico probabilista sin costura se procesa, visualiza y luego se publica en un portal web construido específicamente, al que pueden acceder las autoridades de protección civil y los gestores de desastres (ejemplo del portal web austríaco).

Se creó un índice global de avisos (Figura 42.2) para proporcionar a las autoridades de protección civil información general inmediatamente después de entrar al portal. Tiene en cuenta la probabilidad de un evento, su grado de adversidad (intensidad) y el momento en el que se espera, dado que un pronóstico a más largo plazo generalmente contiene mayores incertidumbres. En otras palabras, un aviso «amarillo» con una semana de antelación no debería causar pánico, pero un aviso «rojo» en la previsión del día siguiente debería sonar con campanas de alarma.

42.4 Formación y experiencia de primera mano

La cooperación interdisciplinaria entre meteorólogos y organismos de protección civil fue clave para el éxito de PROFORCE. El personal de protección civil tuvo que familiarizarse con las previsiones probabilistas para obtener el máximo beneficio del portal web. Las sesiones de formación en ambos países ayudaron a fortalecer la cooperación transnacional y la retroalimentación de las agencias de protección civil sobre la información probabilista que también permitió a los desarrolladores de modelos mejorar sus SPC.

Se realizaron pruebas intensas del sistema durante los eventos meteorológicos severos en las regiones piloto de la Baja Austria y el Condado de Somogy durante el transcurso del proyecto (diciembre de 2013 a noviembre de 2015). La retroalimentación de los usuarios finales y los beneficiarios fue en general positiva y se confirmó la aplicabilidad del sistema para el uso operativo en las agencias de protección civil. Las acciones de prevención y preparación podrían iniciarse mucho antes y ser más específicas con el nuevo sistema que con el pronóstico meteorológico clásico determinista.

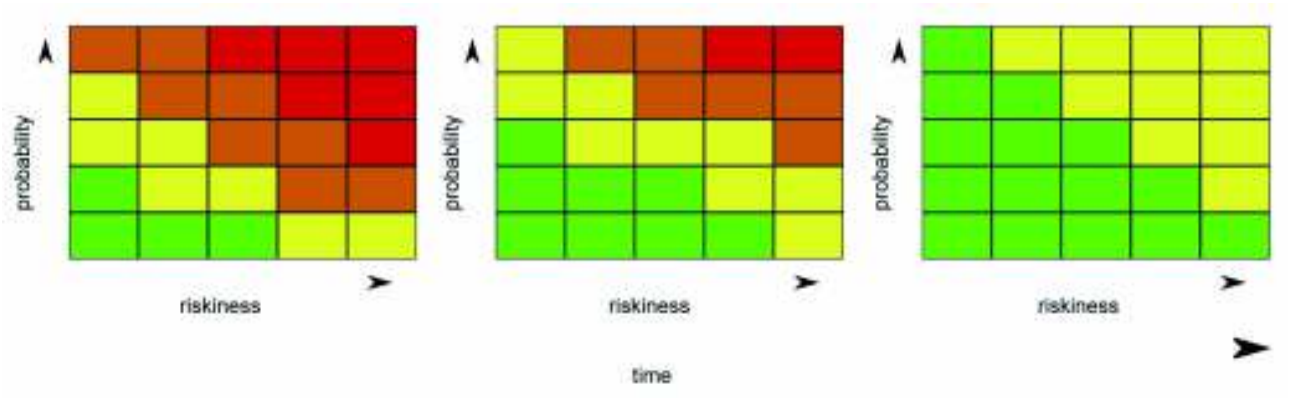


Figura 42.2: Combinación de riesgo, probabilidad y plazo de predicción para establecer un nivel de amenaza común.

La borrasca intensa NIKLAS (30 de marzo - 2 de abril de 2015) ofreció un buen ejemplo de ello. Las probabilidades altas de rachas de viento que excedían los umbrales en amplias zonas de Austria fueron señaladas por el ECENS con siete días de anticipación. Una vez que un patrón de tiempo severo aparece por primera vez en el ECENS global, es necesario comprobar continuamente la consistencia de su posición, tiempo e intensidad de un pronóstico al siguiente. Esto condujo al anuncio de preadvertencias iniciales en las regiones relevantes cinco días antes del inicio del evento. Tres días antes del evento, el EPS de mayor resolución mostró probabilidades muy altas de ráfagas por encima de 80 km/h (nivel 2) y altas probabilidades de ráfagas superiores a 100 km/h (nivel 3, el nivel de advertencia más alto). Al final, la racha máxima registrada en las estaciones meteorológicas de baja altitud fue de 121 km/h en Enns, Alta Austria. La información adicional sobre la fiabilidad y la incertidumbre del nuevo sistema facilitó una mejor evaluación de la situación; sin embargo, el EPS de nowcasting no proporcionó beneficio adicional.

El rendimiento se comprobó verificando los avisos contra los mapas de despliegue de la agencia de protección civil. Hubo una correlación muy alta entre la densidad de las acciones de protección civil y las áreas resaltadas en los pronósticos del EPS, especialmente para los temporales a gran escala y las inundaciones.

En el centro de gestión de desastres húngaro, el sistema de pronóstico probabilista se utilizó ampliamente en los preparativos para varios concursos en y alrededor del lago Balaton durante las temporadas de verano de 2014 y 2015, incluyendo la Blue Ribbon Race y el Lake Balaton Cross-Swimming. Para el último evento, la información de EPS fue útil cuando se trató de decidir si se pospondría o no el concurso. Las actividades en el lago Balaton son vulnerables a los cambios repentinos de tiempo, que a veces pueden estar confinados regionalmente. La experiencia con PROFORCE demostró que si bien las técnicas de pronóstico de EPS pueden mejorar la previsibilidad de estos cambios, sigue siendo necesario un mayor desarrollo, particularmente en el rango de predicción a muy corto plazo.

42.5 Continuar en el futuro

PROFORCE fue un proyecto desafiante que esencialmente tenía dos objetivos:

El primero fue construir un puente entre la comunidad de predicción, que monitorea el tiempo y conoce las fortalezas y debilidades de cada modelo individual, y la comunidad de protección civil, que se enfoca en los impactos del tiempo severo. El entendimiento efectivo entre estos dos grupos era un desafío.

El segundo objetivo se refería al manejo de las probabilidades meteorológicas. Con diferentes grados de familiaridad con la investigación meteorológica y climática, tanto las autoridades de protección civil como los predictores del tiempo están empezando a aprender a manejar y confiar en las probabilidades. El personal de protección civil debe recibir una formación regular para que puedan confiar más en la aplicación del concepto de pronóstico probabilista cuando tomen decisiones cotidianas sobre el despliegue de ayudas o la cancelación de eventos de masas.

Es importante destacar que un SPC sin costuras no reemplaza completamente los avisos estándar emitidos por la oficina de pronóstico, que también tiene en cuenta resultados de otros modelos de predicción numérica y las observaciones (Figura 42.3). Pretende,

sobre todo, proporcionar información y detalles adicionales sobre la distribución espacial y la intensidad de los fenómenos meteorológicos.

En última instancia, todo el mundo en la cadena de avisos y alertas, desde las autoridades oficiales hasta los interesados *locales* y finalmente el público en general, puede beneficiarse de este proyecto. El tiempo cambiante siempre presenta nuevos desafíos para los meteorólogos y expertos en protección civil. Aunque el proyecto PROFORCE ya ha finalizado, la cooperación transregional e interdisciplinaria que estableció continuará en el futuro.

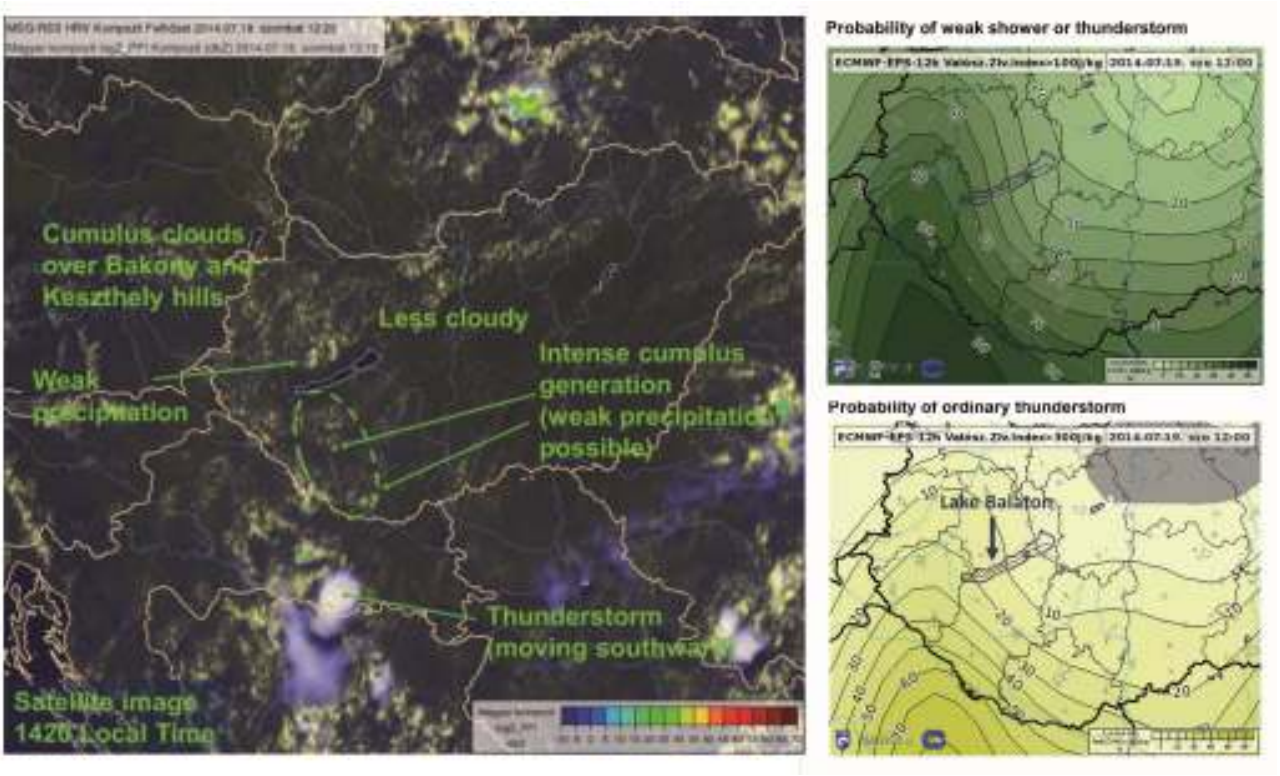


Figura 42.3: Izquierda: imagen Meteosat (MSG) compuesta por HRV (visible alta resolución) e imagen infrarroja que muestra la situación durante la competición Balaton Cross-Natación el 19 de julio de 2014. Derecha: Pronóstico de probabilidad del ECENS del índice de tormentas (CAPE) superior a 100 J / kg (arriba) y superior a 300 J / kg (abajo).

Malentendidos conceptuales y terminológicos 43

FRANCISCO MARTÍN LEÓN
Meteorólogo
Ex Meteorólogo del Estado, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Coordinador de la Revista del Aficionado a la Meteorología
(RAM https://www.tiempo.com/ram/)

> *Ciclogénesis explosiva* no es un frente, no es una borrasca, tampoco es un huracán... Es el proceso por el cual una borrasca, que como sabemos es un área de bajas presiones, se profundiza llamativamente en poco tiempo, de tal manera que la presión descienda en su centro del orden de 18 a 20 hPa en veinticuatro horas.
>
> *eltiempo.com* – J. A. MALDONADO

La sociedad está cada vez más interesada en el tiempo y el clima. Nuevos términos y conceptos meteorológicos y climáticos aparecen en los medios de comunicación, blogs especializados y redes sociales. Internet ha permitido globalizarlos y los centros de predicción e investigación han permitido acceder a artículos y nomenclaturas «llamativas» que han sido usadas sin pudor, en determinadas ocasiones para transmitir sensacionalismos alarmantes o por falta de conocimientos meteorológicos. Con la intención de clarificar, en este capítulo se analizan algunos términos coloquiales que se usan en el mundo periodístico, Internet y, a veces, en el mundo técnico que pueden inducir a error o ser malempleados.

Palabras clave: terminología meteorológica, malentendidos conceptuales y terminológicos en meteorología, tiempo y clima, ciclogénesis explosiva, huracán, gota fría, ríos atmosféricos, vótice polar, inestabilidad, perturbación.

Imagen parte superior: Onda de montaña con Stratocumulus y Altocumulus lenticularis. Inmediaciones del Alto de Los Leones (Madrid), 22 de marzo de 2007, a las 18:47. Las nubes lenticulares son confundidas ocasionalmente con platillos volantes. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

43.1 Mal uso de algunos términos meteorológicos y climáticos: una ayuda

Cada día más personas, y la sociedad en general, están más interesadas en el tiempo y en el clima, tanto por los acontecimientos de alto impacto social y general como los personales (salidas de fin de semana, bodas, Semana Santa, «Puentes», etc.). En este sentido muchos términos, ideas y nuevos vocablos meteorológicos y climáticos aparecen en los medios de comunicación, blogs especializados y redes sociales (RRSS). Por su parte, Internet ha permitido globalizarlos y los centros de predicción e investigación han permitido acceder a artículos y nomenclaturas «llamativas» que han sido usadas sin pudor, en determinadas ocasiones para transmitir sensacionalismos alarmantes o por falta de conocimientos meteorológicos.

En este capítulo se analizan algunos términos coloquiales que se usan en el mundo periodístico, las RRSS y, a veces, en el mundo técnico que pueden inducir a error o ser mal empleados; unos con fines comerciales y otros por falta de conocimientos. Hay que hacer notar que estas ideas y sugerencias no deben considerarse oficiales, ni «reglamentarios», ni doctrinales. Son productos de la experiencia subjetiva que se han ido acumulando en el devenir de los años y la experiencia técnica personal en la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). He aquí algunos que vamos a analizar, tratar de explicar y dar algunas pistas de sus buenos usos:

- Tiempo y Clima: no es lo mismo
- Tiempo y Meteorología: van de la mano
- Ciclogénesis explosiva: nada explota
- «Huracán» entrando por…: no entra lo que se esperaba
- Huracán mediterráneo: sí, pero «menos»
- Gota fría: sinónimo de precipitaciones intensas
- Ríos atmosféricos: ¿qué fluye?
- Redundancias
  - Temporal de viento: algo más se transporta y traslada
  - Haciendo más negativas las temperaturas bajo cero
  - Tormentas con rayos
- ¿De dónde viene este aire?
  - Irrupción de una masa de aire muy frío: ¿de dónde viene?
  - Irrupción de aire africano y subidas de temperaturas
- Vórtice polar: mucho frío a la vista
- Inestabilidad: comodín de los comodines meteorológicos
- Avisos, alertas y alarmas meteorológicas: no nos aclaramos
- Una borrasca traerá mal tiempo: todo depende del cristal con el que se mire
- ¿Sube el calor? Lo que sube es otra cosa
- Perturbación. Pero ¿qué y quién perturba?

43.2 Tiempo y Clima: no es lo mismo

¿Quién no ha escuchado a veces *el clima de hoy en el estadio es frío y lluvioso* o *la etapa reina de mañana tendrá una climatología adversa* o *los atletas están corriendo con un clima no apto para el deporte*? *Clima* se está usando mal, sustituyendo al *tiem*po atmosférico o *temperie* (hermosa palabra española que poco se usa). No es lo mismo tiempo y clima.

El *tiempo* hace referencia al estado atmosférico en un lugar, región o zona en un momento dado: presente o previsto en el futuro. El tiempo es un concepto instantáneo presente o futuro.

La *climatología* es la ciencia dedicada al estudio del clima y al *conjunto de las características propias del clima de una región determinada*. El *clima* hace referencia al estado de las condiciones medias de la atmósfera en un lugar dado. Con el clima de un lugar, y según la OMM ([671] https://public.wmo.int/es/acerca-de-la-omm/preguntas-frecuentes), se pretende sintetizar las condiciones meteorológicas en un lugar determinado, caracterizada por estadísticas a largo plazo (valores medios, varianzas, probabilidades de valores extremos, etc.) de los elementos meteorológicos en dicho lugar. El clima trata de caracterizar el tiempo medio de una zona a lo largo de un periodo muy amplio, digamos 30 años. Por eso escuchamos *el clima del lugar es benigno con temperaturas suaves en esta época del año*. Detrás de esta frase hay un resumen de las condiciones medias del lugar en una época del año. El clima es un concepto arraigado en la estadística.

También hay predicciones climáticas que tienden a dar una idea de dicho clima en el futuro, pero siempre atendiendo a las condiciones medias esperadas.

Por dicho motivo no tiene sentido decir *qué clima va hacer mañana* o *dentro de de dos días*, ni hablar del

clima para el día de hoy. Diferenciemos tiempo y clima, como una manzana se diferencia de una naranja.

43.3 Tiempo y Meteorología: van de la mano

La *meteorología* es la «ciencia que estudia los fenómenos atmosféricos». El tiempo fue definido anteriormente. Las condiciones meteorológicas de un lugar influyen en las condiciones en el tiempo del lugar. Por dicho motivo, estos dos términos se suelen usar de forma similar ya que las condiciones de los meteoros atmosféricos en un instante dado (presente o futuro) sí influyen en el tiempo del lugar.

Aunque a veces se oye que las *condiciones meteorológicas de hoy en Sevilla son...*, es mejor hablar de *las condiciones atmosféricas o del tiempo en Sevilla...*.

Tiempo (o temperie) va de la mano con la meteorología. Llevan vidas paralelas y se usan a menudo de la misma forma, aunque es mejor usar o hablar de las condiciones del tiempo o condiciones atmosféricas y no de las condiciones meteorológicas. Las diferencias son muy sutiles y hacen que se use indistintamente.

43.4 Ciclogénesis explosiva: nada explota

Una de las palabras más mediática, sensacionalista y morbosa usada por algunos medios es la *ciclogénesis explosiva*, un término técnico empleado por meteorólogos y predictores para caracterizar cómo y cuánto una borrasca se profundiza (hace más baja su presión central).

Su llamativa expresión (formado por *ciclogénesis* y *explosiva*) ha hecho que se «venda» mucho como titular mediático hasta con titulares desafortunados. Por eso se oye: *una ciclogénesis explosiva va a pasar por Galicia* o *llega una ciclogénesis explosiva a la Península*, *la ciclogénesis explosiva genera avisos en media España*... Titulares muy explosivos y alarmistas, que venden mucho.

Una borrasca de latitudes medias (en el hemisferio norte, para fijar ideas) es un sistema de bajas presiones donde los vientos giran en sentido contrario a las agujas del reloj. Las borrascas son un tipo de ciclones (concepto más general que engloba a los huracanes, tifones, tormentas tropicales, etc., así como a las propias borrascas). Por otra parte, las borrascas se profundizan o se rellenan/disipan con el tiempo. El proceso de formación y profundización (la presión se hace más baja en su centro con el tiempo cronológico) se le llama ciclogénesis: formación y desarrollo de un ciclón. Cuando una borrasca se profundiza muy rápidamente (cae la presión en su centro de forma súbita) se habla de que ha sido afectada por un proceso de ciclogénesis súbita o explosiva. Para fijar ideas y cuantificarlas, las caídas de presión en su centro y para nuestras latitudes debe ser del orden de 18-24 hPa / 24 h.

La borrasca que se profundiza es la que genera las condiciones adversas en superficie y NO el proceso de la profundización (la ciclogénesis explosiva).

No se puede hablar de *una ciclogénesis explosiva afectará a...* o *se acerca una ciclogénesis explosiva...* o *una ciclogénesis explosiva deja fuerte oleaje en...*

Nada explota en la ciclogénesis o borrasca; es la borrasca la que se profundiza muy rápidamente y afecta a una zona en concreto.

Esta es una de las expresiones que debería ser eliminada de los titulares mediáticos y usar más bien los conceptos clásicos de borrasca que se profundiza muy rápidamente u otro similar. Desgraciadamente es probable que no suceda y sigamos viendo titulares «explosivos» y alarmistas.

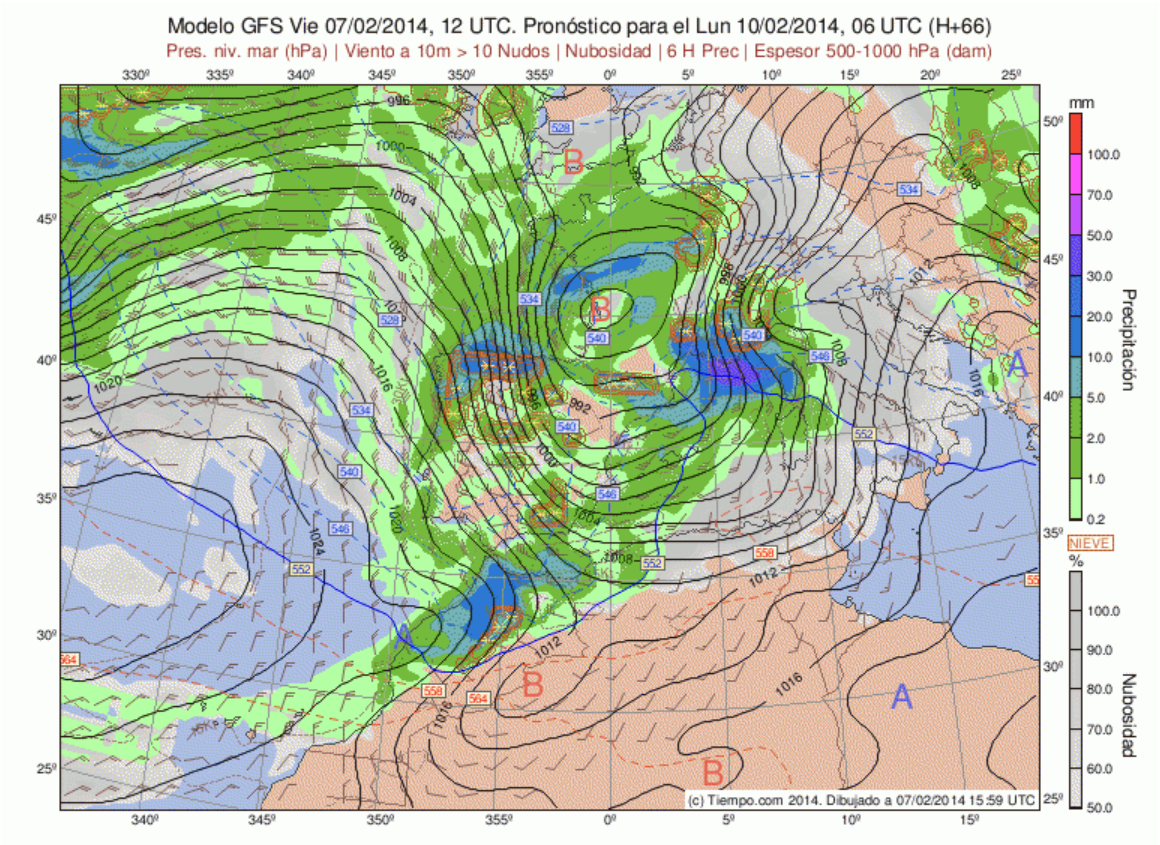


Figura 43.1: Mapa previsto de presión en superficie y precipitaciones asociadas a una borrasca muy profunda cuyos efectos en superficie fueron notorios. Fue llamada STEPHANIE. *Fuente: tiempo.com*

43.5 «Huracán» entrando por...: no entra lo que se esperaba

Galicia, y otras regiones de España, se ven afectadas a veces por borrascas profundas e intensas que pueden generar fuertes vientos y rachas muy intensas, algunas de tal intensidad que pueden llegar tener el apelativo de *huracanadas*. Este apelativo denota que se miden o se pueden medir vientos o rachas del orden de más de 120 km/h, denominadas usualmente *huracanadas*. De ahí hay un paso en denominar *hur*acán a una *borrasca clásica*.

Calma: Velocidad media menor o igual a 5 km/h.
Flojos: velocidad media entre 6 km/h y 20 km/h.
(Sin adjetivar): Velocidad media entre 21 km/h y 40 km/h.
Fuertes: Velocidad media entre 41 km/h y 70 km/h.
Muy fuertes: fuertes: Velocidad media entre 71 km/h y 120 km/h.
Huracanados: Velocidad media mayor que 120 km/h.

Cuando se habla de borrasca con vientos huracanados significa que en algún momento y lugares se pueden registrar vientos medios o rachas del orden de 120 km/h, pero ¿Por qué huracanados? Porque los ciclones tropicales para ser categorizados como huracán (de categoría 1) deben alcanzar o superar dicho umbral de los 120 km/h.

Pero a una borrasca de latitudes medias NO se le puede llamar huracán por alcanzar o superar dicha intensidad en la velocidad del viento, como tampoco se puede llamar huracán o tormenta huracanada o viento descendente de ladera huracanado a otros fenómenos donde el viento sea igual o superior a los 120 km/h, por citar algunos ejemplos. De la misma manera que «el hábito no hace al monje», no se puede llamar huracán a cualquier estructura meteorológica que llegue a generar vientos en superficie superiores a 120 km/h.

No es la intensidad del viento lo que caracteriza a los fenómenos o a los sistemas meteorológicos que genera en superficie, o sea, si se dan vientos huracanados en una borrasca, ésta no es un huracán y sigue siendo una borrasca Algunos sistemas meteorológicos pueden generar vientos en superficie muy intensos y no por eso son huracanes. Hablemos con claridad y sin sensacionalismos baratos. Hablemos de borrasca profunda e intensa con vientos huracanados y dejemos a los huracanes allí donde se forman. Por lo tanto, no

hay huracanes donde realmente hay una borrasca o baja de latitudes medias, y tan solo vientos huracanados.

43.6 Huracán mediterráneo: sí, pero menos

El Mediterráneo es una cuenca cerrada donde, en determinadas épocas del año y ocasionalmente, se desarrollan estructuras atmosféricas que recuerdan a la forma de un ciclón tropical o un huracán (sec. 6.12 en la página 87 y cap. 46 en la página 727). Son estructuras de menor tamaño cuya dinámica se parece, es similar o recuerda a la de un huracán: pueden tener un ojo, brazos convectivos, estructuras simétricas en nubes alrededor del ojo, vientos intensos alrededor del centro depresionario, etc. Su grado de semejanza con los huracanes del Caribe, por ejemplo, es bastante similar, en su dinámica, cinemática, formas y apariencias desde satélite. Pero hay diferencias notables en su tamaño e intensidad. De hecho se ha acuñado en nombre de *medicane* (mediterranean hurricane) para nombrarlos de alguna manera pero de forma diferenciada. El nombre de medicane, fue introducido por el investigador norteamericano KERRY EMANUEL en 2005 [179] (cap. 32 en la página 537).

Desgraciadamente se habla de huracán mediterráneo con mucha ligereza en algunos medios cuando ocasionalmente se forma en la zona de aguas españolas o proximidades. Pero no solo eso, en el mar se han formado a veces remolinos o vórtices que recuerdan de lejos a un huracán. En esos momentos las RRSS se inundan de expresiones «huracanadas»», cuando realmente solo existe un parecido en su forma empequeñecida, con poca profundidad vertical y casi nulos efectos en superficie.

En este sentido, los organismos oficiales de meteorología tienen mucho que decir. Si los organismos oficiales no salen al paso para definir e informar de la presencia de dichas estructuras, lo harán otros y la problemática persistirá. Aunque este libro no es una nota oficial de AEMET al respecto, está publicado por AEMET y puede considerarse una referencia, aunque sea provisional. Mientras tanto, la sugerencia es hablar de una baja o borrasca de características y formas similares o parecidas a la de un ciclón tropical en el Mediterráneo. No alarmemos con huracanes inexistentes en el Mediterráneo, pero sí de borrascas parecidas a ...

43.7 Gota fría: ¿sinónimo de precipitaciones intensas?

La *gota fría* es uno de los términos más populares afincados en España, no solo en el Levante español, sino en otros puntos del estado. Su uso mediático es a veces abusivo.

Según la RAE la gota fría es una *Masa de aire que se desprende de una corriente muy fría y que desciende sobre otra de aire caliente produciendo grandes perturbaciones atmosféricas acompañadas de precipitaciones muy intensas.*

Desde el punto de vista técnico esta definición está anticuada, ha sido revisada y actualizada dentro de AEMET. Lo más destacado de la definición anterior es el efecto de la gota fría en superficie: precipitaciones muy intensas. Este ha sido el mensaje que ha calado en la sociedad y que algunos medios utilizan de forma simplista y generalista.

Una gota fría está asociada siempre (en su mal uso) a precipitaciones intensas que generan efectos devastadores, preferentemente en la época otoñal en el levante español. Pero su uso ha ido más lejos: es sinónimo de lluvias torrenciales; que ha pasado desde latitudes mediterráneas a otras latitudes y a otras épocas del año. Y no es extraño que en informativos generales y medios locales aparezca la gota fría como responsable de precipitaciones torrenciales en el País Vasco o golfo de Cádiz, en primavera o en verano, pasando por situaciones que generan inundaciones locales de un solo pueblo (se habló incluso del paso de una «gotita fría») o situaciones de lluvias donde la persistencia ha sido el elemento fundamental y se ha hablado de la presencia de gota fría.

Hoy en día, con la meteorología moderna, se sabe que las lluvias intensas y torrenciales se generan debido al desarrollo de tormentas y focos convectivos intensos, organizados, de lento movimiento o casi estacionarios, capaces de generar altas tasas de precipitación en superficie (Ver: https://www.tiempo.com/ram/105/sistemas-convectivos-de-mesoescala-y-gota-fria/). Son relativamente fáciles de observar desde los satélites y radares meteorológicos, aunque difíciles de predecir según el grado de antelación.

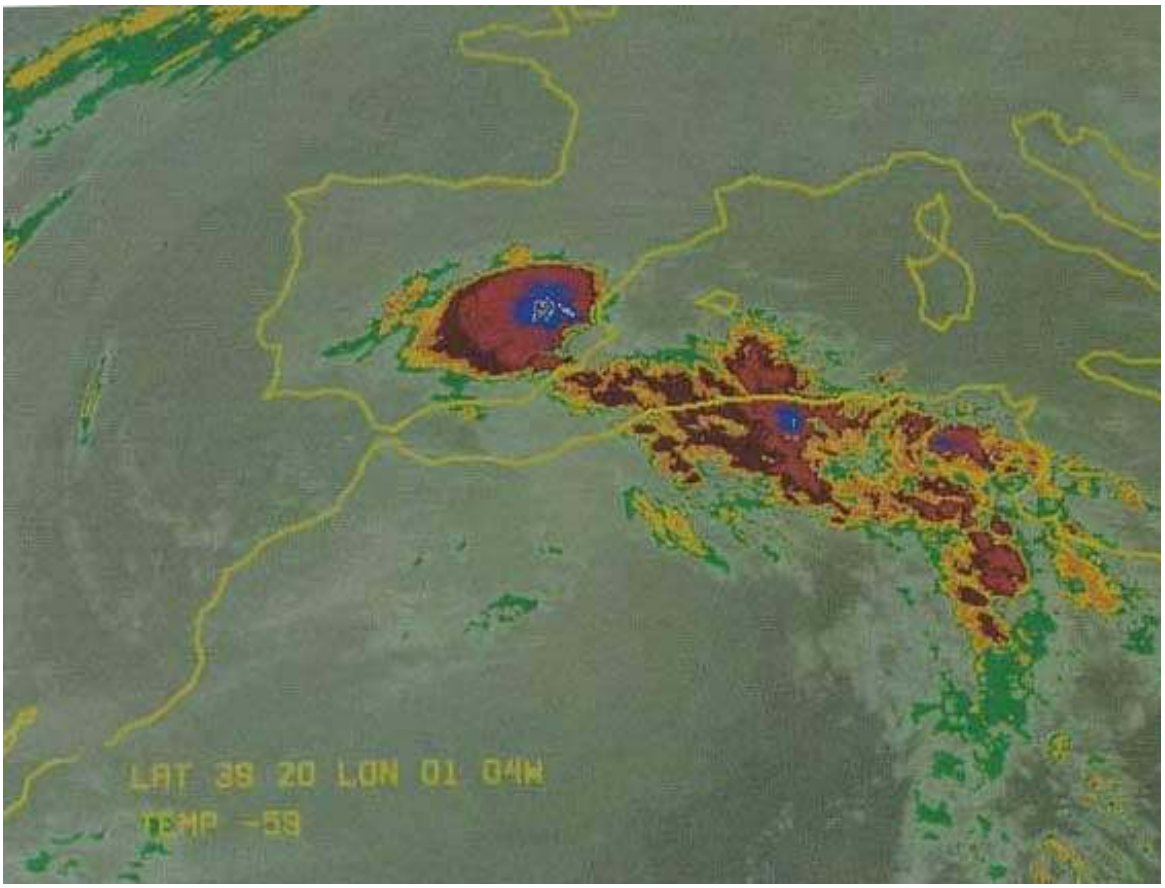


Figura 43.2: Imagen infrarroja del satélite Meteosat a primeras horas del día 20 de octubre de 1982, durante un episodio de lluvias intensas: la «pantanada» de Tous. Un SCM de grandes dimensiones, llamado Complejo Convectivo de Mesoescala, CCM, generaba intensas y generalizadas precipitaciones. Los topes fríos de los focos tormentosos están realzados en colores según la temperatura. El valor mínimo fue de -59 °C. La estructura sinóptica que condicionaba la situación fue una depresión aislada de niveles altos (DANA), situada al norte de África. Fuente: INM-EUMETSAT.

Si en España el mal uso del término *gota fría* es muy común entre algunos medios informativos, en Francia se habla del *cévenol*: sinónimo de lluvias intensas en el sureste francés. En este sentido, Météo-France ha aclarado los conceptos de este último término no apropiado, ver por ejemplo: http://www.meteofrance.fr/actualites/28475438-dossier-episode-mediterraneen.
De nuevo, los responsables últimos de dichas lluvias intensas y torrenciales son los focos convectivos o tormentosos organizados que suelen arrancar desde el golfo de León y se desplazan lentamente en territorio francés.

El uso de *gota fría* como sinónimo de lluvias torrenciales tiene sus equivalentes en otras latitudes, donde la gota fría es sustituida por *El Niño* o *La Niña*, según la situación, y adornadas con expresiones llamativas como: *Las lluvias torrenciales en Perú fueron provocadas por El Niño y tormentas huracanadas* y con la subida de temperaturas que genera el cambio climático. Casualmente, la situación aludida de lluvias torrenciales de marzo de 2017 en zonas peruanas iba acompañada de una situación de débil La Niña a un «La Nada», es decir, El Niño no estaba presente, salvo un fenómeno local que se llama *El Niño Costero de Perú* que sí tiene implicaciones en la zona. Tampoco un huracán afectaba a dicha área. (ver sec. 29.2.1 en la página 490).

El comodín de *gota fría* como sinónimo de precipitaciones intensas, está asegurado mediáticamente aunque las causas finales de tales lluvias sean otras. Es un titular fácil y vende mucho.

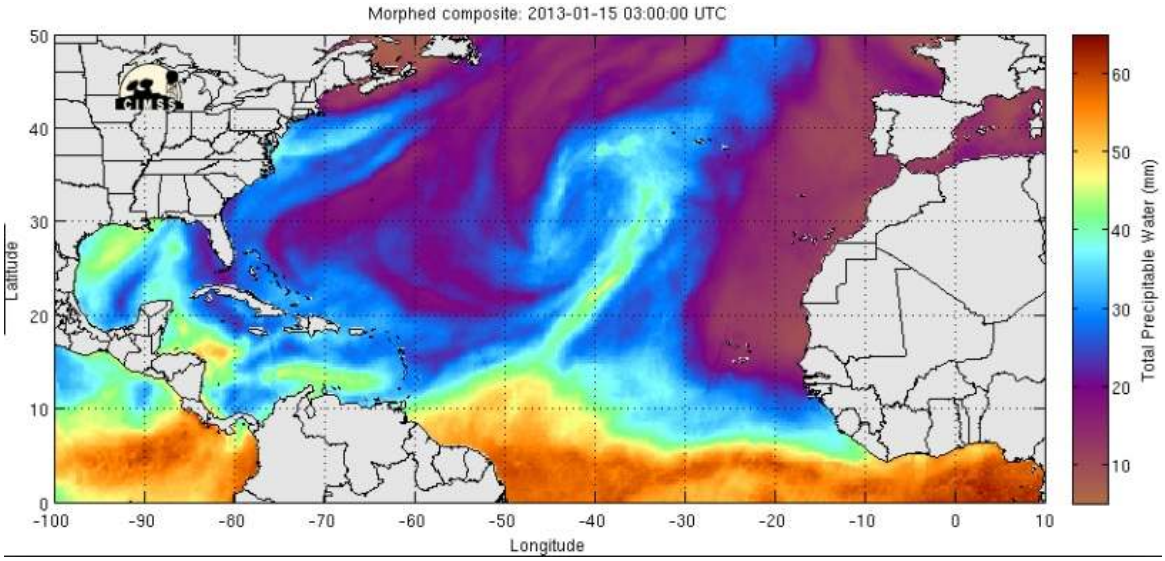


Figura 43.3: Lengua de agua precipitable, en mm, asociada a un «río» atmosférico cargado de humedad en medio del Atlántico Norte proveniente de zonas ecuatoriales y tropicales. Fuente: CIMSS

43.8 Ríos atmosféricos: ¿qué fluye?

Recientemente, otro término técnico se está haciendo hueco en el mundo informativo y redes sociales porque es novedoso y suena bien. Aunque no hay una definición oficial, un *río atmosférico* es:

Una irrupción o una cinta transportadora relativamente estrecha, muy ricas en vapor de agua que desde las zonas tropicales avanzan hacia latitudes medias conducidas por fuertes vientos y siendo potencialmente precursoras y generadoras de precipitaciones persistentes y a veces intensas en zonas terrestres.

Para más detalles, consultar: https://www.esrl.noaa.gov/psd/atmrivers/

Estos ríos atmosféricos cargados de humedad y, si se forma, nubosidad, arrancan de zonas ecuato-tropicales del Pacífico y afectan a la zona oeste de los EE. UU. Otras veces lo hacen desde el mar Caribe, atraviesan el océano Atlántico en su lado norte e inciden sobre las costas occidentales europeas generando copiosas precipitaciones y potenciando inundaciones.

Aunque las definiciones iniciales requieren una componente sur-norte o desplazamiento de las zonas cálidas ecuato-tropicales a latitudes medias, se están observando ríos atmosféricos de componente este-oeste, y de sur más allá de latitudes medias hacia los polos. Así, en mayo de 2017, otra definición de la AMS ha aparecido relacionando los ríos atmosféricos con las borrascas en latitudes medias. Aunque el concepto sigue siendo el mismo, el origen de la lengua húmeda ya no tiene por qué ser de latitudes muy bajas. Ver: AMS Glossary http://glossary.ametsoc.org/wiki/Atmospheric_river

Como se puede ver no hay una definición única, y consensuada de lo que es un río atmosférico, aunque se está en ello. Lo que no cabe duda es que un río atmosférico tiene una escala espacio-temporal muy amplia: varios miles de kilómetros y de varios días de duración soportado por vientos intensos y persistentes.

Al ser un concepto nuevo se ha usado poco mediáticamente pero se está llamando río atmosférico, en situaciones de lluvias persistentes y amplias, a cosas que no son ríos atmosféricos.

En España tenemos un concepto muy asentado: temporal de largo recorrido marítimo (de levante o poniente). El concepto de río es más moderno y llamativo, pero no deja de ser eso: un temporal marítimo de largo recorrido que asegura precipitaciones abundantes cuando llega a tierra. No es de extrañar que a ciertos temporales marítimos se les denomine río atmosférico desde el punto de vista técnico, especialmente los de levante en el Mediterráneo: río atmosférico mediterráneo, RAM [402].

Creo que en el lenguaje general y mediático habría que mantener el concepto clásico de temporal marítimo de alto contenido de humedad y dejar a los ríos atmosféricos en el marco técnico. Veremos si se consigue.

43.9 Redundancias

Las redundancias son otros de los elementos que aparecen en cierta información meteorológica. Abordamos tres, a título de ejemplo.

43.9.1 Temporal de viento: algo más se transporta y traslada

Los temporales son situaciones generalizadas y persistentes donde el aire que fluye intensamente *transporta* algo más y es muy significativo: lluvia, nieve, aire frío, *tiempo invernal*, del noroeste, etc. A veces se habla simplemente de temporal cuando la lluvia es persistente. Lo característico del temporal es la intensidad del viento (elemento transportador) y lo que caracteriza al temporal es lo que transporta: temporal de lluvia, nieve, frío, invernal, o de dónde viene el viento (del noroeste, del este,..).

Puede ser algo redundante hablar *solo* de *temporal de viento*, salvo que se caracterice por su intensidad (temporal huracanado) o de la dirección del viento (temporal del noreste o del este). No es conveniente decir *temporal de viento*, se espera algo más. Por otra parte, cuando se habla de temporal se sobrentienden dos cosas: viento y precipitaciones en tierra, viento y oleaje duro en el mar.

43.9.2 Haciendo más negativas las temperaturas bajo cero

A veces, y en invierno, para exagerar las temperaturas muy frías y bajo cero se enfatiza la «negatividad» de ellas, y se oyen expresiones como *La temperatura mínima ha sido -9º* C *bajo cero*. No es necesario, ni correcto duplicar la negatividad de las temperaturas. Basta decir que *la temperatura ha alcanzado los -9º* C o *la temperatura ha alcanzado los 9º* C *bajo cero* y nada más.

43.9.3 Tormentas con rayos

Las tormentas son estructuras nubosas que generan descargas eléctricas. *Está implícita la presencia de rayos o descargas en dichas nubes tormentosas*. No atormentemos a las tormentas con complementos innecesarios: *se aproximan tormentas con rayos o mañana están previstas tormentas que irán acompañadas de aparato eléctrico, ...*. Las nubes que suelen desarrollar descargas eléctricas son las de gran desarrollo vertical o convectivas, donde existen fuertes corrientes ascendentes y descendentes en su interior. Si no se prevé la presencia de descargas eléctricas o rayos no podemos hablar de núcleos tormentosos, habría que hablar de núcleos o focos convectivos, pero no de tormentas.

43.10 ¿De dónde viene este aire?

La llegada o entradas de masas de aire suelen ir acompañadas del origen de donde proceden, pero a veces ésto no queda claro, incluso para los propios predictores y meteorólogos. En los informativos del tiempo se encuentran disparidades del origen y las características de las masas de aire sobre todo aquellas que tienen una componente norte e invernal (masa fría) o del sur (cálida y a veces polvorienta). Entonces se oyen, por ejemplo, orígenes dispares de una irrupción de una masa fría: unos dicen polar, otros ártica, e incluso marítima polar, etc. Y otro tanto se puede decir de las entradas cálidas del sur.

Irrupción de una masa de aire fría. En los meses fríos se producen entradas de norte que agudizan la sensación térmica fría. Los informativos se hacen eco de la noticia y como en una batalla «real» se comenta de la invasión de aire frío o de una masa muy fría. Y así, el aire frío de por sí es desplazado por otro más frío. Lo llamativo y confuso es cuando se le pone nombre a su origen: polar, ártico, continental, incluso se ha oído decir aire venido de Escandinavia, Groenlandia o de Siberia (el más popular), de esta forma se pretende agudizar el carácter frío de la masa de aire.

El origen y procedencia de las masas de aire que nos afectan se puede intuir mediante los mapas de retrotrayectorias, que permiten analizar de dónde viene el aire a diferentes niveles que llega a la Península (o cualquier lugar).

A veces, cuando se habla y se informa de esta irrupción de aire cálido con subida de temperaturas se emplea el término africano, podemos dejar en la duda al receptor de la información, ya que África es muy grande ¿de dónde vendrá este viento de Marruecos, Mali, Congo, Angola, etc.,..?. Es un término generalista. Si decimos del norte de África podemos hacer la

misma crítica, pero ya se acota mentalmente la procedencia al norte de África cercano a la Península. Son términos entendibles y aceptados comúnmente. Pero el problema no es ese.

El problema surge cuando se trata de justificar «siempre» una subida significativa de temperaturas con la entrada de aire de origen africano. Al ser el norte de África una fuente de calor, se supone que la subida de temperaturas en España proviene del transporte de dicho aire más cálido. Pero a veces no es así, sobre todo en la Península y Baleares.

En determinadas ocasiones la subida de temperaturas se debe a la combinación de varios factores: dorsal potente sobre ella en todos los niveles, vientos casi nulos en superficie, subsidencia del aire, ausencia de nubes, eficaz calentamiento del terreno por el sol, vientos en niveles bajos de componente sur. El aire se calienta intensamente sobre la superficie terrestre peninsular y dicho calentamiento nada tiene que ver con la irrupción de aire sahariano, pero es más difícil explicar lo primero y se acorta por la calle de en medio: el aire tiene procedencia africana. Y en algunas ocasiones no es así.

En determinadas ocasiones, el aire que genera los ascensos de temperaturas no tiene nada que ver con África, como se puede analizar en los mapas de retrotrayectorias donde se observa que proviene de aire cálido del Atlántico, que se ve sometido a un descenso sobre la Península, se estanca y se calienta. La Península se comporta como un minicontinente. Pero aún así, se sigue y se seguirá oyendo: una masa de aire de origen africano es la causante de la subida de las temperaturas. En resumen: no siempre que hay aumentos de temperaturas se debe a la irrupción de una masa de aire africano.

43.11 Vórtice polar: mucho frío a la vista

Todos los inviernos, y coincidiendo con las entradas de aire muy frío, sale a la luz en los medios el concepto *vórtice polar* y muy especialmente en los titulares de EE. UU. y también en algunos españoles. Los medios han sabido captar para sí este término llamativo y mediático, que no es nuevo para los meteorólogos.

Este ente está formado por dos términos: vórtice, asociado a rotación o giro, y polar que denota algo relacionado con el polo: algo que gira alrededor del polo (realmente es circumpolar), y es o debe ser frío. Y ya está el cóctel perfecto: entradas de aire muy frío venido del polo.

Si nos referimos al Hemisferio Norte (o su equivalente en el sur) hay que notar que *existen dos vórtices (circum) polares de escala planetaria y separados: uno en la estratosfera (muy alto, digamos mucho más allá de los 12 km de altura) y el otro en la troposfera (por debajo de los 12 km de altura)*. Estos vórtices tienen diferentes estructuras, estacionalidad, dinámica e impactos en condiciones meteorológicas extremas. Algunos detalles más sobre estos elementos en: https://www.tiempo.com/ram/310682/que-es-el-vortice-polar-y-como-influye-en-el-tiempo/

El vórtice troposférico es mucho más grande que su homólogo estratosférico y existe durante todo el año, mientras que el vórtice polar estratosférico se forma en el otoño, pero desaparece en la primavera de cada año, por lo tanto se forma en los meses fríos. Cuando se escribe y habla de una irrupción de aire frío debido al vórtice polar, no sabemos a qué se está refiriendo el autor. Posiblemente al estratosférico, al formarse en meses fríos, pero realmente no lo sabemos.

Ambos vórtices, en algunas circunstancias, pueden desempeñar un papel en eventos meteorológicos extremos en la superficie, tales como las irrupciones de aire frío hacia latitudes más bajas (y respuesta cálida, hacia altas latitudes), pero estos eventos no son la consecuencia de la existencia o las propiedades de estos dos vórtices. Por el contrario, *las entradas de aire frío están más directamente relacionadas con los desplazamientos localizados transitorios del borde del vórtice polar troposférico* que, en algunas circunstancias, pueden estar relacionado con el vórtice polar estratosférico, pero no existe una conexión uno a uno en estos fenómenos.

No está claro que describir los episodios de irrupciones de aire frío en términos del vórtice polar, añada nuevos conocimientos significativos en comparación con las descripciones tradicionales en términos de vaguadas y dorsales o en términos de ondas que se propagan a lo largo de la corriente de chorro.

Como hay dos vórtices polares distintos, y el estratosférico puede desempeñar un papel significativo pero a menudo no lo hace, *la introducción del término puede, de hecho, causar algún malentendido*. Además, como las estructuras meteorológicas superficiales se asocian sólo con los desplazamientos del borde del vórtice en áreas limitadas en lugar de cambios en la escala

hemisférica del vórtice, no está claro que invocar el término vórtice aclare nada, dado que el vórtice es una estructura a escala hemisférica. *El uso del término sin una explicación adecuada puede sugerir un cambio más dramático en la circulación troposférica global de lo que realmente ha ocurrido, por ejemplo, «¡El vórtice polar está de vuelta!»*.

Dicho esto, el término se ha convertido rápidamente en parte del vocabulario del periodismo popular-sensacionalista del tiempo y parece estar asociado al tiempo extremo invernal. Este término se debe emplear en el campo técnico y no en el periodístico – informativo donde, una vez más, es usado para dar una sensación de tecnicismo, sensacionalista y ambiguo.

43.12 Inestabilidad: comodín de los comodines meteorológicos

La inestabilidad es lo contrario de la estabilidad, pero así definida dice poco. Vamos a profundizar un poco en dicho término.

El concepto meteorológico de inestabilidad atmosférica. El concepto de inestabilidad es muy amplio, variado y muy técnico. No se puede, ni es el momento de hablar de forma detallada de ella y sus distintas formas de presentarse. Vamos a exponer algunas ideas para fijar lo que queremos transmitir cuando se habla de inestabilidad.

Se dice que la atmósfera se halla en una situación inestable si una *burbuja ideal* de aire se desplaza de su posición de equilibrio y tiende a alejarse de este punto. O sea, si a una burbuja la elevamos (o la hacemos descender) de su posición nominal y ella sola sigue subiendo (descendiendo) libremente, entonces diremos que la atmósfera es inestable. Si la burbuja vuelve a su posición inicial, la atmósfera es estable. La atmósfera se dice que es estable o inestable en función de la diferencia térmica y de humedad entre una masa de aire que asciende y el entorno que lo rodea.

Puedes aprender más sobre inestabilidad/estabilidad en el curso COMET en español: http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/skewt_es/print_3.php (requiere registro, que por otra parte gratuito) y la sección 6.2 en la página 79 de este libro.

Inestabilidad también sería un proceso por el cual la atmósfera tiende a redistribuir los desequilibrios de temperatura y/o humedad (o conjuntamente, densidad) existente en ella y en la vertical.

Por lo tanto, la inestabilidad es el estado en que se encuentra la atmósfera por el que una parcela de aire separada de su posición inicial se acelera en su desplazamiento ascendente o descendente. La inestabilidad es un ingrediente para ciertos sistemas adversos, para el desarrollo de fenómenos convectivos, para la presencia de térmicas, precipitaciones, para la turbulencia, etc.

En general, a la inestabilidad se le asocia la existencia de movimientos ascendentes y/o descendentes con objeto de restablecer el equilibrio atmosférico. Pero si no hay humedad, no hay nubes. Puede haber inestabilidad (por ejemplo, las *térmicas*) y no haber ni nubes ni precipitación. Y puede haber nubes/precipitación sin existir inestabilidad. La inestabilidad NO es sinónimo, ni implica la presencia de nubes y/o precipitaciones. La inestabilidad lo que sí puede generar son movimientos ascendentes o descendentes si existe un mecanismo que haga ascender o descender a las *burbujas de aire*. La inestabilidad no es una variable meteorológica medible por un aparato (*inestabilímetro*) como la temperatura, la precipitación o el viento, aunque sí que es posible cuantificarla por distintos parámetros derivados. Estos últimos se calculan en los centro meteorológicos a partir de los parámetros básicos, y los predictores del tiempo los manejan para diagnosticar la inestabilidad atmosférica. Un ejemplo de parámetro derivado es la energía potencial convectiva disponible (Convective Available Potential Energy, CAPE), cuya magnitud nos indica el grado de la inestabilidad atmosférica.

Existen mapas y variables meteorológicas que tratan de describir los distintos tipos de inestabilidad que de ningún modo están relacionadas directamente con la precipitación, nubosidad, viento, etc.

Dicho ésto, hay que decir que la inestabilidad (atmosférica) está ahí: en los medios de comunicación, informativos del tiempo e incluso en los textos y mensajes meteorológicos de personal técnico.

El problema es que *se utiliza con mucha ligereza y asiduidad*. Este término es un verdadero comodín que a veces vale para todo. No es de extrañar oír en ciertos informativos del tiempo expresiones como:

- La inestabilidad aumentará por el oeste por la llegada de una perturbación

- La inestabilidad hará bajar las temperaturas en la mitad este
- Línea de inestabilidad
- Frente inestable
- Mañana será un día inestable
- Descenso moderado de temperaturas por la inestabilidad
- La inestabilidad se concentrará al norte de las islas Canarias
- Borrasca inestable que traerá inestabilidad por el sur
- La inestabilidad traerá un aumento del oleaje
- La inestabilidad se ha desarrollado en el SE

Hay muchos tipos de inestabilidades: barotrópica, baroclina, simétrica, por cizalladura, vertical, convectiva... ¿A cuál de ellas se refiere en los informativos del tiempo? Al público no le interesa el tipo de inestabilidad referida.

En general la inestabilidad en los informativos (y en algunos escritos técnicos o emanados de organismos oficiales) se asocia íntimamente al cambio o disminución de la estabilidad atmosférica. De un día tranquilo se pasa a otro donde aumenta la inestabilidad, o sea las precipitaciones, la nubosidad, las tormentas, y el viento, en la mayoría de los casos. De ahí que se escuche que «el aumento o disminución de la inestabilidad con la llegada de una borrasca...». Muy a menudo se quiere expresar la presencia de tormentas con la inestabilidad, de ahí que *la inestabilidad se centrará en el extremo SE con la aparición de tormentas por la tarde*. Una vez más las tormentas o focos convectivos surgen por la suma de varios factores que se deben dar en el mismo sitio y un momento dado. Uno de los factores es la inestabilidad, pero hay otros.

Hay una asociación implícita entre inestabilidad y precipitaciones, o nubosidad o tormentas, con cierta lógica, pero de ahí a que la inestabilidad lo justifique todo, todo, va un abismo.

Por lo tanto, el uso apropiado de la «inestabilidad» debe ser comedido y atendiendo a lo que se quiere explicar o decir: no vale para todo. En muchísimas ocasiones el comodín inestabilidad se puede sustituir por conceptos más de la calle y entendibles. Volviendo a las frases citadas anteriormente, se pueden usar los términos en paréntesis u otros diferentes, por ejemplo:

- La inestabilidad (nubosidad, precipitación,..) aumentará por el oeste por la llegada de una borrasca
- La inestabilidad (nubosidad, el frente frío,...) hará bajar las temperaturas en la mitad este
- Línea de inestabilidad (tormentas)
- Frente inestable (con tormentas o inestable, correcto)
- Descenso moderado de temperaturas por la inestabilidad (el paso del frente frío, la nubosidad,..)
- La inestabilidad (precipitaciones, nubes,..) se concentrará al norte de las islas (Canarias)
- Borrasca inestable (activa, intensa, profunda,..) que traerá inestabilidad (lluvias, precipitaciones,..) por el sur
- La inestabilidad traerá un aumento del oleaje
- La inestabilidad (tormentas, convección, nubes de desarrollo vertical,..) se ha desarrollado o generado en el SE
- Otras expresiones

Es aconsejable usar el tecnicismo de *inestabilidad* en los informativos o mensajes del tiempo sólo cuando sea preciso y no como elemento justificativo de todo o para todo, tratando de elevar el nivel «técnico» del informativo con el uso de este vocablo. Tratemos de «estabilizar» los informativos con conceptos lógicos y apropiados según lo que se pretenda expresar. La información llegará y se entenderá mejor. Y eso va dirigido también al personal técnico en algunos de sus escritos.

No se está en contra del uso del concepto o del término de inestabilidad, lo que se propone es el no abuso ni sobreabuso y utilizarlo para aquello que es útil y significativo.

43.13 Avisos, alertas y alarmas meteorológicas: no nos aclaramos

¿Cuántas veces hemos oído que *AEMET ha activado las alarmas de viento y nieve en...* o que *AEMET activa las alertas de precipitación en...*? Muchas. Pero en el portal de la Agencia Estatal de Meteorología vemos que solo se avisa de fenómenos meteorológicos con potenciales riesgos y no se alerta ni se alarma a nadie.

Aunque el público y los medios de comunicación perciben por «igual» los conceptos de aviso, alarma y alerta, desde el punto de vista técnico, organizativo, administrativo y de responsabilidades no es lo mismo. Vamos a explicarlo en pocas palabras.

Figura 43.4: Diferencias entre avisos y alertas. Fuente: AEMET

La OMM y los Servicios Meteorológicos emiten avisos, pero no emiten alertas y mucho menos alarmas. Existe un acuerdo tácito en ello.

Los avisos meteorológicos (verde, amarillo, naranja y rojo) se emiten por la AEMET dentro del Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos que *pretende facilitar la más detallada y actualizada información posible sobre los fenómenos atmosféricos adversos que puedan afectar a España hasta un plazo máximo de 60 horas, así como mantener una información continuada de su evolución una vez que han iniciado su desarrollo, según AEMET*. Ver detalles en: `http://www.aemet.es/es/eltiempo/prediccion/avisos/ayuda`

Las (pre) alertas meteorológicas (y otras) las emite Protección Civil (nacional, regional y local) y en ellas se tienen en cuenta el grado de impacto o nivel de riesgo que pueda existir para la población y propiedades. En general, los avisos y las alertas van de la mano, y de aquí su confusión, pero a veces no tiene nada que ver una cosa con la otra. AEMET puede emitir un aviso por fuertes vientos a más de 1.400 metros de altitud y los organismos de protección civil no decretan una alerta por entender que a esa altitud no afecta a la población. AEMET puede dar un aviso de nieblas, que puede incidir en el transporte, pero no ser considerada como una alerta para la población.

También tenemos el caso contrario, puede ser que AEMET no emita avisos de precipitación por no superar los umbrales, pero las condiciones hidrológicas, del suelo, persistencia, etc., hagan que se deba dar una prealerta o alerta por inundaciones.

Decretar situaciones de prealerta o alerta por las protecciones civiles para mitigar el riesgo e impacto de fenómenos atmosféricos implica movilizar a personal muy variado para tratar con el potencial peligro y eso es responsabilidad de Protección Civil, y no de AEMET.

Desgraciadamente veremos en los medios cómo se usan indiscriminadamente los términos aviso y alerta de forma variada sin atender al trasfondo, pero las diferencias son claras. Demos a cada uno el papel que se merecen.

Lo que sí es altamente NO recomendable es el uso de *alarma meteorológica*. No se pueden utilizar los meteoros para alarmar a la población.

Más detalles sobre las diferencias resaltadas en el Blog de AEMET: `https://aemetblog.es/2016/01/29/avisos-vs-alertas/`

43.14 Una borrasca traerá mal tiempo: todo depende del cristal con el que se mire

Las borrascas en latitudes medias suelen llevar asociadas nubes, frentes, precipitaciones, etc. Desde el punto de vista meteorológico y de predicción esto no es ni bueno ni malo. El predictor hace la predicción sin tener que indicar si el tiempo va a ser *bueno o malo*, o si va a *empeorar o mejorar*,... Eso sí, deberá indicar el tiempo asociado a dicha borrasca, anticiclón, frente, etc., y si alguna variable meteorológica supera un umbral para emitir un aviso meteorológico. Será el usuario final (persona de a pie, agricultor, ganadero,

hostelero, pescador, gestor de estaciones de esquí, etc.,) el que califique la bondad o maldad del tiempo asociado. Así por ejemplo, un agricultor que no ha visto la lluvia en tres meses y se le anuncia la llegada de una borrasca con precipitaciones, la calificara como buena o tiempo bueno; no así el dueño de un bar o chiringuito de playa.

Hablar en los predicciones o en los informativos especializados del tiempo de malo o bueno no es recomendable, a lo sumo se podría hablar de adverso, variable, cambiante, inseguro, etc., pero nunca apostando por los calificativos comentados con anterioridad.

Recuerda: todo es según el cristal con el que se mire.

43.15 ¿Sube el calor?: lo que sube es otra cosa

Cuántas veces hemos oído en los meses cálidos de primavera y verano: *sube el calor, el calor aprieta, se espera una semana de fuerte calor*, ... y así sucesivamente. Se emplea el calor como sinónimo de temperatura o de sol, dependiendo de la frase.

El calor es una forma de energía y se mide en el Sistema Internacional de unidades ([116] http://www.cem.es/sites/default/files/sistema_internacional_de_unidades.pdf, consultado el 27 de enero de 2016) en julios (J) aunque también se usan con frecuencia las calorías (cal). *La temperatura, por otro lado, es una unidad intrínseca del estado térmico de una sustancia*, independiente de su tamaño, y se mide en °C, °F, ...

Cuando el sol calienta la tierra, calienta el aire y su temperatura aumenta. Cuando la superficie de la tierra se enfría, baja la temperatura.. Por eso se oye *hace calor* o *hace frío* o se dice *¡qué calor!* o *¡qué frío!* sinónimo de temperaturas altas o bajas según el caso. Sin embargo, son conceptos diferentes y no sinónimos en términos absolutos.

El calor se puede asimilar a la energía total del movimiento molecular en una sustancia, mientras temperatura es una medida de la energía molecular media. El calor depende de la velocidad de las partículas, su número, su tamaño y su tipo. La temperatura no depende del tamaño, ni del número o del tipo. Las temperaturas más altas tienen lugar cuando las moléculas se están moviendo, vibrando y rotando con mayor energía.

Si al aire le añadimos/quitamos calor por una fuente cercana (por ejemplo, el suelo) la temperatura aumente/disminuya. Pero la temperatura del aire puede subir o bajar por otros procesos no relacionados con el calor. Por ejemplo, la entrada de aire del sur y desde el norte de África o por aire en descenso pueden causar subidas de la temperatura, sin que se le suministre calor a dicha masa de aire.

No obstante, *ola de calor* sí es correcto. El término *ola de calor* equivale a una subida de temperaturas de forma generalizada, persistentes y que podría batir récords de temperaturas. Para más detalles de ola de calor ver una posible definición de AEMET: http://www.aemet.es/documentos/es/noticias/2016/Olas_Calor_ActualizacionJun2016-B.pdf

En resumidas cuentas: se habla de subida, bajada o anomalía de temperaturas para la época del año, pero no se dice o se debe evitar que *mañana subirá el calor* o que *las anomalías de calor son positivas respecto a los valores normales*, o *los termómetros muestran un alto calor en estos momentos* ...

Temperatura y calor no son términos equivalentes en meteorología ni se deben intercambiar alegremente en el lenguaje informativo del tiempo. Cada uno tiene un lugar claro en el mundo de los términos meteorológicos.

43.16 Perturbación. Pero ¿qué y quién perturba?

En demasiadas ocasiones se oye el término de perturbación en los informativos y predicciones del tiempo. Así, se oye a veces, *una perturbación situada al oeste de la Península entrará mañana por Galicia*, o *la perturbación afectará a la zona centro*, ...

La ambigüedad del teŕmino es palpable pues no sabemos qué, quién ni cómo nos perturbará. En los *briefing* técnicos (reuniones de trabajo para puesta en común) celebrados en AEMET por los predictores era un comodín que se utilizó en algún momento pero rápidamente se eliminó por su falta de precisión.

Nota. El autor de este capítulo utilizó el término perturbación hace años; pero actualmente trata de no utilizarlo por los motivos aludidos.

Lo mismo perturba una borrasca, que un anticiclón de invierno con sus nieblas o sus episodios de frío y contaminación o perturba una tormenta o un frente frío o una línea de tormentas o un flujo intenso de levante, etc. Muchas cosas perturban y al usarse perturbación se cae en la indefinición.

En la mayoría de los casos cuando se habla de perturbación se hace referencia a un cambio de tiempo donde lo característico es el aumento de nubes, precipitaciones, viento, etc. Pero aún así, esto se puede deber a una borrasca, un frente frío, cálido u ocluido, a la descarga de aire frío, etc. Una vez más el término perturbación es muy ambiguo. Por lo tanto, se recomienda eliminar el vocablo *perturbación* del lenguaje meteorológico oral o escrito y utilizar adecuadamente qué estructura va a cambiar el tiempo: una borrasca, un frente, una línea de chubascos, etc. El lenguaje meteorológico popular es muy rico y la mayoría de la gente reconoce los anteriores términos. A mí, al menos, la palabra perturbación no me dice nada desde el punto de vista meteorológico o informativo.

43.17 Rizando el rizo

A modo de resumen y de forma conceptual, se da una predicción exagerada con términos que no vienen al cuento:

Una perturbación explosiva que traerá mal clima y generará varias alertas meteorológicas por AEMET para mañana. El clima cambiará mañana, donde la inestabilidad producirá un descenso del calor de estos días anteriores, generado por la entrada del vórtice circumpolar. Una gota fría producirá lluvias intensas en la zona del este peninsular.

Si fuera realmente así, se debería redactar de otra forma más concreta, clara y sencilla, con los términos analizados a lo largo de este artículo:

Una borrasca muy profunda cambiará el tiempo mañana y se generarán varios avisos meteorológicos por parte de AEMET. El tiempo cambiará mañana, donde la entrada de aire frío producirá un descenso de las temperaturas respecto a los días anteriores, todo ello generado por la llegada de un frente muy frío. Focos tormentosos producirán lluvias intensas en la zona del este peninsular.

Es bueno hablar con propiedad y de forma eficaz y clara, sin alarmar, sin crear sensacionalismos que no van a ninguna parte salvo a vender más. Mucha gente entenderá el mensaje si se emplean términos comunes y sencillos.

43.18 Lecturas recomendadas

Recomendamos la consulta de las siguientes fuentes, referencias citadas al final del capítulo: [2, 23, 211, 511, 665].

Parte VII
Casos

Parte VII Casos

Como parte de la meteorología, la predicción del tiempo tiene una naturaleza variada, puyes es ciencia, es también técnica y, así mismo, un poco arte. Así, estamos aún lejos de poder automatizar el proceso de predicción (aunque haya algunos que lo piensen). Los casos de estudio, a menudo fenómenos espectaculares o, por lo menos, extremos y, otras veces, más bien cotidianos, son fundamentales en el aprendizaje y en la exposición de la meteorología y, en particular, de la predicción y la observación del tiempo. Un selecto elenco de predictores operativos o afines, con renombrada experiencia, exponen en esta parte algunos de estos casos de estudio. Empezamos con un caso histórico, además de espectacular: el récord de Oliva-Gandía, con una precipitación acumulada de 817 mm registrados en 24 horas. Entre el resto de los casos mostramos predicción de aludes, un tema escasamente abordado en la literatura meteorológica. Por supuesto, exponemos después casos de vientos y/o precipitaciones intensos, lluvias torrenciales, nevadas, inundaciones, olas de calor, sin olvidarnos de los huracanes. Estos últimos, aunque no son casos acaecidos en España, los exponemos por el enorme interés que presentan. Del mismo modo presentamos una predicción convencional en Myanmar. Se muestran también algunos casos de predicciones críticas por su impacto social, por ejemplo semana santa de 2017. Algunos casos son interesantes por su escasa *predecibilidad*, uno de los conceptos clave en este libro.

Página anterior: DSC4008, Fotografía tomada por JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO

Superrécord de Oliva-Gandía de 3-4 de noviembre de 1987

44

AGUSTÍ JANSÀ CLAR
Grupo de Meteorología, Departamento de Física, Universitat de les Illes Balears

RAFAEL ARMENGOT SERRANO
Ex predictor en Delegación territorial (DT) en Valencia, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JUAN PABLO SIMARRO GRANDE
DT en Valencia, AEMET

ALFONS CALLADO I PALLARÉS Y MARC COMPTE ROVIROLA
DT en Cataluña, AEMET

> Nos hallamos pues en presencia de nubes eficientísimas en un entorno débil o moderadamente inestable que represadas entre las montañas de este extremo bético son como "esponjas"continuamente recargadas que "sueltan"la precipitación casi con la misma rapidez que la producen.
>
> *¿Por qué llueve tanto en La Marina Alta y en La Safor? - Blog "En el tiempo", 2012* – ÁNGEL RIVERA

A las 8 horas del 4 de noviembre de 1987 en Oliva (Valencia) se registraron oficialmente 817 mm de precipitación en 24 horas, un récord nacional que todavía no se ha batido. En Gandía, distante 9 km, las mediciones de los días 3 y 4 a las 8 horas sumaron 864 mm, caídos también en menos de 24 horas. Estos episodios de lluvia torrencial, con inundaciones repentinas y a veces catastróficas son relativamente frecuentes en el Mediterráneo, donde llueve menos días que en zonas atlánticas, pero con cantidades diarias a veces muy superiores. ¿Por qué son tan difíciles de predecir? Se describe en este capítulo el episodio de Oliva-Gandía, la singularidad climatológica de la región, las predicciones realizadas con los modelos de la época y, como contraste, las predicciones reconstruidas con modelos y sistemas de predicción por conjuntos (SPC) actuales.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, récord oficial de precipitación en 24 h en España, caso de Oliva-Gandía 3/4-11-1987.

Imagen parte superior: Inundación en la Carretera de Pego esquina con Carrer Hermanos Benlliure, Oliva, La Safor, València, el 3 de noviembre de 1987. Fotografía cedida por el Ayuntamiento de Oliva.

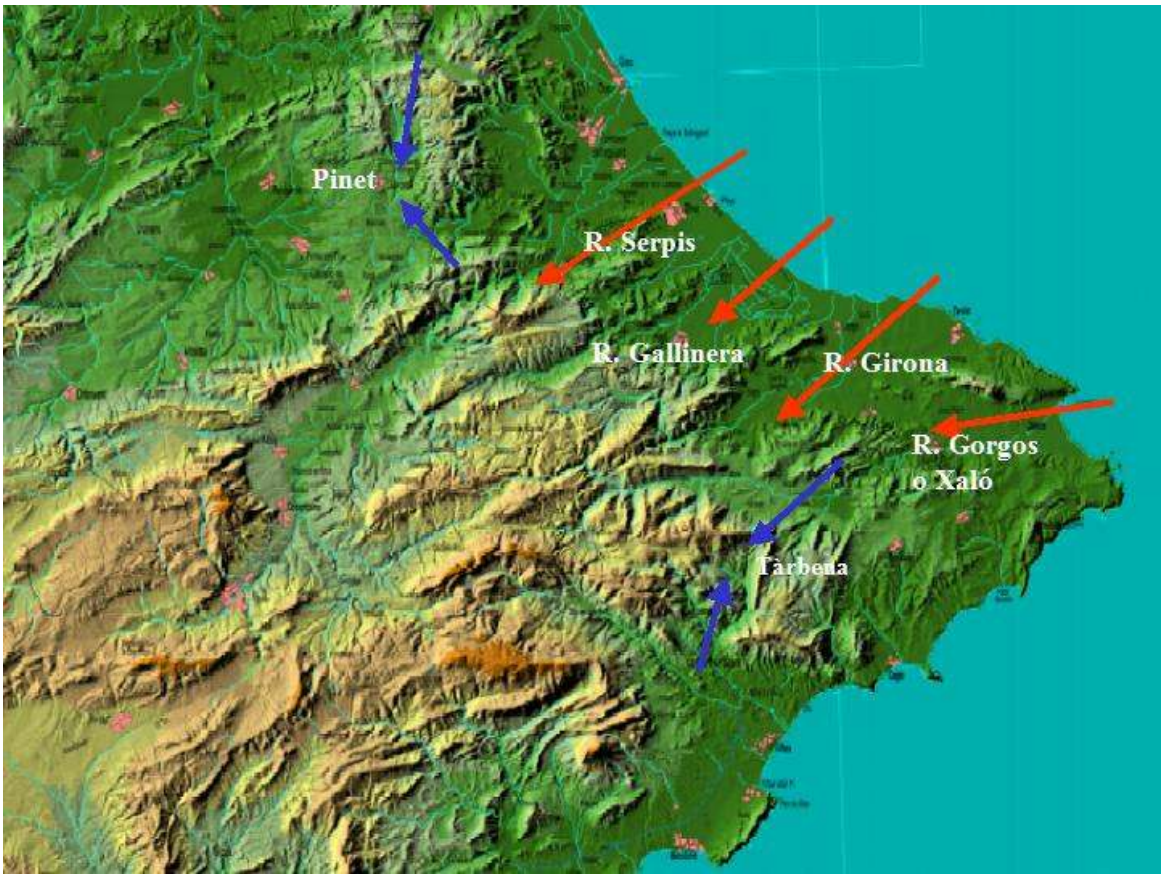


Figura 44.1: Mapa físico de la Safor, Marina Alta y zonas próximas. Se señalan los ríos principales, la incidencia de los vientos de gregal y algunas zonas de convergencia de sotavento.

44.1 La singularidad pluviométrica de La Marina Alta y La Safor

RAFAEL ARMENGOT SERRANO
Ex Predictor en GPV de Valencia, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

En estas comarcas del sur del golfo de Valencia se produce el máximo pluviométrico del litoral mediterráneo peninsular. La articulación del relieve en valles orientados a los vientos del nordeste, húmedos y frecuentemente inestables, y la intrusión terrestre en el mar del entorno del cap de la Nau, facilitan episodios frecuentes de lluvias intensas. Estos episodios, cuando interaccionan nítidamente con el relieve, son captados cada vez mejor por los modelos numéricos; pero los episodios focalizados en la línea costera, en ocasiones torrenciales, aún poseen alta incertidumbre.

44.1.1 El área

La Marina Alta y la Safor son dos comarcas valencianas que se extienden por el litoral y prelitoral sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante, desde la Valldigna hasta Calp por la costa. Ocupan algo menos de 1 200 km^2 y están habitadas por 365 000 personas de derecho y muchas más de hecho, especialmente en verano. En este espacio, los cabos de Sant Antoni y la Nau marcan la salida de las cordilleras béticas al mar y suponen los límites de los golfos de Valencia y Alicante. Y es este rasgo de intrusión terrestre en el mar una de las claves del extraordinario carácter pluviométrico de estas comarcas (Figura 44.1).

A través del sur de la península ibérica, las alineaciones montañosas béticas se extienden a lo largo de un eje suroeste-nordeste desde Cádiz hasta el norte de Alicante. Allí se sumergen en el Mediterráneo para emerger en Ibiza y en la sierra de Tramuntana de Mallorca. En su extensión peninsular dan lugar, en cada uno de sus dos extremos marítimos, a dos importantes singularidades pluviométricas. En su extremo suroeste, el renombrado máximo de lluvia de la sierra de Grazalema, vinculado a los ábregos atlánticos. En el extremo nordeste, el máximo mediterráneo de estas comarcas de la Marina Alta y la Safor, vinculado a los vientos gregales y levantes mediterráneos.

Estas sierras béticas conectan en esta zona con las alineaciones del sistema ibérico de orientación noroeste-sureste, que arrancan desde Teruel y tienen su extremo meridional en el macizo del Montdúber, muy próximo a Gandía, con 841 metros de altitud. El juego entre estos dos sistemas orográficos (Bético e Ibérico) y el mar Mediterráneo propicia este máximo pluviométrico, que llega a alcanzar los 1 000 mm anuales de media en puntos de su barlovento (Marina Alta), para decrecer espectacularmente en pocos kilómetros hacia el sur hasta alcanzar valores esteparios, inferiores a 300 mm en las comarcas meridionales de Alicante. Es éste uno de los mayores gradientes pluviométricos peninsulares (Figura 44.2).

Pero, siendo notable esta pluviometría media, lo es más aún la frecuencia de situaciones de lluvia intensa, que llega a multiplicar por 10 las producidas en otros sectores de territorio valenciano (Figura 44.3). En definitiva, estos episodios de lluvia fuerte vinculados a circulaciones de levante-gregal (este-nordeste) es la forma normal de llover de estas tierras.

Una serie de otras comarcas valencianas rodean este núcleo y participan de una alta pluviometría mediterránea, aunque sin alcanzar los valores de este núcleo duro: en la provincia de Valencia, la Ribera Alta y Baixa, la Costera y la Vall d'Albaida; en la de Alicante, el Comtat y la Marina Baixa.

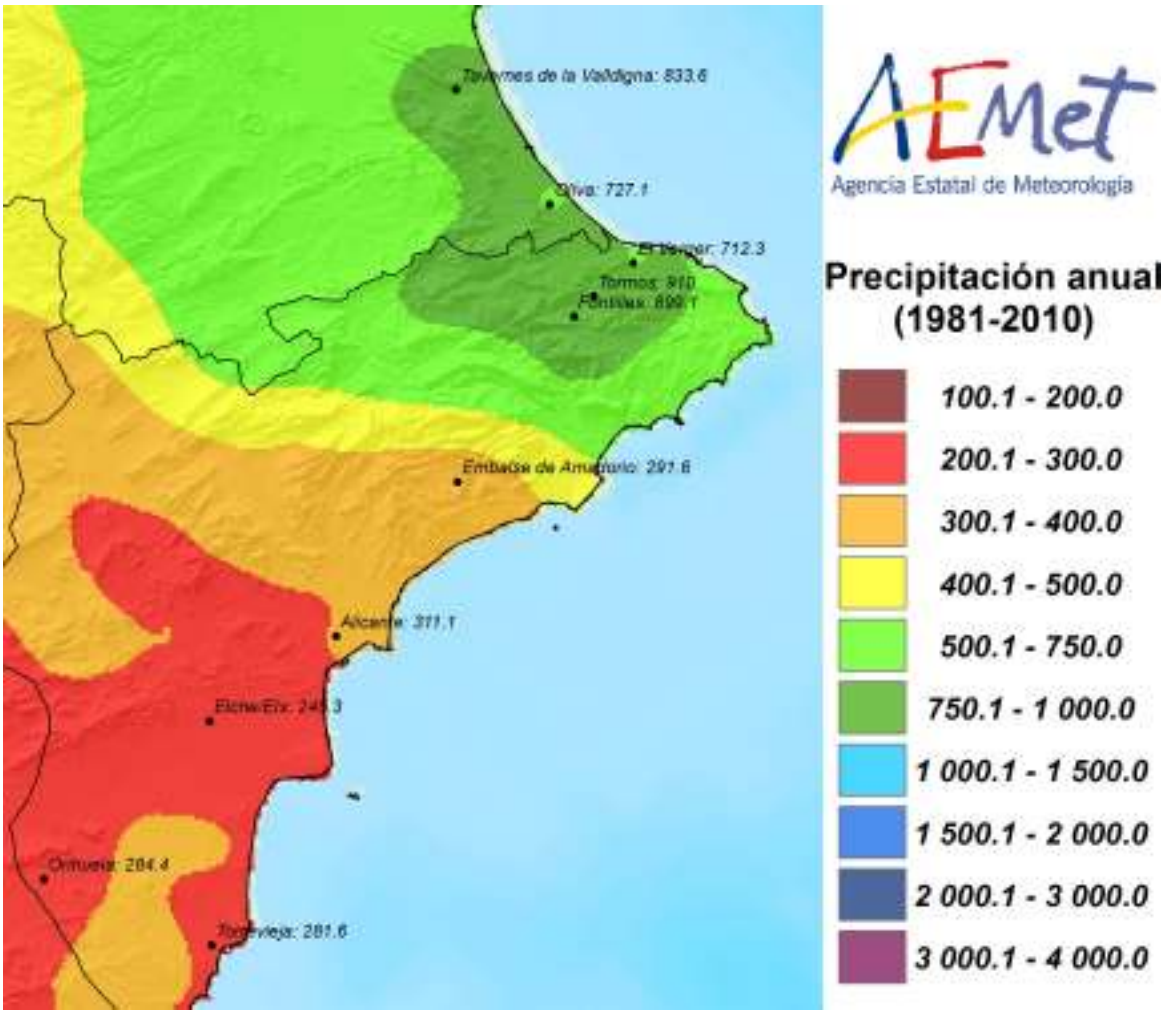


Figura 44.2: Precipitación media para el último período de referencia (AEMET).

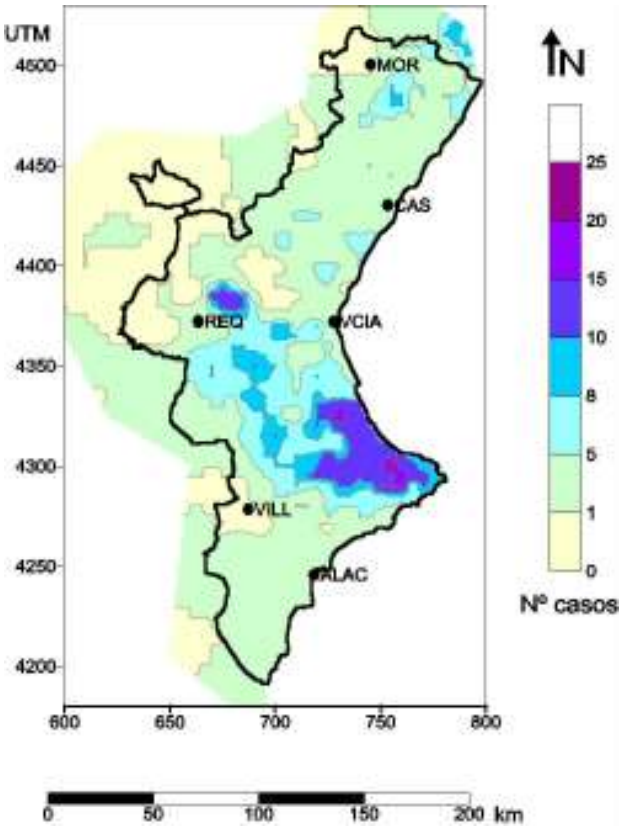


Figura 44.3: Frecuencia absoluta de casos de más de 100 mm/día en la Comunidad Valenciana en el período 1976-90 [20].

Desde la ciudad de Valencia hacia el sur, la precipitación anual y la frecuencia de situaciones de lluvia intensa aumentan gradualmente. Ello es una excepción a la tendencia general al norte del cabo de Gata, de aumentar la lluvia a medida que aumenta la latitud. Entre las causas fundamentales que, sumadas, lo explican, encontramos:

- El mismo carácter de *intrusión terrestre en el mar*, que supone un obstáculo y un disparador del ascenso de las circulaciones de capas bajas que discurren entre la península Ibérica e Ibiza. El mismo canal Denia-Ibiza propicia también la convección por convergencia.
- Este entramado de sierras dan lugar a *valles abiertos al este-nordeste*, encarados a las circulaciones marítimas. Valles «*en fondo de saco*» que generan convergencia y ascenso forzado de estas circulaciones. En estas dos comarcas y de norte a sur, los más destacados son la Valldigna, el Serpis, Gallinera, Girona y Gorgos.
- Macizos montañosos que favorecen la penetración de las circulaciones marítimas por sus dos extremos para converger a sotavento, originando forzamientos orográficos y máximos de lluvia en la que, en primer análisis, sería zona de descensos de sotavento. Ocurre así, por ejemplo, en Pinet (Ribera Alta), Barx (Safor), sectores de la Marina como Tàrbena y Bolulla o zonas del Comtat como L'Orxa.
- Las *advecciones* (ver advección) *del nordeste (gregales)*, funcionales para la pluviometría en estas comarcas, son por su origen septentrional habitualmente más frías y discurren hacia el sur por un mar gradualmente más cálido, facilitando el *carácter inestable* de las mismas y con ello la rotura de las inversiones y el disparo de la inestabilidad.
- Estas características orográficas se conjugan con las *ciclogénesis mediterráneas* del mar de Palos y de Argelia, generadas por la interacción de las ramas ascendentes de *vaguadas* (ver vaguadas) y *depresiones aisladas de niveles altos* (depresión aislada de niveles altos (DANA)), con las montañas del Atlas marroquí y argelino.

La gran dependencia de las lluvias de estas comarcas respecto a las circulaciones del este-nordeste produce paradojas en ocasiones: los grandes episodios vinculados a circulaciones del sureste pueden dejar en sombra pluviométrica a estas tierras. Así, el histórico episodio de octubre de 1982, que dio lugar al derrumbamiento de la presa de Tous, tuvo en estas comarcas su mínimo relativo.

En general, el poblamiento se ha adaptado bien a esta frecuencia de lluvias intensas, por lo que en los núcleos históricos de población los incidentes debidos a ellas son escasos. No obstante, las situaciones más excepcionales dan lugar a incidentes notables: derribo del puente de Beniarbeig en octubre de 2007, por ejemplo. El cambio de uso de edificios puede también dar lugar a pérdidas humanas; en ese mismo episodio, en el Verger se inundaron casas antes destinadas a corrales, ocasionando una muerte.

Las zonas más vulnerables a inundaciones son los polígonos industriales (frecuentemente instalados en sectores inundables) y zonas de nueva construcción como consecuencia del *boom* turístico, que muchas veces no han respetado los cursos del agua ni la experiencia respecto a su comportamiento en estas situaciones.

Finalmente, los episodios realmente extraordinarios (octubre de 1957 en Xàbia, noviembre de 1987 en la Safor) causan destrozos e incluso víctimas en zonas que normalmente se sienten a salvo.

44.1.2 Tipos de episodios

Las lluvias de estas comarcas tienen en común su carácter mediterráneo y su vinculación a circulaciones del este-nordeste en capas bajas. Dentro de las que superan el umbral de 100 mm/día, una mayoría muy amplia está vinculada a una DANA al suroeste del área y la ciclogénesis en capas bajas generadas por aquélla. Pero más allá de estos rasgos comunes, la tipología es muy diversa en función de la situación y la estacionalidad. A lo largo del año a partir del final del verano, los procesos habituales de lluvia intensa son:

(1) Lluvias convectivas marítimas, vinculadas a disparos marítimos y litorales en relación con el máximo anual de la temperatura superficial del mar, durante fin de agosto y septiembre, en un aire muy inestable que sólo requiere forzamientos sutiles. Son lluvias muy litorales, pueden caer puramente en el mar o en la misma franja costera. Habitualmente acompañadas de tormenta, aunque en algunas ocasiones sin ella (lluvia cálida). Pueden, por ejemplo, descargar más de 100 mm en el puerto de Gandía y no llover apenas en la ciudad, distante 4 km. Mucha de esta precipitación cae sobre el mar y no la medimos de forma directa. Aparece en el radar (cap. 8 en la página 109) y, cuando toca costa, constatamos su gran magnitud.

Si existe inestabilidad más profunda y se desarrolla convección, en zonas litorales o en relieves próximos se pueden alcanzar cantidades de lluvia súbitas y muy cuantiosas. Si la tormenta toma carácter cuasi-estacionario durante más de una hora, son posibles lluvias torrenciales que superen de largo los 100 mm en una hora. En las inmediaciones de la Safor, en la Ribera Baixa el 23 de septiembre de 2008 se produjo un episodio cuasi-estacionario que en 3 horas superó en Sueca los 300 mm, alcanzándose 144 mm en una hora.

Esta tipología de episodios parece la más difícil de ser pronosticada con acierto por los modelos numéricos, ya que condiciones muy sutiles pueden pasar de la nada a un episodio importante. Episodio que puede quedar puramente en el mar o afectar a la costa de forma notable. Con todo, la predicción de la actividad tormentosa por los modelos no hidrostáticos (sec. 6.3.2 en la página 84) ha supuesto un gran avance en los últimos tiempos.

En ocasiones, los modelos numéricos tienden a sobrestimar la penetración hacia el interior de estas lluvias de final de verano, que finalmente se suelen concentrar de forma tozuda muy cerca de la costa.

(2) Lluvias vinculadas a DANA de otoño. Como en otras comarcas valencianas, las condiciones ideales para lluvias torrenciales vinculadas a DANA son:

- Estar en otoño ya algo avanzado (desde final de septiembre), con un mar menos activo que en las semanas precedentes, un mar que no acapare la convección y facilite la formación tierra adentro de los núcleos convectivos más potentes.
- Aislamiento de la DANA al suroeste de estas comarcas, preferentemente en el entorno de Gibraltar.
- Trayectoria lenta de su centro con dirección nordeste, con una advección diferencial de vorticidad positiva pero no muy alta.
- Circulación moderada en niveles medios-altos en torno a la DANA, con difluencia en su flanco nordeste. Una circulación potente dificultaría la organización de la convección.
- Ciclogénesis en el mar de Argelia-Palos, con un diseño de la baja entre superficie y 850-700 hPa que posibilite la circulación del primer cuadrante en niveles bajos, con la que estas comarcas no tienen rival en cuanto a eficiencia pluviométrica.

En estos contextos, toda la circulación del entorno se reordena (potente circulación del norte en el golfo de Valencia) y alimenta la eficiencia de las precipitaciones en la Marina Alta-Safor.

En la típica trayectoria del centro de la DANA hacia el Este, gradualmente la precipitación evoluciona de norte a sur de estas comarcas a medida que el flujo de niveles bajos, rolando gradualmente en sentido antihorario, va incidiendo en sistemas orográficos más meridionales. Una vez el eje de la DANA rebasa el meridiano de estas comarcas, la lluvia puede continuar muy eficiente durante bastantes horas, ya sin convección. Un remate típico finalizará el episodio en la zona de Tàrbena-Bolulla (Marina Baixa), resultado de convergencias (ver convergencia) de sotavento con flujo sinóptico muy septentrional.

La modelización numérica ha incrementado notablemente en los últimos años su acierto en el pronóstico de estas situaciones: en su predicción ya desde el medio plazo; en la localización, en especial debido al incremento de la resolución espacial y por tanto del relieve; y en la cuantificación de la lluvia. Los modelos no hidrostáticos están mostrando más destreza

en la cuantificación de los máximos, aunque a menudo cometen más errores que los hidrostáticos en la cuantificación de la lluvia periférica.

En fecha tan lejana como el 21-24 de octubre de 2000, el modelo ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) del Centro Europeo (ECMWF, cap. 19 en la página 295) predijo con total éxito la situación que produjo mayor volumen de lluvia en la Comunidad Valenciana en todo el siglo XX. Lo predijo adecuadamente desde el medio plazo, y en los detalles fundamentales de su evolución; ello fue clave para el gran éxito del seguimiento y la gestión de aquel episodio desde la Meteorología, la Hidrología y la Protección Civil. Por desgracia, no siempre es así.

(3) Lluvias por advección fría persistente, de invierno y primavera. Un caudal húmedo adecuado, no necesariamente inestable, con un gradiente bárico moderado a fuerte, puede acumular cantidades de precipitación extraordinarias cuando se conjuga la acción orográfica de ascenso forzado y convergencias de sotavento. Es el caso de principio de mayo de 2002, cuando en Barx (faldas del Montdúber, en la Safor) se acumularon más de 700 mm en poco más de dos días, en un período de mar frío. O diciembre de 2016 en l'Orxa (Comtat, contiguo a la Safor y a la Marina Alta), con más de 600 mm en tres días (Figura 44.4, cap. 50 en la página 773).

En estos casos, el incremento de la resolución espacial, y con ello la mejora en la modelización de las circulaciones de mesoescala, está siendo clave en el incremento de la destreza de estos modelos para localizar los máximos de lluvia. En general, se producen subestimaciones en la cuantificación de estos máximos en estas situaciones advectivas.

(4) Sistemas-complejos convectivos extremos. Hay episodios extraordinarios que suponen un punto y aparte. Son los originados por sistemas convectivos de mesoescala (que quizá alcancen la categoría de complejos convectivos por su dimensión), que dan lugar a las lluvias más extremas en menos de un día. Lluvias que son las mayores registradas en España para estos períodos.

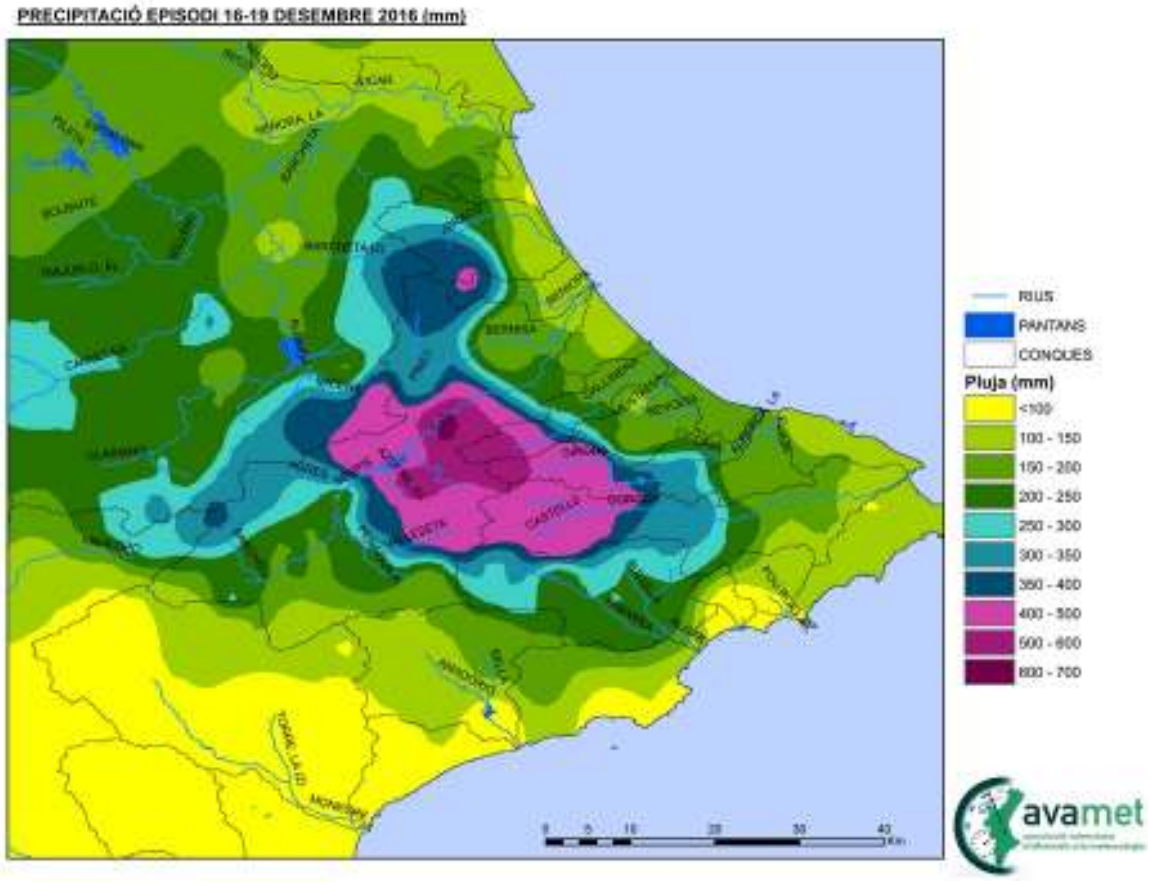


Figura 44.4: Precipitación en el episodio de 16-19 de diciembre de 2016 (AVAMET).

Es un conjunto de situaciones excepcionales, pero escasa en número: desde 1950, y probablemente como mínimo desde 1900, conocemos en estas comarcas dos episodios:

(4a) 1-3 de octubre de 1957. Afectando al entorno de Xàbia. En dicha población hay anotados 878 + 100 mm, para un total registrado de 978 mm en dos días, aunque parece acreditado que fueron tres [458]. En su entorno (Denia y cap de Sant Antoni) se midieron más de 600 mm y se perdió agua en la medición. Desbordamiento de todos los cauces de la zona y del río Gorgos, gran destrucción de casas y algunas víctimas. Esta cifra de 878 mm es la mayor anotada en España en un día pluviométrico, pero parece claro que se produjo en dos días. (Diez días después, una nueva DANA originó la gigantesca riada de Valencia de 1957, y un nuevo episodio importante en la Marina Alta).

(4b) 3-4 de noviembre de 1987. Sistemas convectivos que afectaron en primer lugar a la Safor desde la madrugada del día 3 y, a partir de la noche siguiente, a la Canal de Navarrés-Ribera Alta –con 786 mm en Sumacàrcer cerca de Tous, donde los vecinos hablan de una magnitud no lejana a la de octubre de 1982-, y en torno a 600 mm en sectores de la Vall d'Albaida-. En este episodio se registraron en la Cámara Agraria de Oliva 817 mm en el día pluviométrico 3, la mayor cantidad homologada en España para un día; en el Colegio Público Roís de Corella de Gandia se midieron 864 mm a caballo de los días pluviométricos 2 y 3, pero en todo caso fue lluvia caída en menos de 24 horas por lo que, en puridad, es la mayor precipitación medida en un día (queda al margen la lluvia en la Muela de Cortes el 19-20 de octubre de 1982, fuera de esta área que, aunque no se pudo medir, probablemente estuvo en el entorno de 1 000 mm en menos de 20 horas).

Ambos episodios tienen notables semejanzas:

- Otoñales.
- Generados en la línea costera, próximos a relieves que pudieron ayudar al disparo, pero que no registraron las lluvias máximas. En 1987, el pluviómetro totalizador situado en la cumbre del Montdúber muy cerca de Gandia registró lluvia muy inferior a las mencionadas.
- Produjeron precipitaciones máximas del mismo orden, y con ubicaciones distantes apenas unos 25 km uno del otro (Xàbia y Oliva).

Junto con los complejos convectivos de 1864 y 1982 en la Muela de Cortes, y que produjeron gigantescas inundaciones en el Júcar, son las cuatro mayores situaciones de lluvia conocidas en la Comunidad Valenciana (y quizá en España) en los últimos dos siglos.

Dada la escasa frecuencia de estos episodios gigantes, hay poca experiencia real respecto a la destreza de los modelos numéricos de cara a la predicción del surgimiento, evolución y magnitud de estos sistemas y complejos convectivos. En otro apartado de este libro (cap. 44 en la página 663) se aborda el comportamiento que tuvo el ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) en el episodio de noviembre de 1987 y qué mejoras serían esperables en la actualidad. Con casi plena seguridad, estos episodios de grandes dimensiones –que están ocasionados por cuadros sinópticos nítidos y potentes- serán bien captados por la modelización numérica, pero ello sólo será probado por los sucesos reales.

44.1.3 Periodos de retorno

El período de retorno es el tiempo medio esperable para que se repita un suceso del que se conoce la probabilidad (cuanto más baja, más largo es el periodo de retorno). En nuestro caso, para la repetición de episodios de lluvia intensa en localizaciones concretas.

La falta todavía de series largas de datos procedentes de estaciones automáticas dificulta la estimación de períodos de retorno para períodos inferiores a las 24 horas. Así, la estimación de lluvias máximas para períodos de una y doce horas, para los que se emiten alertas de lluvia intensa (cap. 41 en la página 635), se ha de efectuar con escaso apoyo de series estadísticas.

Respecto a la *intensidad horaria*, la experiencia ha hecho evidente que episodios torrenciales (más de 60 mm en una hora) se puede alcanzar varias veces al año en áreas dispersas del territorio analizado. Y alguna vez al año se pueden duplicar estas intensidades puntualmente, con graves consecuencias si afecta a sistemas hidrológicos de respuesta inmediata, como ciudades o barrancos cortos.

Las series suficientemente largas para hacer evaluaciones son las referidas al *día pluviométrico*, y por extensión las referidas a 24 horas. Aquí disponemos de numerosas series superiores a 30 años. Los mapas más depurados de períodos de retorno de que disponemos son los elaborados para el Atlas Climático de la Comunidad Valenciana [143], siguiendo la función de GUMBEL.

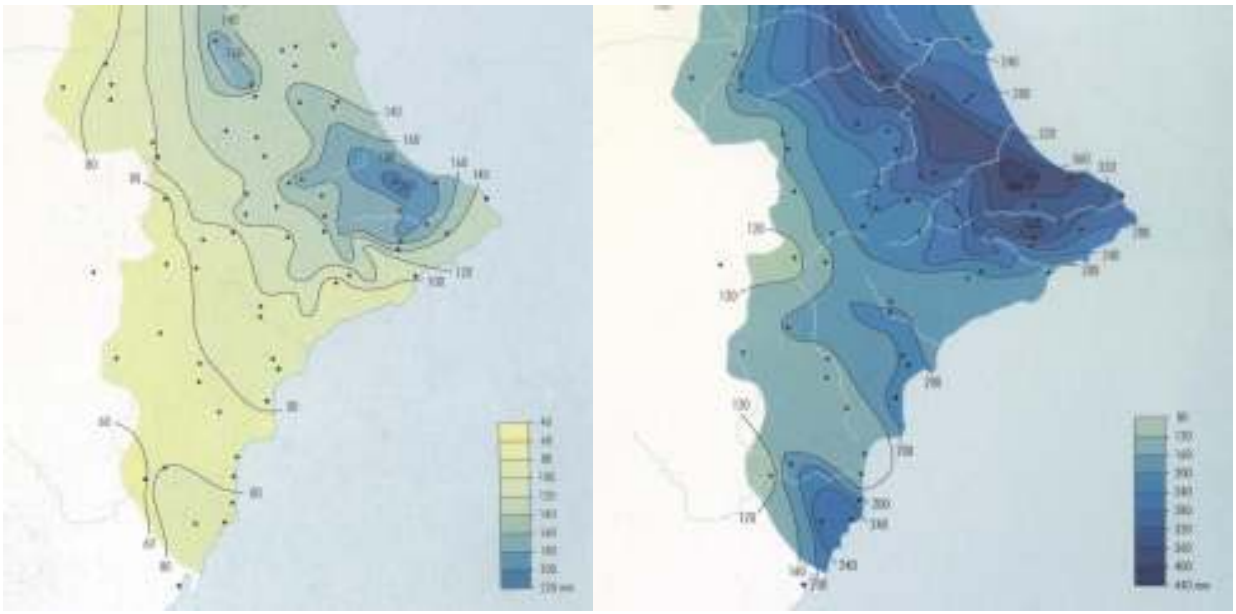


Figura 44.5: Precipitación esperable para períodos de retorno de 5 años (a) y 100 años (b) en el sur de la Comunidad Valenciana [143].

Se aprecia cómo las mayores precipitaciones valencianas en 24 horas para cualquier período de retorno se registran en estas comarcas. En la Figura 44.5 se muestran los valores esperables para recurrencias de 5 y 100 años, alcanzando valores superiores a 200 y 400 mm en un día, respectivamente. Según esta metodología, los valores máximos se sitúan en las cabeceras de la rambla Gallinera y el río Girona. Aparentemente, estos mapas subestiman los altísimos valores que esporádicamente se registran en el litoral.

El modelo teórico de GUMBEL parece funcionar bastante bien en los *valles prelitorales de esta zona*. En ellos, el carácter habitual de estas precipitaciones intensas, y el quedar algo apartados de las lluvias extremas litorales, hacen posible una recta de regresión bastante ajustada a este modelo teórico. Esto se aprecia bien en el caso de Fontilles-Vall de Laguar (distante 13 km del mar, en la cabecera del río Girona), con una alta frecuencia de días en que se superan los 100 mm, sobre los que aparecen algunos episodios más potentes con recurrencias más prolongadas (Figura 44.6).

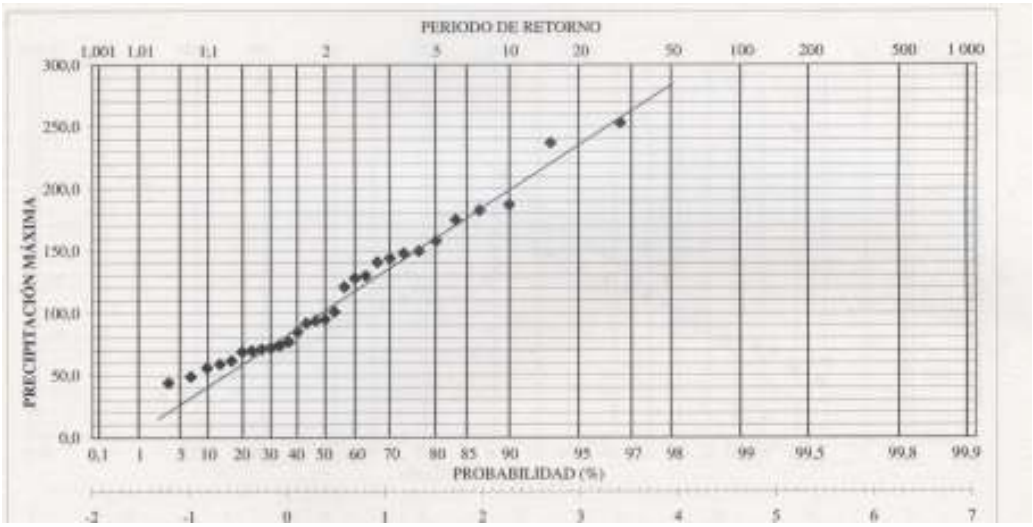


Figura 44.6: Gráfico de probabilidad de extremos en Fontilles-Vall de Laguar (Marina Alta). [634].

Pero el caso de Oliva, como ejemplo del *litoral*, es muy otro (Figura 44.7). En las zonas estrictamente litorales, la sucesión de episodios intensos «*normales*» se ve bruscamente interrumpida por episodios extraordinarios que rompen la función de regresión, mostrando la no validez de esta metodología en esas zonas. En este caso, el dato de 817 mm de 1987 rompe por completo la continuidad de la función.

Ruiz y Núñez [541] concluyen que la función de GUMBEL [662] subestima las lluvias extremas en la zona mediterránea, y en especial en estos episodios costeros, y que hay otras funciones más adecuadas como la SQRT-ETMAX y la distribución General de Valores Extremos, GEV [662], que se ajustan mejor a los extremos observados. Así, mientras que para el ajuste de GUMBEL el período de retorno del episodio de 1987 sería de 4 millones de años, y por tanto fácticamente imposible, para la distribución GEV (una vez incluido el dato de 1987) el período de retorno esperable sería de 141 años, bastante coincidente con la experiencia empírica.

El uso complementario de una función de este tipo (aplicada con rigor) junto con las conclusiones obtenidas por la climatología histórica (con el rastreo de testimonios documentados en épocas precedentes) parece el método más adecuado de estimar los períodos de retorno de estas lluvias extremas.

En caso contrario, podemos otorgar períodos de retorno incluso milenarios a episodios que la historiografía demuestre que se han producido con una magnitud semejante varias veces en los últimos siglos. Dado que la exigencia técnica habitual de las obras públicas es que estén preparadas para soportar el mayor episodio esperable en 500 años, vemos la trascendencia de abordar el problema de uno u otro modo. Una función de GUMBEL aplicada rutinariamente puede concluir que episodios como el de la Safor en 1987 o Xàbia en 1957 tienen un período de retorno milenario o no es esperable que se repitan. Pero el que se hayan producido dos episodios semejantes en 30 años, con una distancia entre ambos inferior a los 30 km, nos lleva a conclusiones bien diferentes.

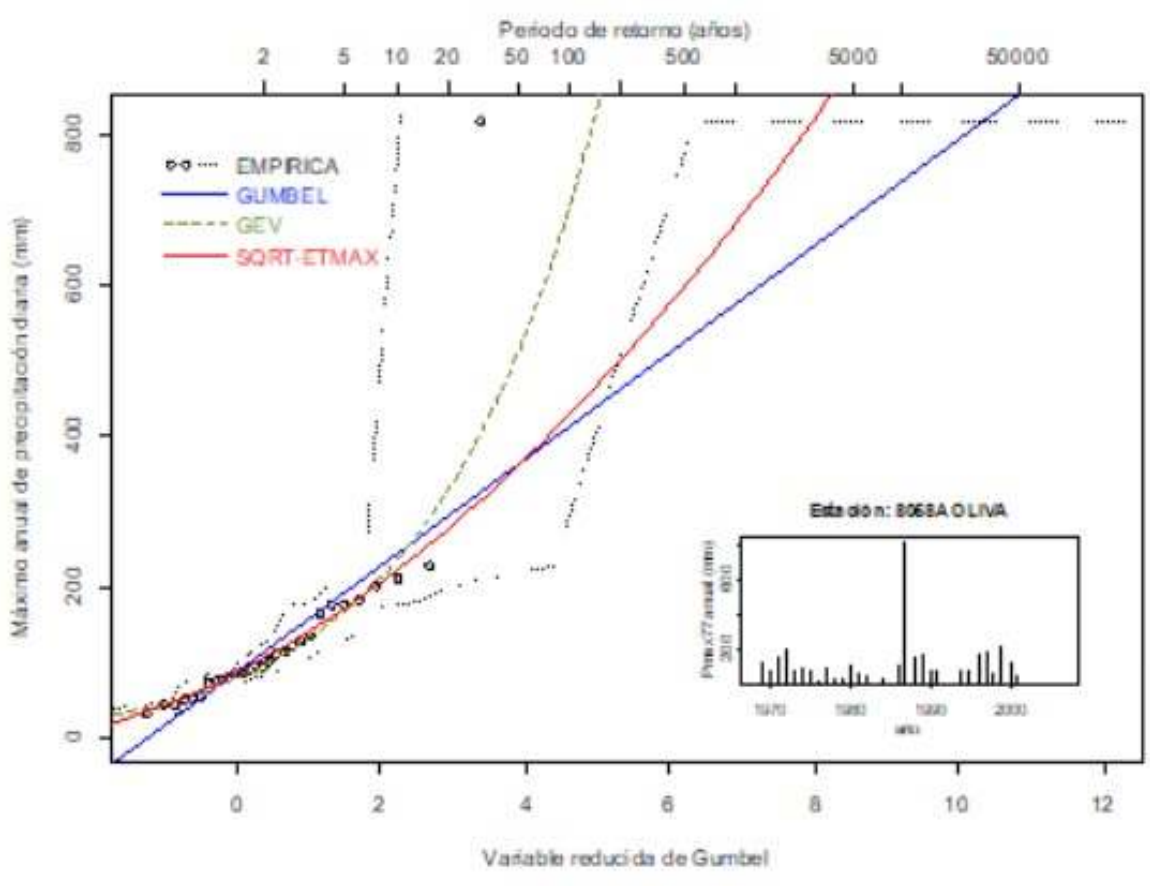


Figura 44.7: Gráfico de períodos de retorno según diversas funciones en Oliva, Safor [541].

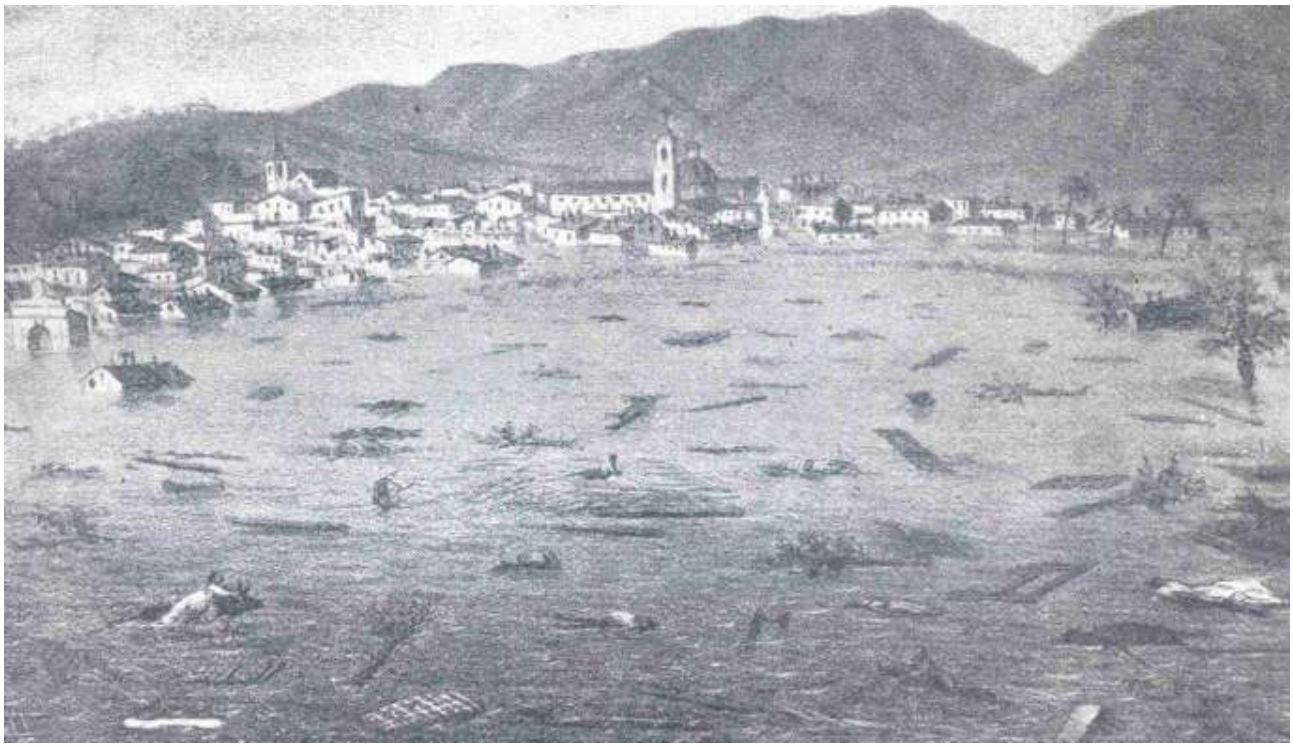


Figura 44.8: Alzira durante la inundación del 4 de noviembre de 1864. Grabado. Geografía General del Reino de Valencia, de F. CARRERAS CANDI *y* C. SARTHOU CARRERES *(Barcelona, 1910) [105].*

Figura 44.9: Inundación en Carretera de Pego esquina con Carrer Hermanos Benlliure, Oliva, La Safor, València, el 3 de noviembre de 1987. Fotografía cedida por el Ayuntamiento de Oliva.

44.2 El episodio de Oliva

AGUSTÍ JANSÀ CLAR
Grupo de Meteorología, Departamento de Física, Universitat de les Illes Balears

44.2.1 Contextualización del episodio de Oliva

Los episodios de lluvia torrencial, con inundaciones repentinas, a veces catastróficas, son una constante en las zonas mediterráneas (sección 44.1 en la página 664), no sólo españolas, sino también francesas, italianas, etc. Hasta hace relativamente poco este tipo de fenómenos, relacionados con la convección profunda y, por tanto, altamente caóticos, se consideraban sencillamente impredecibles. Nadie hubiera podido ser acusado de no avisar de una de tales catástrofes (para poder tomar medidas preventivas), porque se sabía que no se podían prever. Las grandes lluvias que condujeron a la rotura de la presa de Tous, el 20 de octubre de 1982, no obstante, fue un episodio que sacudió a la comunidad meteorológica y política a escala española y catalizó una serie de planes y medidas orientados en ir ganando *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163) para ese tipo de fenómenos. Seguramente estamos lejos, todavía, de una predicción cuantitativa segura o, cuando menos, de incertidumbre acotada, de extremos como los mencionados, pero sin duda se han dado pasos adelante muy importantes, por la mejora del conocimiento, la mejora de los modelos deterministas y, seguramente, también, por la posibilidad de delimitar cada vez mejor la incertidumbre, por el uso de los sistemas de predicción por conjuntos. Los modelos atmosféricos deterministas tienen gran dificultad en acertar simultáneamente la localización y la intensidad de la precipitación en fenómenos de esta magnitud. Con predicción por conjuntos, aunque no puedan darse con exactitud la intensidad ni la localización, pueden delimitarse zonas con abanicos de superación de umbrales, lo que puede aumentar notablemente la predecibilidad de estos eventos.

Figura 44.10: Impactos del episodio de Oliva, La Safor, València, el 3-4 de noviembre de 1987. Arriba: inundación en la Carretera de Pego esquina con Carrer Hermanos Benlliure. Abajo: destrozos en la Vía de Ronda a la altura del Club Nautic. Fotos cedidas por el Ayuntamiento de Oliva.

En este apartado se analiza un caso no muy lejano al de 1982, el de 3-4 de noviembre de 1987, que supuso un récord absoluto en copiosidad de la precipitación y sobre cuya predecibilidad se podría decir que se habría avanzado bastante, de haberse usado operativamente modelos o conjuntos de modelos ya disponibles entre los años 1990 y 2000; al menos se habría avanzado en la predecibilidad a una escala media, sin entrar en demasiados detalles, que quizás ahora sí podrían ir siendo considerados, como veremos en las secciones 44.3 en la página 680 y 44.4 en la página 689.

44.2.2 El episodio y su predecibilidad a escala media

Los días 3 y 4 de noviembre de 1987 estuvo lloviendo intensamente, durante muchas horas, en toda la comarca de La Safor (Valencia, ver sección 44.1.1 en la página 664), recogiéndose cantidades insólitas de precipitación en 24 horas, entre las que destaca la de Oliva, con más de 800 mm en el día pluviométrico 3-4, esto es, desde las 8 horas de día 3 a las 8 horas de día 4, lo que constituye el récord absoluto de precipitación en 24 h, en toda España. Este récord extraordinario ha sido posteriormente contrastado y confirmado por la Delegación de AEMET en València, precisándose la cantidad recogida en 24 horas en 817 mm (según noticia recogida, por ejemplo, en el diario Levante (`http://www.levante-emv.com/comunitat-valenciana/3747/reconocen-reacutecord-diluvio-oliva/380946.html`).

El episodio completo, con unas treinta horas de duración, habría supuesto alrededor de 1 000 mm [523]. Se ha estudiado el episodio desde distintos puntos de vista, por diferentes autores. No se pretende aquí hacer una recopilación detallada de estos estudios, sino considerar alguno de ellos y, el episodio en sí, desde el punto de vista de la predecibilidad: ¿podía haberse previsto una lluvia de copiosidad semejante?

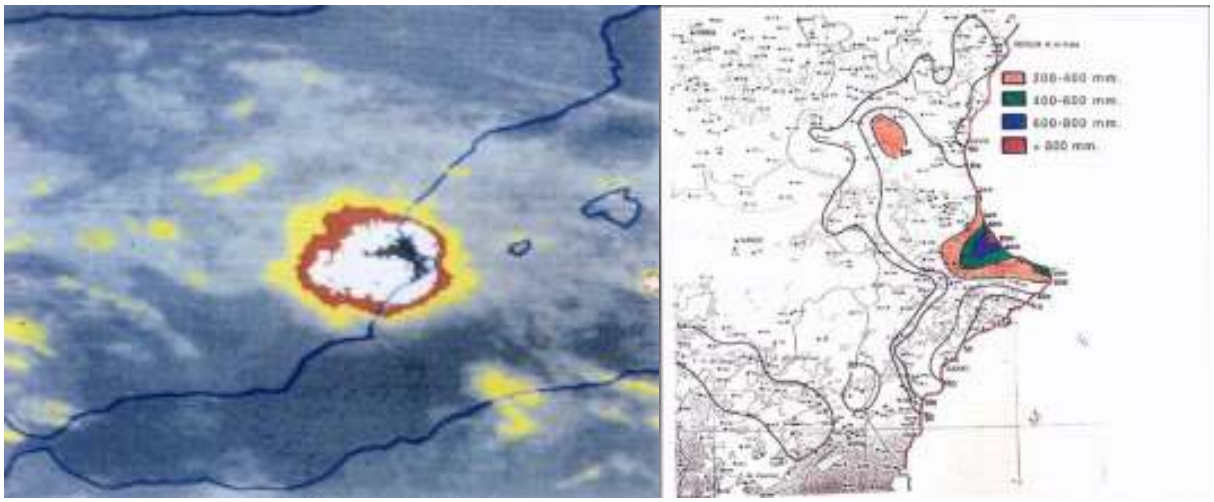


Figura 44.11: Izquierda: Imagen de satélite infrarroja de día 4 de noviembre de 1987, a las 05:30 UTC, realzada en falso color; el amarillo corresponde a una temperatura de radiación de -32 °Ca -42 °C, el rojo de -42 °Ca -54 °C, el blanco de -54 °Ca -64 °Cy el negro por debajo de -64 °C. Derecha: mapa de precipitación recogida en el día pluviométrico 3-4 de noviembre de 1987. El máximo de más de 800 mm está enmarcado en una zona relativamente extensa en la que se superan los 400 mm [523]

El episodio consistió, en esencia, en la formación y semi-estacionamiento de sistemas convectivos de mesoescala, con notables desarrollos y cuyas zonas más activas estuvieron repetidamente situadas en el área de La Safor. Ver la Figura 44.11, tomada del análisis realizado por RIOSALIDO y otros autores de AEMET, en 1988[523], muy poco después del episodio.

Además de haber condiciones apropiadas al ascenso y la convección en niveles atmosféricos altos, sobre la región de Valencia, en niveles bajos el análisis manual (Figura 44.12) revela la presencia de una depresión, poco importante, centrada en la zona marítima comprendida entre las costas valencianas y las africanas, en situación muy apropiada para organizar un intenso flujo cálido y húmedo de aire mediterráneo, actuando como factor de alimentación e inestabilización, en este caso en la zona de La Safor y alrededores, que es donde ocurre la lluvia más copiosa, en el modo en el que se describe la influencia de las depresiones en las lluvias intensas mediterráneas en general, en el capítulo de este libro específicamente dedicado a los SPC en el Mediterráneo (cap. 32 en la página 537).

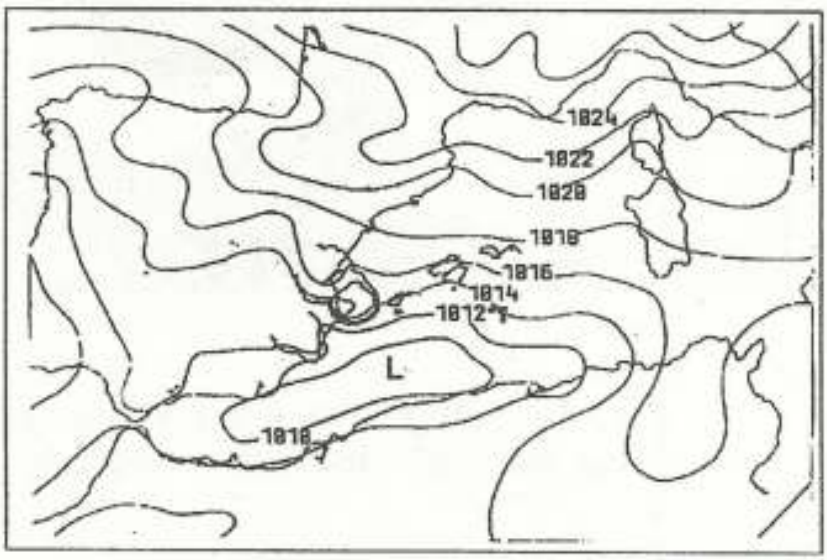


Figura 44.12: Análisis manual de presión a nivel del mar, día 4 de noviembre de 1987, a las 00 UTC; espaciado 2 hPa. La línea festoneada indica la situación del principal sistema convectivo de mesoescala (SCM) (de [315])

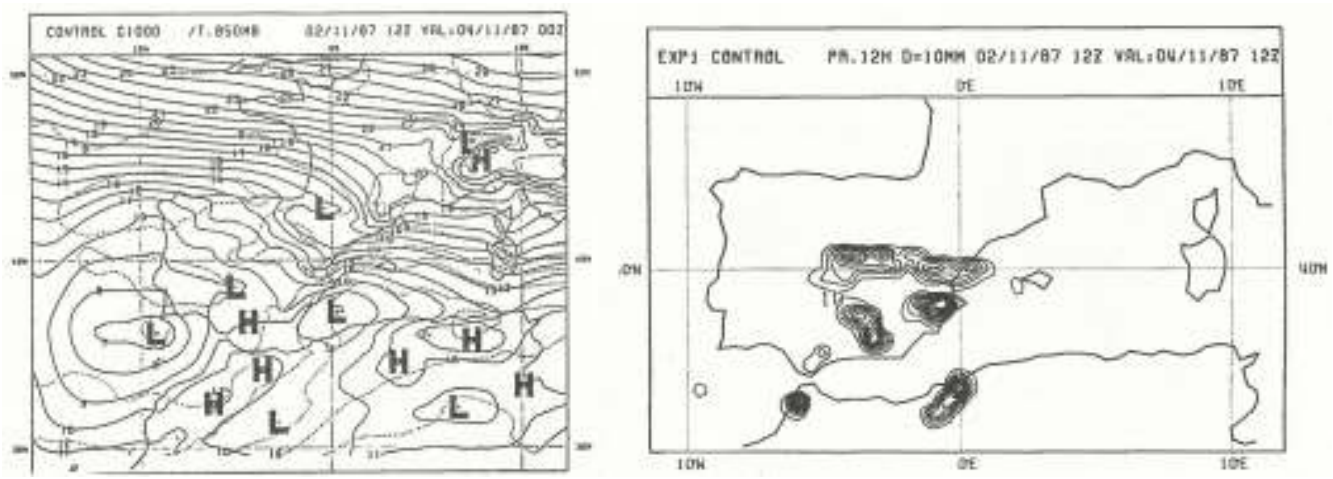


Figura 44.13: Simulación del episodio con el modelo LAM/INM, 0,455º de resolución. Izquierda: presión nivel del mar y temperatura en 850 hPa. Derecha: precipitación de 00 a 12 UTC del día 4-11-1987 (ver texto).

44.2.3 Predicciones correspondientes al episodio

En el entonces Instituto Nacional de Meteorología (actual AEMET), se hicieron, entre 1989 y 1991, varias tandas de experimentos numéricos, con el modelo entonces disponible, un modelo de área limitada proveniente del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio [90], para comprobar la capacidad del modelo de prever situaciones como la de noviembre de 1987 y para analizar los factores intervinientes. El modelo se usaba entonces con una resolución habitual de 0,91º de latitud y longitud. Los experimentos se hicieron con doble resolución (0,455º de latitud y longitud, que, de todos modos, sería una baja resolución vista hoy en día, del orden de los 45 km de lado de malla). Resultó chocante que, con la simple duplicación de resolución, un episodio como el de noviembre de 1987, no es que se hiciera predecible al detalle (era imposible), pero las predicciones daban buenas indicaciones sobre el tipo de situación meteorológica y precipitación generada (ver Figura 44.13).

En la Figura 44.13 podemos ver una simulación de control con el modelo LAM/INM vigente en 1987, con una malla lat x lon de 0,455º de resolución, con inicio el 2 de noviembre de 1987. En la parte izquierda de la figura, presión al nivel del mar (línea continua, espaciado 1 hPa) y temperatura a 850 hPa (línea de puntos, espaciado 2 ºC), día 4, a 00 UTC. En la parte derecha de la misma figura, precipitación en 12 h (de 00 a 12 UTC de día 4, espaciado 10 mm), con un máximo de más de 100 mm, localizado bastante cerca del máximo observado. Aunque no hay correspondencia absoluta, se pueden comparar esos resultados con las Figuras 44.11 en la página anterior y 44.12 en la página anterior [315].

En 2000, ROMERO, DOSWELL y RAMIS estudiaron casos mediterráneos importantes, incluyendo el de 3-4 de noviembre de 1987 [536]. Usaron el modelo norteamericano MM5 [236], [236], con una resolución horizontal de 20 km, que, sin ser alta, mejoraba la mayor del LAM/INM de los experimentos de 1990-91. Los resultados principales de estos experimentos numéricos se resumen en la Figura 44.14 en la página siguiente. Los paneles inferiores corresponden a una simulación completa del episodio mientras que los superiores se refieren a una simulación desprovista de orografía africana y sin tener tampoco en cuenta el intercambio de calor latente ligado a los procesos nubosos. En ambos casos se trata de simulaciones de 36 h que comienzan el 3 de noviembre de 1987 a las 00 UTC. A la izquierda se muestra la precipitación total acumulada durante la simulación (intervalo de 30 mm empezando en 10 mm, con indicación del máximo) y en tonos de gris claro y oscuro, respectivamente, las áreas afectadas por precipitación continuada durante más de 18 y 27 h. A la derecha se representa, para el 3 de noviembre a las 18 UTC, la presión a nivel del mar (línea continua, en hPa, últimas dos cifras solamente, con indicación de mesoaltas y mesobajas), la convergencia del viento horizontal a 925 hPa (línea discontinua, intervalo de $5\text{x}10^{-5}$ s^{-1} empezando en $5\text{x}10^{-5}$ s^{-1}) y la velocidad del viento en aquellas áreas donde es superior a 15 y 20 m s^{-1} en dicho nivel isobárico (gris claro y oscuro, respectivamente).

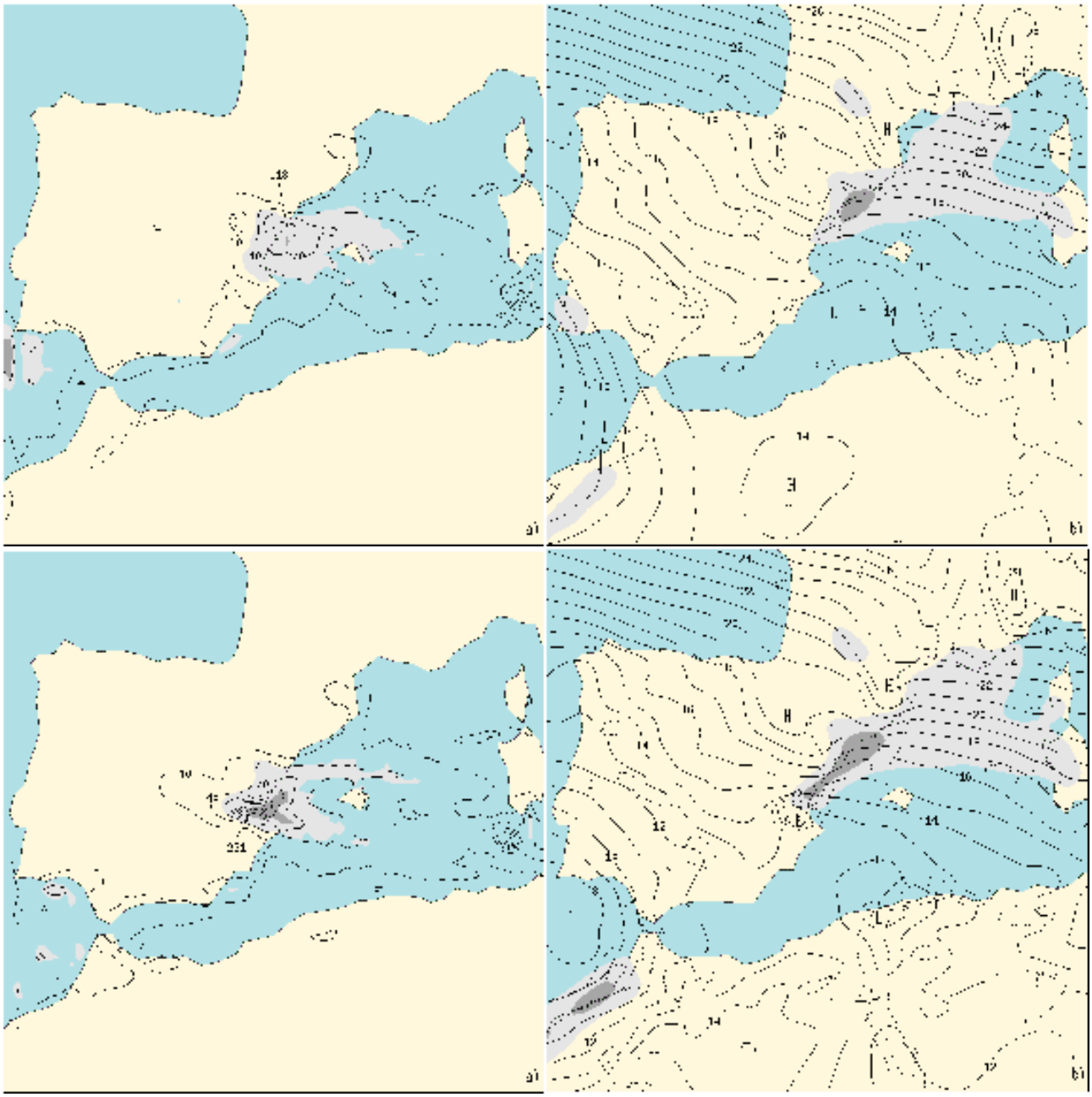


Figura 44.14: Episodio de Oliva_Gandía estudiado en ROMERO ET AL. *(2000[536]) con integraciones del modelo MM5[236] a 20 km, simulación completa (abajo) y sin orografía africana ni intercambios de calor latente en procesos nubosos (arriba), precipitación acumulada (izquierda) y circulación en niveles bajos (derecha). Ver texto.*

Se concluye de los experimentos una buena capacidad del modelo para simular el sistema convectivo longevo y cuasi-estacionario responsable de las fuertes precipitaciones, así como la gran relevancia de los dos factores físicos considerados (orografía africana y liberación de calor latente) para la configuración mesoescalar de la circulación en niveles bajos responsable de alimentar y focalizar al sistema convectivo.

En relación al caso que nos ocupa, los artículos de JANSÀ y otros [315] y el mostrado de Romero y otros [536] no permiten comparaciones precisas entre sí y con los análisis, porque las figuras presentadas no corresponden a los mismos momentos o a los mismos periodos temporales, pero podríamos decir que hay una congruencia suficiente. En cuanto a la situación meteorológica en niveles bajos, está claro que hay una depresión, relativamente poco intensa, centrada entre la costa argelina y la valenciana, dando lugar a un flujo cálido y húmedo sobre el Mediterráneo, apuntado a la zona sur de la provincia de Valencia (La Safor). El máximo de precipitación simulado por el MM5 está, como el señalado por el LAM/INM, próximo al máximo observado. En el caso del MM5 se superan

los 200 mm entre las 00 UTC de día 3 y las 12 UTC de día 4.

La congruencia a grandes rasgos, a escala intermedia, entre dos modelos bien distintos, partiendo de condiciones iniciales también distintas indica que, a esa escala, hay una buena predecibilidad. La comparación entre resultados sería como haber usado un sistema mínimo de predicción por conjuntos, de solo dos miembros (estilo SPC del hombre pobre, [166, 509], sec. 13.2.2 en la página 176).

44.2.4 Sensibilidad a la orografía

La relativamente buena predecibilidad que hemos encontrado en ese caso podría venir favorecida por la importancia de los efectos orográficos, que no tienen, en sí, incertidumbre. Aunque en ambos grupos de experimentos se hayan considerado factores distintos, la importancia del factor orográfico resulta clara en ambos y tiene el mismo sentido: la orografía africana (Atlas) contribuye decisivamente a la generación de la depresión marítima y, con ello, a la organización y localización del flujo cálido y húmedo, alimentador de la lluvia fuerte.

El relieve pirenaico contribuye, también, a la organización de ese flujo, mientras que el relieve interior a la zona de La Safor (sierra Aitana, en particular), es un factor clave de escala menor, forzando ascenso del aire mediterráneo incidente, condicional o convectivamente inestable.

La Figura 44.15 en la página siguiente muestra, a partir de uno de los experimentos con el LAM/INM, el impacto en la situación meteorológica en niveles bajos y la precipitación simulada cuando toda la orografía es fuertemente reducida, aplicando un factor 0,3 a la altitud media de toda la región. La depresión marítima se debilita claramente, con lo que también se desorganiza y debilita el flujo de aire mediterráneo y el máximo de lluvia pierde casi la mitad de su valor, en relación al experimento de control, además de sufrir cierto desplazamiento (compárense las Figuras 44.13 y 44.15).

Faltaría realizar experimentos con modelos deterministas y usando SPC de resolución suficiente para analizar la *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163) en detalle, a escala pequeña, para ese interesante episodio. Estos aspectos se abordan con detalle en las secciones 44.3 en la página 680 y 44.4 en la página 689 de este mismo capítulo.

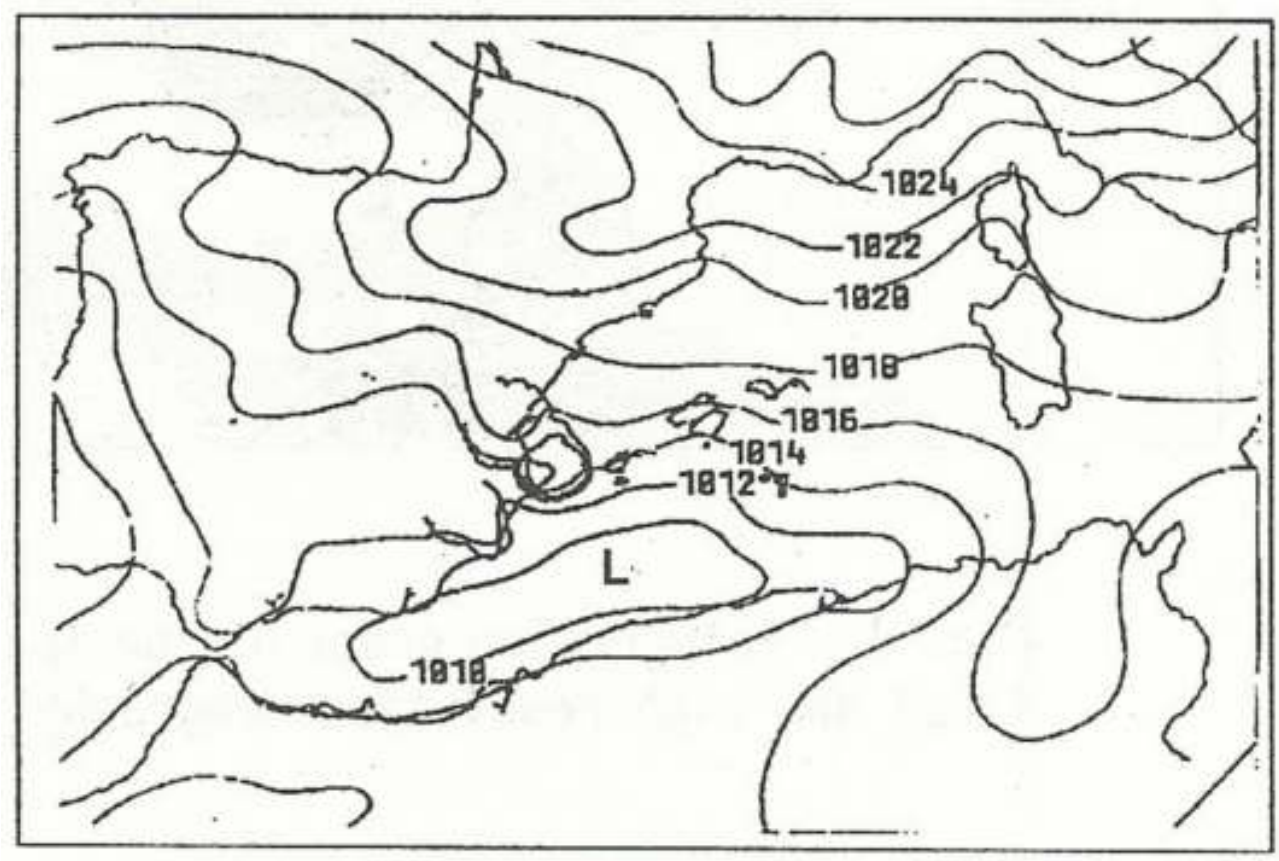


Figura 44.15: Igual que la Figura 44.13, para un experimento con orografía reducida (x 0,3) (De JANSÀ, GARCÍA-MOYA Y RODRÍGUEZ *[315])*

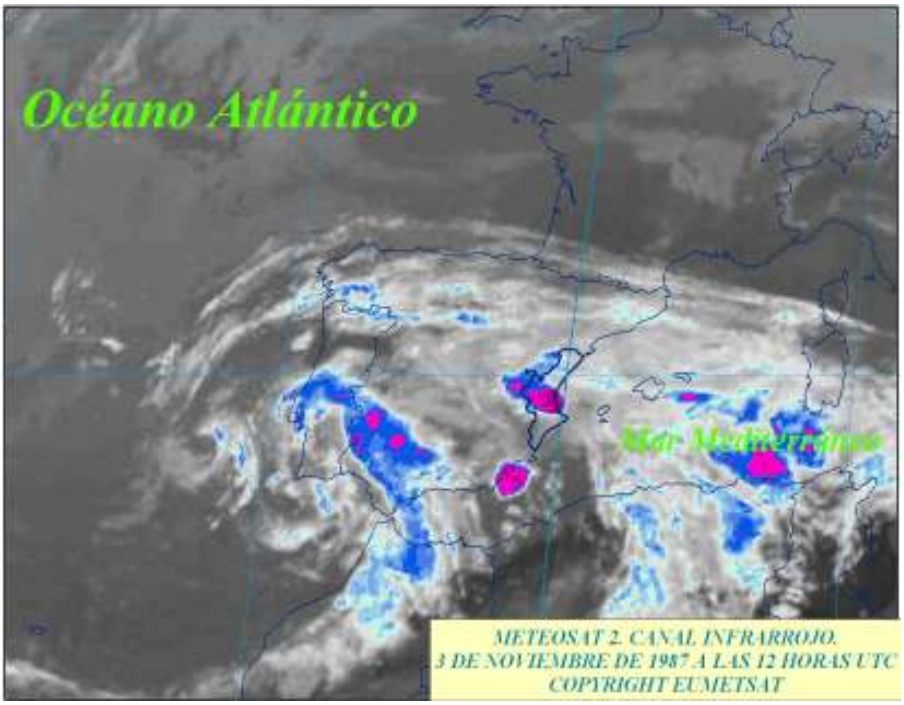


Figura 44.16: Imagen infrarroja realzada del satélite Meteosat correspondiente a las 12 UTC del 03-11-1987.

44.3 Repredicción con HARMONIE-AROME

JUAN PABLO SIMARRO GRANDE
D. T. Valencia, AEMET

RAFAEL ARMENGOT SERRANO
Ex Predictor en GPV de Valencia, AEMET

44.3.1 Configuración del experimento

En esta sección realizamos una simulación del episodio del 3 de noviembre de 1987 utilizando el modelo HARMONIE-AROME [40] (sec. 20.4 en la página 316) y el reanálisis ERA-Interim [149]. Durante este episodio se produjeron precipitaciones extraordinarias, con máximos superiores a 800 mm, y áreas relativamente extensas por encima de 500 mm. La situación meteorológica se caracterizó por una DANA centrada al suroeste de la península ibérica, con flujo del mediterráneo húmedo e inestable sobre la costa levantina. La imagen de satélite infrarroja del las 12 UTC del 03-11-1987 refleja bien la estructura meteorológica que causó estas precipitaciones (Figura 44.16). La Figura 44.17 en la página siguiente muestra las precipitaciones observadas.

ERA-Interim es una base de datos del ECMWF (cap. 19 en la página 295), consistente en reanálisis atmosféricos desde 1979 hasta la actualidad. En dicha base de datos se almacena una gran variedad de datos: campos del modelo en distintos niveles atmosféricos y en superficie y campos derivados como integraciones en la vertical y promedios mensuales. ERA-Interim es un reanálisis mejorado con respecto de la versión anterior, el ERA-40 [618], en aspectos relacionados con el ciclo hidrológico y la circulación en la estratosfera. También se han mejorado el control de calidad de las observaciones y la corrección de BIAS (sec. 15.2.3 en la página 217).

El reanálisis ERA-Interim usa el mismo método de asimilación de datos (sec. 10.3 en la página 141) y el mismo modelo atmosférico (cap. 10 en la página 137) para todo el período y por tanto es consistente desde este punto de vista.

ERA-Interim se integra con una ventana de 4D-VAR de 12 horas y se realizan además IO y 3D-VAR generando campos cada 6 y 3 horas: se produce un análisis de los campos atmosféricos (temperatura, viento, humedad, ozono y presión en superficie) y de los campos de superficie (temperatura, humedad, nieve y oleaje), utilizando como campo previo la predicción realizada con el análisis anterior, de 12 horas antes. Para el análisis se utiliza el método 4D variacional (sec. 10.5 en la página 142), con una ventana temporal de 12 horas, una resolución horizontal de 80 km (T255) y 60 niveles en la vertical. El modelo atmosférico utilizado es la versión de 2006 del modelo IFS del ECMWF, denominado en este volumen ECHRES (el ciclo Cy31r2) ver sec. 19.2 en la página 297.

Así como ERA-Interim es consistente respecto de la asimilación de datos y el modelo, el número y tipo de observaciones cambia significativamente desde 1979 hasta la actualidad, pasando de unas 10^6 observaciones por día en 1979 hasta cerca de 10^7 en 2010. El número de observaciones desde satélites meteorológicos aumenta claramente, mientras que se mantiene más constante el de observaciones convencionales, tales como los partes surface synoptic observations (SYNOP) o TEMP.

Una de las aplicaciones de los reanálisis es el estudio de la variabilidad atmosférica interanual y en escalas de tiempo de décadas. Respecto del estudio del cambio climático, el ERA-Interim y los reanálisis en general, deben ser tratados con cautela y hay un debate científico sobre su utilidad en este área.

En este ejercicio hemos usado ERA-Interim para realizar una simulación de alta resolución del episodio del 3 de noviembre de 1987, usando el modelo de alta resolución HARMONIE-AROME con las condiciones iniciales y de contorno procedentes del reanálisis. De este modo ponemos a prueba, tanto el reanálisis como el modelo de alta resolución en su capacidad para simular un caso excepcional. Hay que mencionar que el salto de resolución del ERA-Interim al HARMONIE-AROME es grande, de 80 km a 2.5 km. Este salto reduce la calidad de la simulación inevitablemente. Aún así, no se aprecian problemas numéricos en las zonas del contorno, y los resultados son, sorprendentemente o no, relativamente consistentes.

El modelo HARMONIE-AROME es un modelo de alta resolución no hidrostático que permite simular explícitamente la convección. En la configuración que hemos utilizado, el área de integración está centrada en la península ibérica, con 2.5 km de distancia entre puntos de malla y 65 niveles en la vertical. Las condiciones iniciales se han tomado directamente del reanálisis ERA-Interim, así como las condiciones de contorno, cada tres horas de integración. La simulación comienza a las 00 UTC del día 3 de noviembre de 1987, y se prolonga hasta 36 horas, a las 12 UTC del día 4. El modelo HARMONIE-AROME se usa actualmente de forma operativa en AEMET, conjuntamente con otros modelos, especialmente el modelo global ECHRES del ECMWF (sec. 19.2 en la página 297).

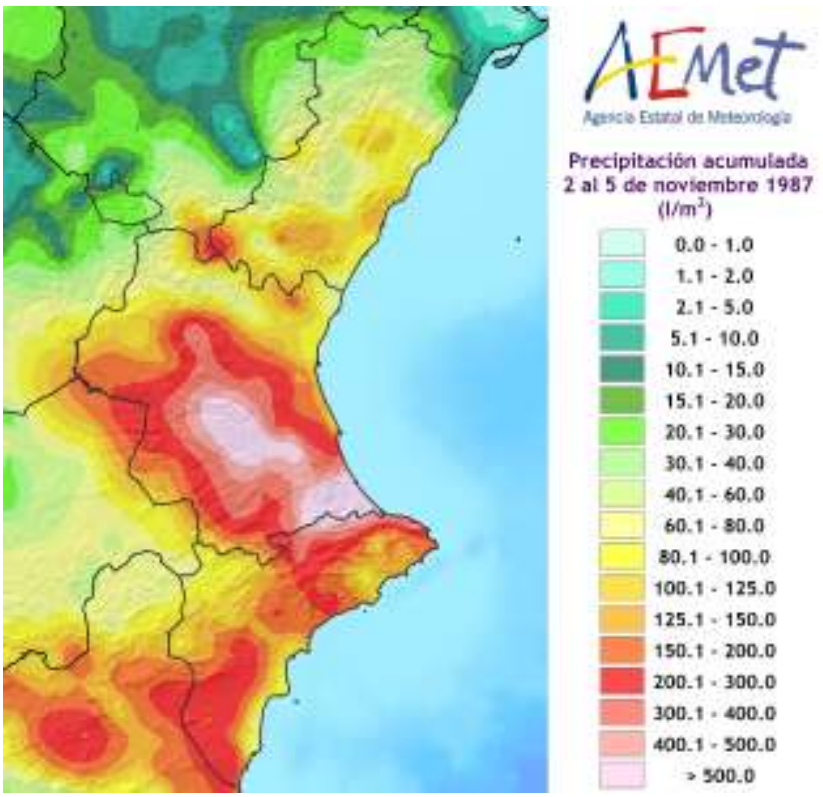


Figura 44.17: Precipitación acumulada en el entorno de la Comunidad Valenciana durante el episodio.

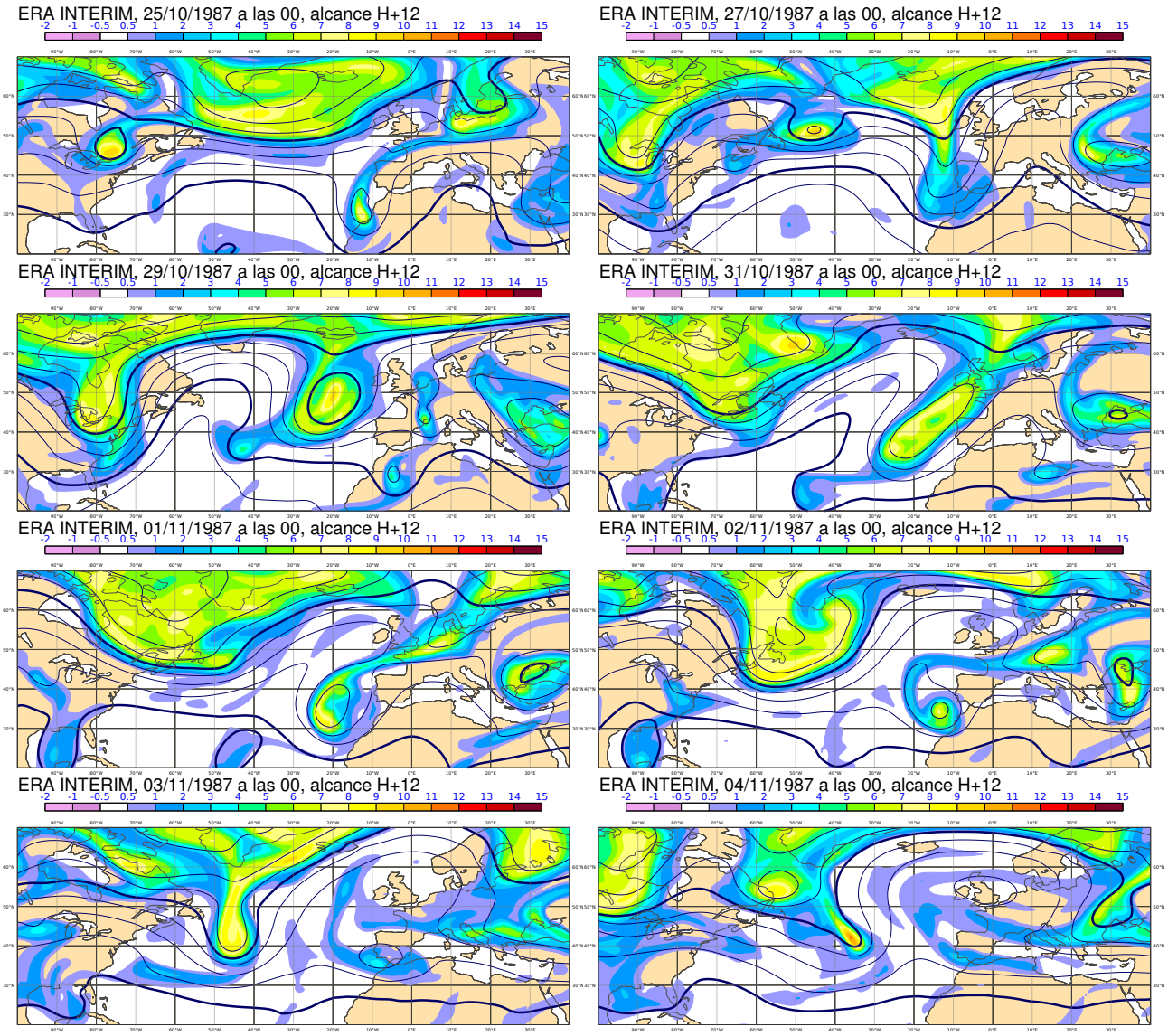


Figura 44.18: Evolución de la vorticidad potencial y geopotencial en 300 hPa.

44.3.2 Génesis de la situación del 03-11-1987

Antes de presentar los resultados de la simulación HARMONIE-AROME, analizamos la situación del 3 de noviembre desde el punto de vista de diagnóstico meteorológico, a la vista del reanálisis ERA-Interim. Para ello, nos valemos de los campos de geopotencial y vorticidad potencial (PV) en 300 hPa (niveles altos), geopotencial y temperatura en 500 hPa (niveles medios) y geopotencial y humedad relativa en 700 hPa (niveles medio-bajos).

El día 25-10-1987, 10 días antes de la situación de interés, ya estaba formada la perturbación que se propagaría y transformaría en los días siguientes, produciendo las precipitaciones del día 03-11-1987 en la Comunitat Valenciana. En ese momento estaba situada en el noreste de Estados Unidos, tal como se aprecia claramente en la Figura 44.18, configurada como una baja aislada en niveles altos con un máximo de vorticidad potencial (PV) de unos 10 PVU. Dos días más tarde, el 27-10-1987, la baja se había trasladado hacia el oeste situándose en 45º W 50º N, sin aumentar su extensión y manteniendo el máximo de PV. En ese mismo día una vaguada estaba entrando en la península ibérica. Dos días más tarde, el 29-10-1987, la baja aislada en altura se había trasladado hacia el oeste, bajando algo de latitud, y situándose 20º W 45º N. Su extensión era entonces mucho mayor, sin perder intensidad y manteniendo los máximos de PV por encima de 10 PVU. Dos días más tarde, el 31-10-1987, la perturbación se deformó, orientándose en dirección suroeste-noreste, bloqueada en cierta medida por una potente dorsal sobre Europa.

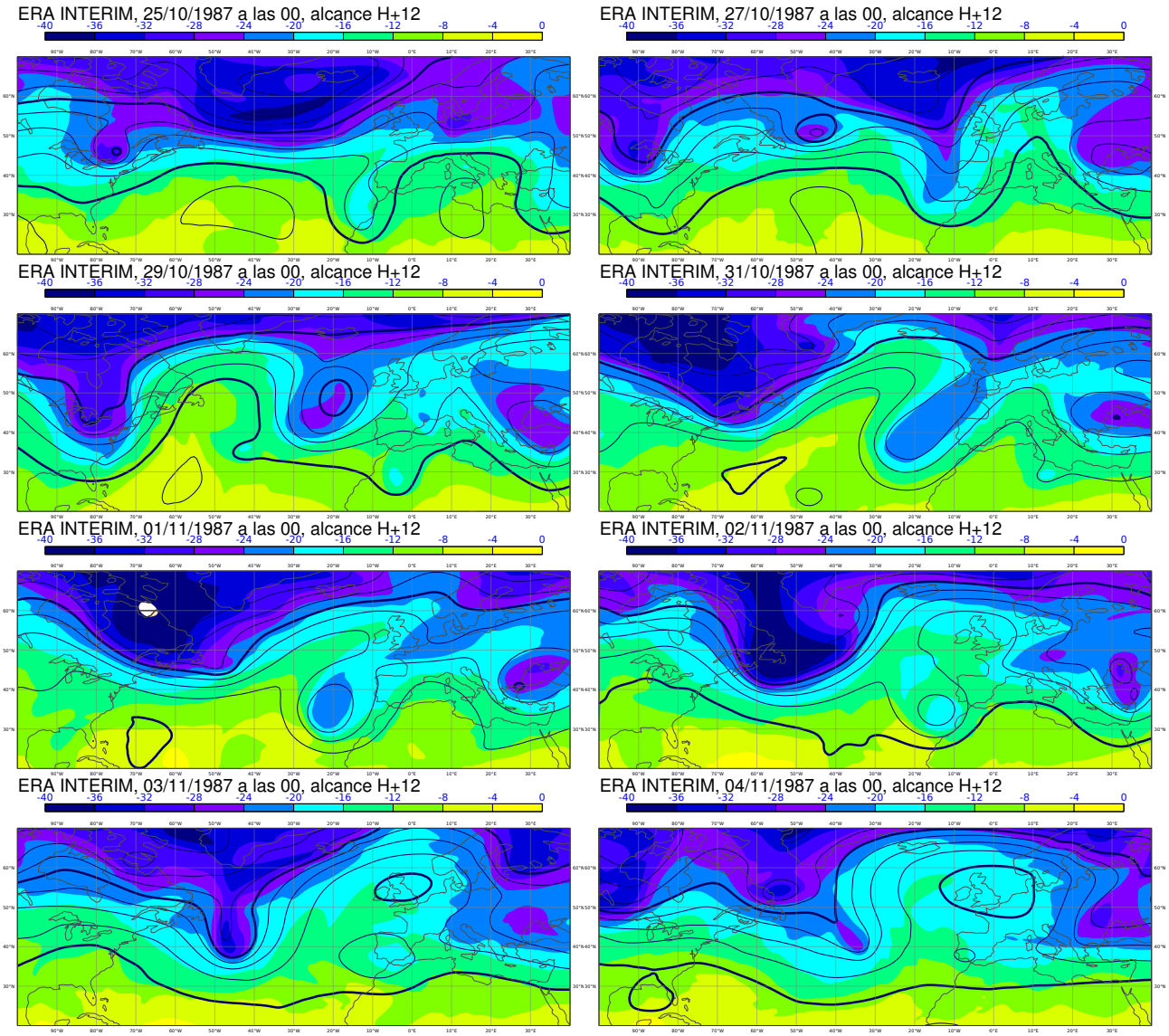


Figura 44.19: Evolución de temperatura y geopotencial en 500 hPa.

Al día siguiente, el 01-11-1987, la perturbación se había descolgado definitivamente de la circulación del frente polar, enroscándose y dejando una zona de altas presiones al norte. Durante los días siguientes, días 2 y 3, la perturbación se desplaza lentamente hacia el este, centrándose en el golfo de Cádiz al final del período, en una configuración muy favorable a precipitaciones torrenciales en la Comunitat Valenciana. La moderada advección diferencial de vorticidad y la difluencia en niveles medios-altos que proporciona la DANA en su flanco oriental, son importantes elementos de forzamiento. En paralelo, se forma una depresión en niveles bajos entre Argelia y el sureste peninsular, canalizando una advección de aire mediterráneo con muy largo recorrido marítimo, muy húmeda y potencialmente inestable. La fecha, principios de noviembre, entra en el período de mayor potencialidad ligada a la inercia térmica del Mediterráneo. Todo ello era una configuración muy favorable a precipitaciones intensas en la Comunitat Valenciana. Finalmente, a lo largo del día 4 desapareció el mínimo de vorticidad potencial y fueron cesando los elementos de forzamiento.

En niveles medios, en los mapas de geopotencial y temperatura en 500 hPa (figura 44.19), se refleja la perturbación y su evolución desde el día 25-10-1987 hasta el 04-11-1987 . El día 25-10-1987, la temperatura en el centro de baja era en 500 hPa de unos -30 ºC. Durante la travesía por el Atlántico Norte, desde día 25 al 29-10-1987, la temperatura en niveles medios aumenta unos 4 ºC, hasta unos -26 ºC en 500 hPa. Durante el proceso de elongación y descuelgue de la circulación del frente polar, días 31/10 al 01-11-1987, la masa de aire de la baja se calienta otros 4 ºC más, con mínimos de -22 ºC en 500 hPa al final de este período. El día 03-11-1987 la temperatura en 500 hPa era de -18 ºC.

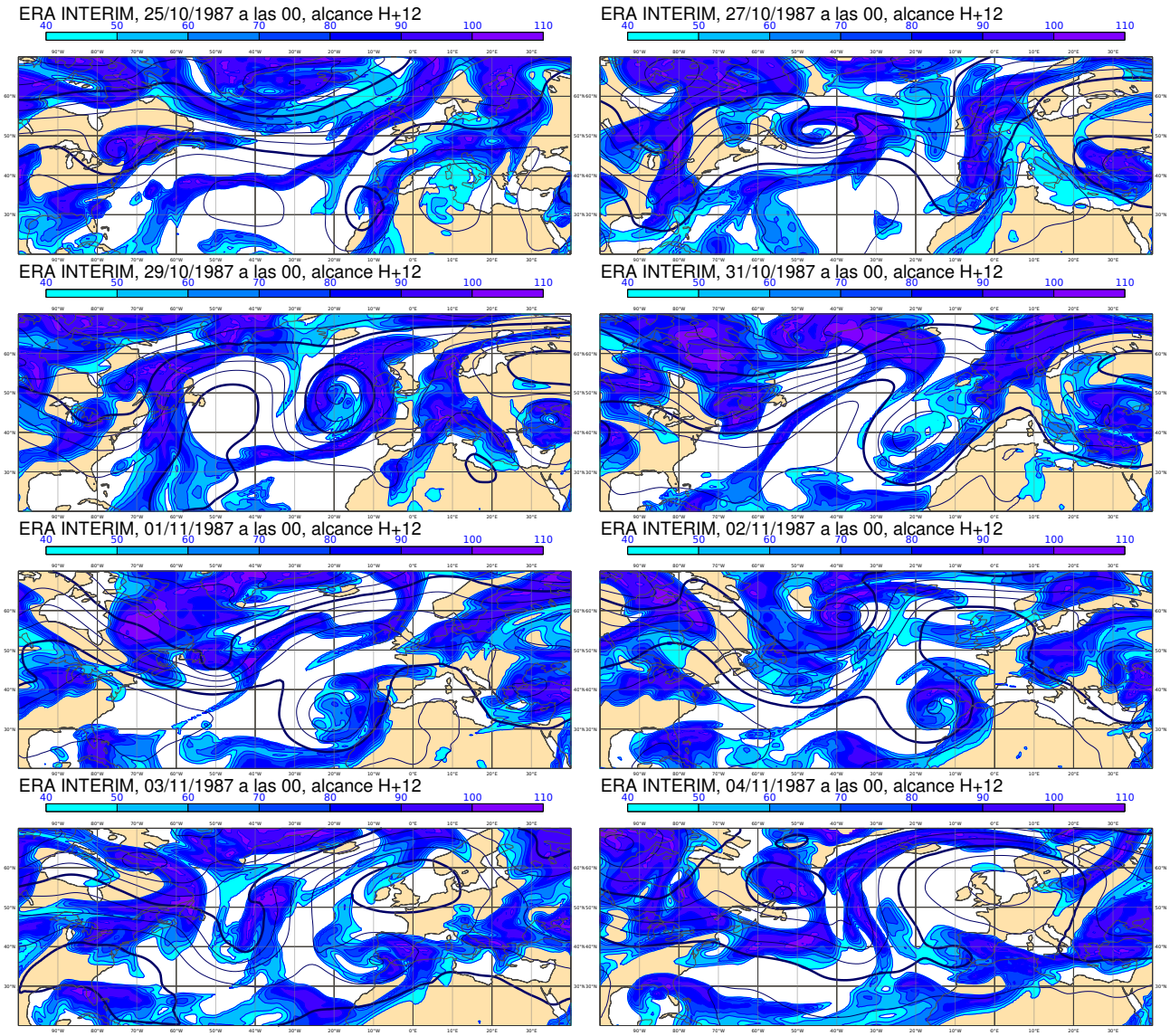


Figura 44.20: Evolución de humedad relativa y geopotencial en 700 hPa.

En los mapas de geopotencial y humedad relativa en 700 hPa (Figura 44.20) se aprecian los sistemas frontales asociados a la perturbación. Ya el día 25-10-1987, con la baja situada en el noreste del Estados Unidos, había un frente frío y cálido claramente visibles. Dicha estructura frontal se mantuvo durante los siguientes dos días. El día 27-10-1987 el frente estaba ocluido, con una forma enroscada alrededor de las bajas presiones, conectándose con otras zonas frontales situadas hacia el suroeste de la baja. En la fase de elongación, día 31-10-1987, la estructura frontal se desdibujó. Sin embargo, tras el descuelgue de la circulación del frente polar, la baja volvió a tomar fuerza, se tornó otra vez circular, y se formaron estructuras frontales alrededor del centro, tal como se aprecia en el mapa del día 02-11-1987. El día 03-11-1987 el campo de humedad relativa muestra zonas muy amplias con valores superiores al 80 % en prácticamente toda la península ibérica y alrededores.

En resumen, este somero análisis de la génesis de la perturbación que produjo las precipitaciones torrenciales el día 03-11-1987 en la Comunitat Valenciana nos indica que esta DANA tuvo un largo recorrido, estando definida al menos desde el día 25 de octubre. Durante los días 25 al 29 cruza el Atlántico Norte, y al llegar a Europa sufre una deformación, elongándose y perdiendo durante unos días su forma circular. En este proceso se separa de la circulación del frente polar, y queda confinada en latitudes más bajas, bloqueada por sendas dorsales al oeste y este, recuperando su forma circular. La dorsal al este toma fuerza y se extiende hacia el noroeste, situándose el día 03-11-1987 al norte de la baja, que en ese momento se centraba en el golfo de Cádiz.

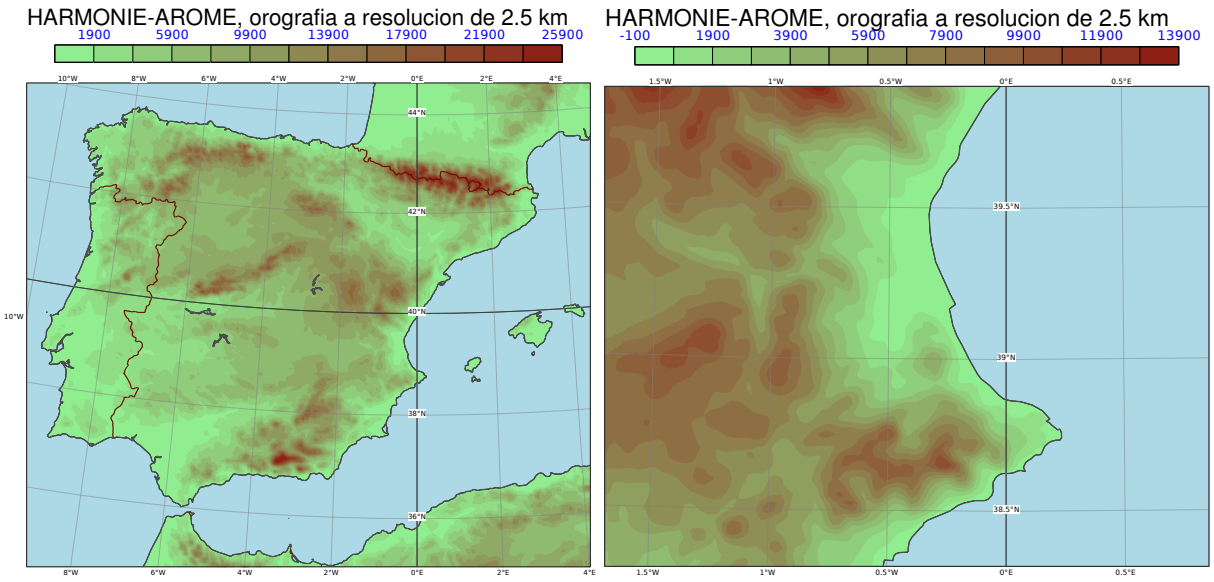


Figura 44.21: Orografía del modelo HARMONIE-AROME utilizada en la simulación. Se representa el geopotencial de superficie (m^2/s^2).

44.3.3 Simulación HARMONIE-AROME

Se han hecho dos simulaciones HARMONIE-AROME independientes, la primera comienza el 03-11-1987 a las 00 UTC y la segunda el 04-11-1987 a las 00 UTC, ambas con un alcance de 36 horas. Es decir, conjuntamente cubren desde las 00 UTC del día 3 hasta las 12 UTC del día 5. El modelo usa una representación de la orografía mucho mejor que la del ERA-Interim y tiene capacidad de modelizar la convección profunda de forma explícita. Simular la convección profunda de forma explícita, especialmente en casos como el estudiado en el que se produjeron precipitaciones extraordinarias, influye drásticamente en la predicción del campo de precipitación acumulada. Los modelos hidrostáticos con resoluciones de 10 km o peores, simulan la convección profunda de forma menos exacta, incluyéndola en las llamadas parametrizaciones físicas (sec. 10.5 en la página 145) del modelo. Los modelos de alta resolución no hidrostáticos, al simular la convección profunda explícitamente, producen campos de precipitación más realistas, con máximos más cercanos a los observados. La resolución horizontal empleada en la simulación es de 2.5 km, lo que permite una representación relativamente buena de los vientos locales y la influencia de los accidentes geográficos sobre la configuración de éstos, sobre todo en niveles bajos.

Es conocida la influencia que tiene la orografía de la Comunitat Valenciana en las situaciones de precipitaciones intensas, en particular las cordilleras del sector bético, como las sierras de Aitana, Mariola, Benicadell y la Safor [20] (sección 44.1 en la página 664). Estas sierras y profundos valles que conforman la compleja orografía de la zona, orientados mayoritariamente en la dirección suroeste-nordeste, influyen en las convergencias del viento en niveles bajos, en la inestabilización de masa de aire por ascenso, en la formación de ondas gravitatorias, en el anclaje de sistemas convectivos, en definitiva, en la formación de sistemas convectivos eficientes. La orografía utilizada (Figura 44.21) se acerca a la real, aunque, evidentemente, se deja muchos detalles por representar. Resulta difícil evaluar la influencia que estos detalles orográficos omitidos pueden tener en este caso concreto.

El episodio pluviométrico real tuvo dos grandes fases. Una primera protagonizada por un potentísimo SCM, que afectó a la comarca de la Safor a lo largo de gran parte del día 3, con máximos en menos de 24 horas de 817 mm en Oliva y 864 en Gandía. Y una segunda que fue tomando fuerza a partir de la tarde del día 3 y no cesó hasta la madrugada del día 5. Se apoyó marcadamente en la orografía. Afectó especialmente a comarcas interiores de la cuenca del Júcar y totalizó máximos altísimos, como los 786 mm en Sumacàrcer (Ribera Alta), 714 en Millares (Canal de Navarrés) y 629 en Beniatjar (Vall d'Albaida).

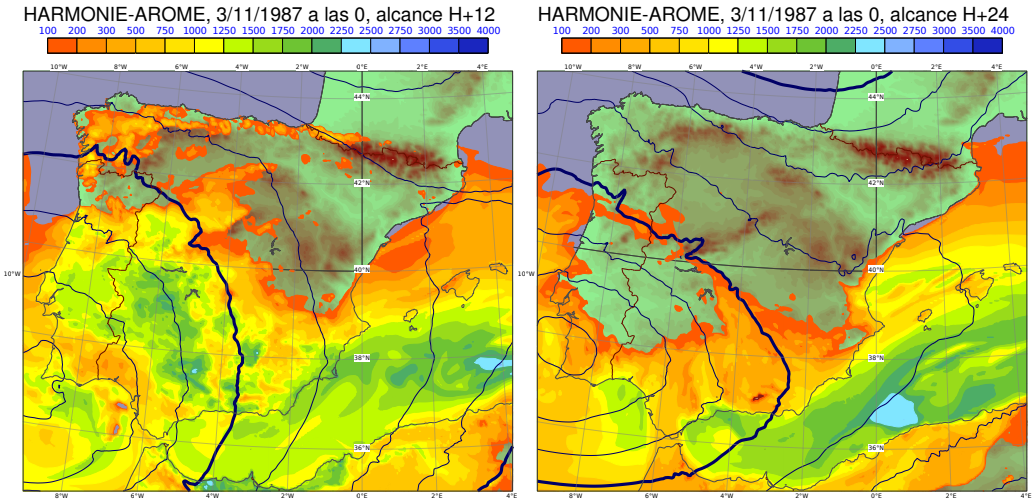


Figura 44.22: convective available potencial energy (CAPE) y geopotencial en 500 hPa, alcances 12 y 24 de la pasada de las 00 UTC del 03-11-1987.

Las precipitaciones se produjeron en una zona de frontera entre un entorno altamente inestable al este, con valores de CAPE altos en amplias zonas del Mediterráneo, con máximos superiores a 2000 J/kg (ver Figura 44.22), y una zona estable en el interior. La Comunitat Valenciana quedó inmersa en dicha frontera. La configuración del viento era del noreste en niveles bajos, girando hasta suroeste en niveles altos (Figura 44.23). Esta configuración es típica en situaciones de precipitaciones intensas en la Comunitat Valenciana, facilitando la organización de la convección y su carácter cuasi-estacionario durante un período prolongado.

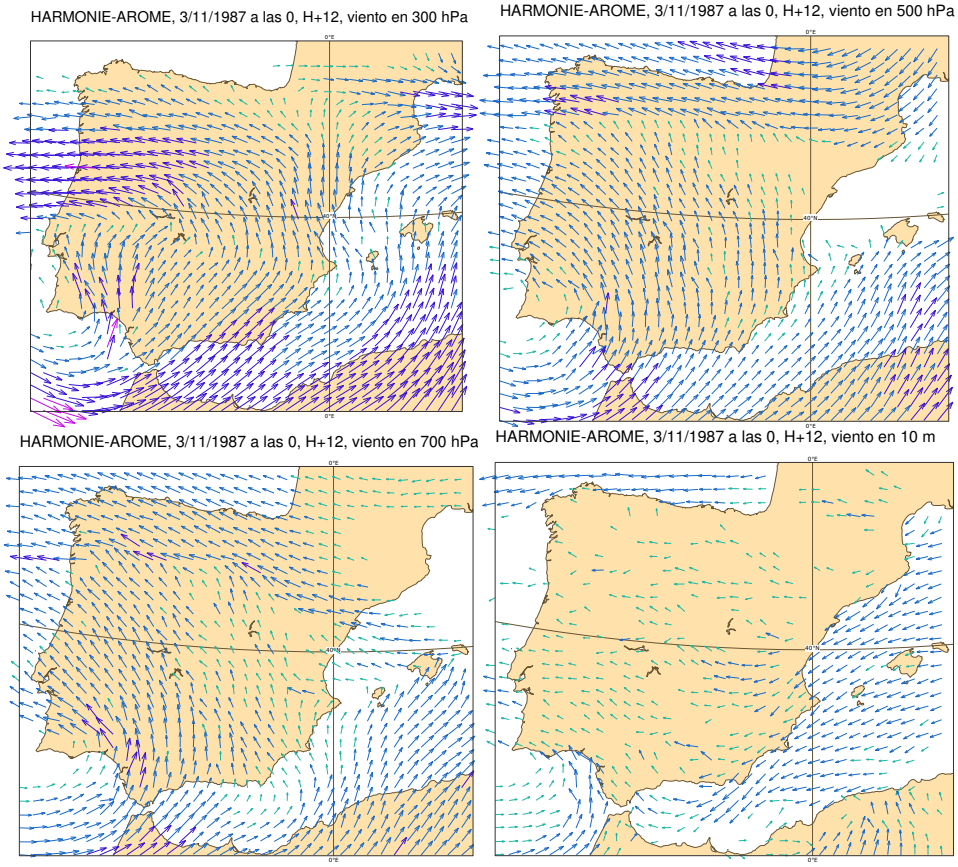


Figura 44.23: Viento en 300, 700, 500 hPa y a 10 m a las 12 UTC del 03-11-1987. El viento por debajo de 5 m/s no se plotea.

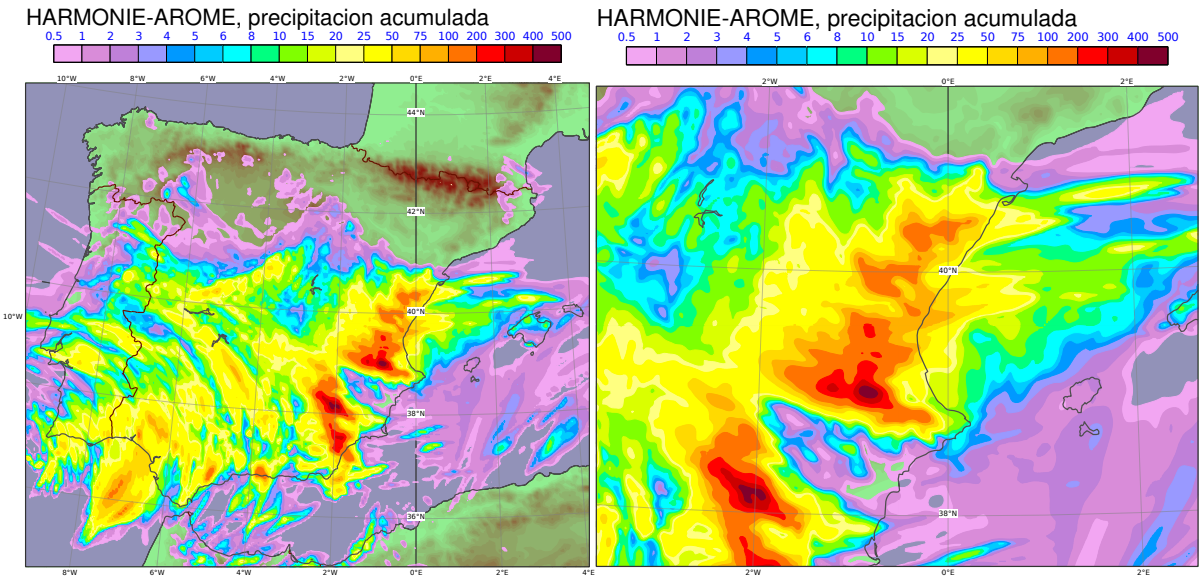


Figura 44.24: Precipitación acumulada en la simulación de HARMONIE-AROME, desde las 00 UTC del 03-11-1987 hasta las 12 UTC del 05-11-1987. Derecha, detalle sobre la Comunitat Valenciana.

Se muestra a continuación el resultado de las dos integraciones realizadas, que comienzan a las 00 UTC de los días 3 y 4, ambas con un alcance de 36 horas, como ya se ha mencionado. La precipitación total acumulada en todo el episodio alcanza los 200 mm en amplias áreas, sobre todo del interior, y máximos cercanos a 500 mm, tal como se observa en la Figura 44.24. La precipitación acumulada en el episodio se ha calculado sumando la precipitación acumulada desde las 00 UTC del día 3 hasta las 06 UTC del día 4 correspondiente a la primera simulación, y la precipitación acumulada desde las 06 UTC del día 4 hasta las 12 UTC del día 5 de la segunda. Comparando el análisis del campo de precipitación observado (Figura 44.17 en la página 681) y el simulado (Figura 44.24) vemos similitudes notables, tanto en la localización como en las magnitudes, con algunas diferencias importantes.

En efecto, respecto a la primera fase del episodio, la integración no consigue representar el SCM de la Safor. Sólo refleja una zona de precipitación poco extensa en la madrugada y mañana del día 3, que nace en el interior-sur de la comarca de la Safor y se traslada posteriormente hacia el oeste, pero que no afecta al litoral ni tiene una magnitud muy destacable. Sea por insuficiencia del reanálisis ERA-Interim, con una malla de 80 km demasiado poco densa para estos fenómenos, sea por el salto de resolución a HARMONIE-AROME, o por problemas achacables a este modelo, la simulación muestra poca calidad en esta fase.

Por contra, los resultados de la segunda fase muestran una calidad muy superior. Se simulan bien la enorme magnitud y la localización de las principales zonas de precipitación. El máximo de la simulación se sitúa en la sierra de Enguera con 488 mm, no muy alejado de los máximos de más de 600 mm registrados en esta zona. Esta fase, de gran dimensión y muy modelada por el relieve, queda definida de forma bastante aceptable por HARMONIE-AROME.

En cuanto a la evolución temporal de la precipitación en el área de la Comunitat Valenciana y alrededores, la simulación aumenta la actividad paulatinamente, desde la madrugada del día 3 hasta un máximo por la tarde del día 4, con máximos relativos. Y disminuye paulatinamente desde entonces hasta cesar casi por completo al final de la integración, el día 5 a mediodía, como se observa en la Figura 44.25 en la página siguiente.

Como conclusión, podemos señalar que este experimento se ha realizado treinta años después del importantísimo episodio que lo motiva. Es una muestra de los grandes avances de la modelización numérica en este período, pero también de sus limitaciones e incertidumbres. Si se repitiera este mismo episodio, parece que la modelización sería una importantísima guía para la predicción y vigilancia de su segunda parte, marcadamente sinóptica y muy apoyada en la orografía. Por contra, nos mantiene en la incertidumbre respecto a la posibilidad de haber predicho con antelación el gran SCM que afectó a la comarca de la Safor y que inició el episodio.

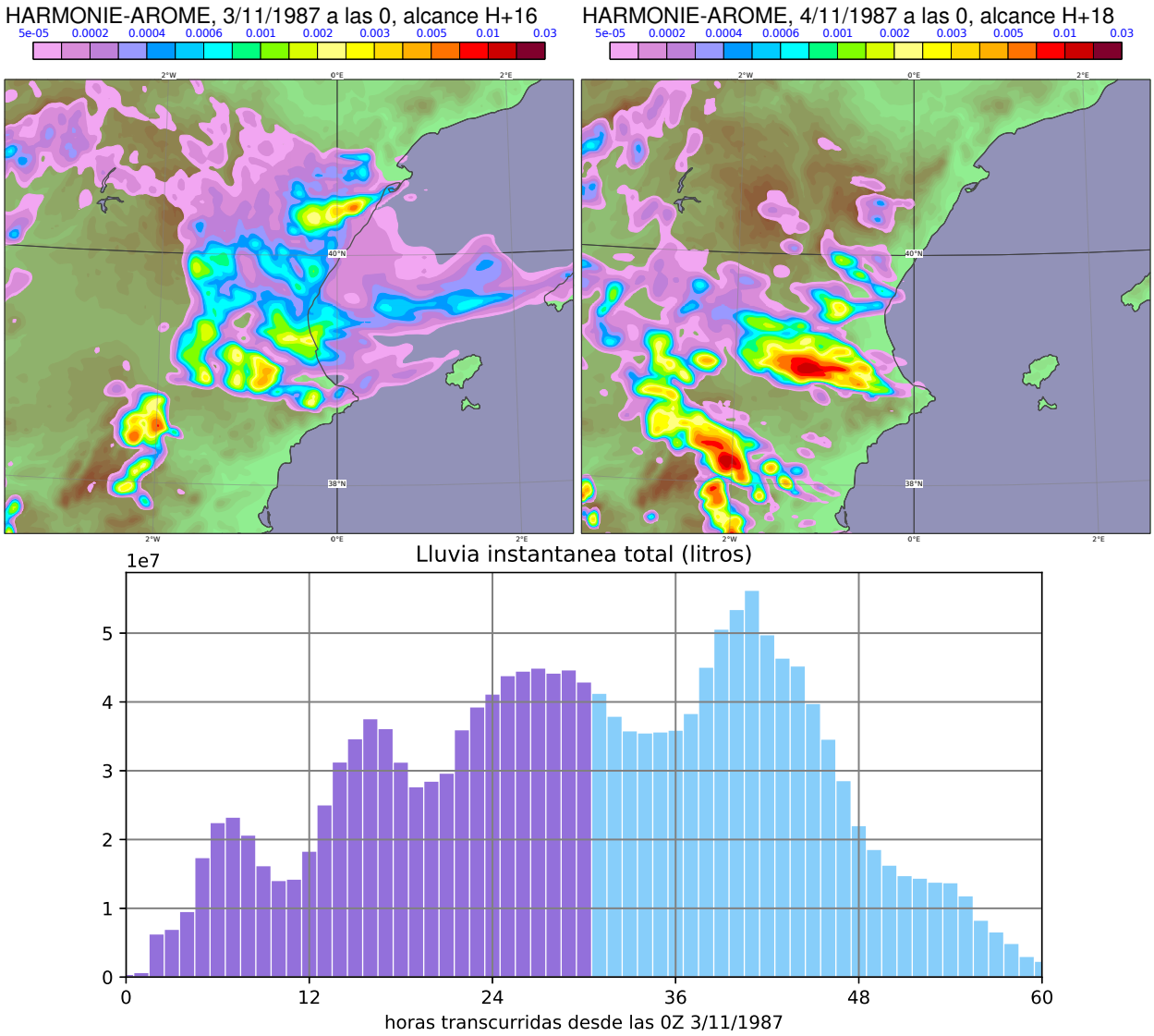


Figura 44.25: Evolución de la precipitación en el área de la Comunitat Valenciana y alrededores durante el episodio. Arriba, lluvia o gotas de agua precipitable en dos momentos de máxima actividad (litros por metro cuadrado). Abajo, evolución de la lluvia total en el área (en litros), coloreado según corresponda a la simulación del día 3 (morado) o del día 4 (azul).

44.4 Repredicción con AEMET-γSREPS

ALFONS CALLADO I PALLARÉS Y MARC COMPTE ROVIROLA
Delegación Territorial en Cataluña, AEMET

El SPC de alta resolución AEMET-γSREPS operativo en AEMET a 2,5 km (cap. 22 en la página 339) se ha utilizado para simular el episodio del superrécord de Oliva-Gandía del 3 y 4 de noviembre de 1987 con la idea de ahondar más, desde el punto de vista de la predecibilidad del mismo, en relación con la pregunta (sec. 44.2.2 en la página 674): ¿podría haberse previsto una lluvia de copiosidad semejante con los SPC actuales de alta resolución?

44.4.1 Enfoques y aspectos

Como hemos dicho, para responder a la pregunta *¿podría haberse previsto una lluvia de copiosidad semejante con los SPC actuales de alta resolución?* utilizaremos el SPC de alta resolución γSREPS, estudiando la predecibilidad que aporta al episodio y capacidad de limitar las incertidumbres, desde dos enfoques distintos, uno más académico y otro bajo la óptica de la predicción operativa (cap. 4 en la página 35).

Enfoque académico: analizando las salidas del SPC AEMET-γSREPS en las dos fases del episodio (sec. 44.3.3 en la página 685):

1. La primera fase del día 3, con un SCM, es decir, con organización de la convección en la escala convectiva.
2. La segunda del día 4 hasta el mediodía del día 5, con un forzamiento sinóptico más determinante en la evolución del citado SCM y, quizás, con una focalización más notoria de la precipitación por la orografía local.

Predicción operativa: como si fuéramos predictores el día 2 de noviembre de 1987 por la tarde y dispusiéramos de la simulación del γSREPS, prediciendo los avisos meteorológicos de precipitaciones acumuladas en 12 horas, para el día siguiente día 3 y para el pasado-mañana día 4, emulando tal como se pondrían hoy en día desde el Sistema Nacional de Predicción de AEMET.

Es importante recordar, por otro lado, el argumento ya expuesto en el presente capítulo, de la necesidad de SPC construidos con modelos de predicción del tiempo de alta resolución para una mejor predicción de estos tipos de eventos de lluvias convectivas marítimas (sec. 44.1.2 en la página 667), en el entorno peculiar del Mediterráneo occidental, de cubeta en mar cálido casi encerrado por altas montañas (sec. 32.5 en la página 543), para acotar y delimitar mejor la incertidumbre.

Excepcionalidad del episodio de Oliva-Gandía. La predicción de este episodio es un reto en toda regla, tanto para los modelos y SPC, como para los predictores debido a su excepcionalidad. Muestra de esta excepcionalidad es que los 817 mm de Oliva en un solo día, son porcentualmente un 44 % del máximo mundial de 1825 mm en la isla de La Reunión, muy por encima de otros períodos, como 7 días, donde los 1023.2 mm de Grazalema (Cádiz) son sólo el 18.9 % del máximo mundial de 5400 mm, otra vez en La Reunión [234].

Repredicción AEMET-γSREPS usando reanálisis. El AEMET-γSREPS es un SPC multimodelo multicondiciones de contorno de alta resolución a 2,5 km, no hidrostático y convection-permitting (sin parametrizar la convección, sec. 22.5 en la página 351).

El *AEMET-γSREPS operativo* explora y acota la incertidumbre con 20 miembros, que salen de cruzar las 5 condiciones de contorno: ECMWF/IFS (ECHRES), NCEP/GFS, MétéoFrance/ARPÈGE, JMA/GSM y CMC/GEM; con 4 modelos: HARMONIE-AROME (HIRLAM), ALARO (ALADIN), WRF-ARW (NCAR) y NMMB (NCEP). De esta manera, la predecibilidad más bien sinóptica viene más marcada por las 5 condiciones de contorno, mientras que la predecibilidad más mesoescalar, como en la escala convectiva, es más explorada por los 4 modelos que, además, por ser convection-permitting pueden organizar la convección de forma natural e incluso simular un SCM.

El *AEMET-γSREPS usando reanálisis para fines de repredicción* , que llamaremos abreviadamente *RAγS*, explora y acota la incertidumbre con 12 miembros, cruzando los 4 mismos modelos del γSREPS operativo con 3 condiciones de contorno de tres reanálisis.

reanálisis/características	ERA-Interim [ECMWF]	CFSR [NOAA-NCEP]	JRA-55 [JMA]
Período, ciclos y predicciones [cf. γSREPS operativo]	01-01-1979 hasta la actualidad menos 2 meses Cada 6 horas [3 horas] 00/12 UTC +3/6/9/12	01-01-1979 a 31-03-2011 Cada 6 horas [3 horas] 00/06/12/18 UTC +1/2/3/4/5/6/9	01-01-1958 a 01-07-2017 Cada 6 horas [3 horas] 00/06/12/18 UTC +3/6
Resolución horizontal y vertical [cf. γSREPS operativo]	T255 (~79 km) [0.1º,~12 km] 60 niveles isobáricos [137 híbridos]	0.5º (~56 km) [0.25º,~28 km] 37 niveles isobáricos [52]	TL319 (~55 km) malla cuasi-gaussiana [0.25º,~28km] 60 niveles híbridos [86]
Asimilación y Modelo	4-DVAR (ventana 12 h) IFS T255 (Cy31r2)	3-DVAR (v. 6 h) GFS	4-DVAR (v. 6 horas) GSM TL-319 (v. 2009)
Campos Altura* [formato]	t/q/u/v/z(orog)/ln(sp) [GRIB2]	gh/t/r/u/v [GRIB2]	t/q/u/v [GRIB1]
Campos superficie* [formato]	msl/2t/2d/10u/10v/lsm/skt/ sst/ci/sd+rsn+asn(snow) suelo: stl1/stl2/stl3/stl4/swvl1/swvl2/ swvl3/swvl4/ slt** [GRIB1]	prmsl/sp/2t/2r/10u/10v/ orog/lsm/sdwe/ci/t(skt) soilw /t(st) [GRIB2]	sp/2t/2sh/10u/10v/z(orog)/ lsm/sf(snow)/tgsc(skt) suelo: st/ussl(1)/ussl(2)/ ussl(3) [GRIB1]
Sitio web	https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim	https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/climate-forecast-system-version2-cfsv2	http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_en.html#reanalysis

*Tabla 44.1: Resumen de las características principales de los 3 reanálisis del γSREPS para repredicción con reanálisis (*RAγS*): ECMWF, NOAA-NCEP (USA) y JMA (Japón); (*)* shortName *(término referente a la clave de codificación GRIB según el software ECMWF ecCodes, http://apps.ecmwf.int/codes/grib/param-db/) de los campos utilizados en las simulaciones del AEMET-γSREPS. (**) Campo añadido. Corchetes []: información adicional, comparación γSREPS operativo y formato de datos. Paréntesis (): aclaraciones adicionales.*

La Tabla 44.1 muestra las características de estos tres reanálisis utilizados: ERA-interim del ECMWF (como en la repredicción HARMONIE-AROME, sec. 44.3.1 en la página 680), CFSR de NOAA-NCEP estadounidense y JRA-55 de los japoneses; estos reanálisis sustituirán a los análisis ECMWF/IFS, NCEP/GFS y JMA/GSM del γSREPS operativo respectivamente. De esta manera, respecto al γSREPS operativo, se advierten tres diferencias notables que condicionan la capacidad del *RAγS* para predicciones de fenómenos extremos:

- Reducción de 20 a 12 miembros, por imperativo físico, ya que no hay reanálisis disponibles de MétéoFrance (MF) ni del Servicio Meteorológico Canadiense (CMC). En consecuencia, se explorarán menos escenarios de predicción plausibles, con un SPC claramente subdispersivo, limitando su capacidad de contrastar la predecibilidad.
- Salto mayor de resolución horizontal (y vertical) a los modelos del γSREPS desde los reanálisis (55-79 km), que desde los modelos globales (12-28 km). Tal como se apuntaba (sec. 44.3.1 en la página 680), no hay problemas numéricos apreciables, pero sin duda hay una reducción de la calidad del *RAγS* respecto al operativo, sobre todo por la pérdida en las condiciones iniciales y de contorno de información de la escala meso-α (~ 25-50 km). Para una simulación realmente consistente en esta escala convectiva es necesaria una asimilación de datos.
- Condiciones de contorno peores: las laterales con una frecuencia más baja de 6 horas en el *RAγS* respecto a las 3 del operativo, aunque quizás mejores desde el enfoque de que son siempre análisis y no predicciones de modelos globales y, las iniciales, mejores porque son un análisis y no una predicción a 12 horas, a pesar de un mayor *spin-up* (cap. 10 en la página 137).

Debemos añadir una limitación más en el uso de γSREPS para el episodio Oliva-Gandía que nos ocupa: un área pequeña. Esta limitación, en el borde sur, deja en gran medida el peso para describir el flujo de sur a las condiciones de contorno y, por tanto, impide simular mejor la baja a sotavento del Atlas (sec. 44.2.2 en la página 674). El borde Este restringe, a su vez, la simulación mesoescalar de la advección a niveles bajos de aire húmedo mediterráneo (sec. 44.2.4 en la página 678).

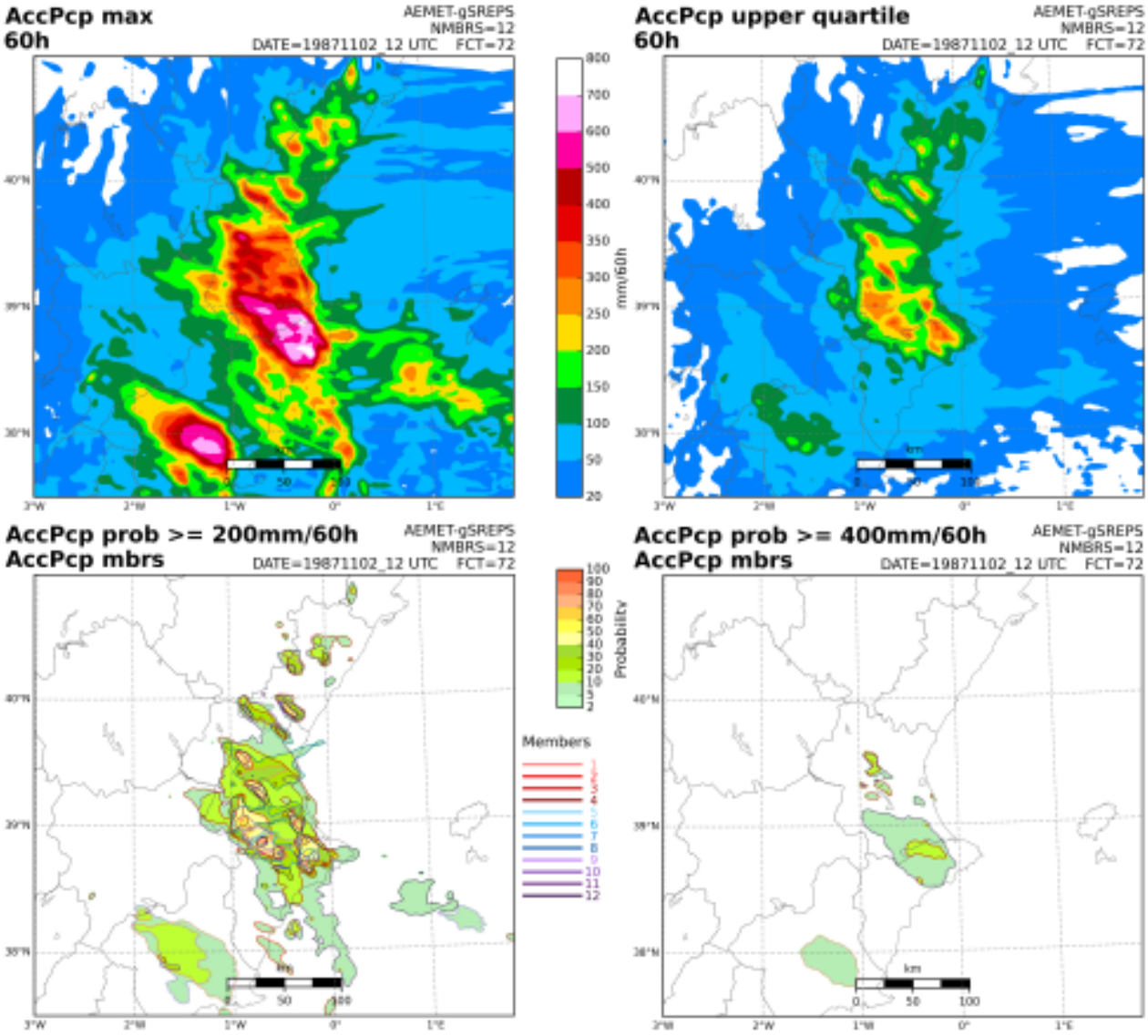


Figura 44.26: Simulación de precipitación acumulada en 60 horas del γSREPS para repredicción con reanálisis (RAγS) del 2 de noviembre de 1987 a las 12 UTC para el episodio Oliva-Gandía desde el día 3 hasta el día 5 al mediodía. Arriba izquierda: máxima precipitación acumulada entre los 12 miembros. Arriba derecha: mediana de la precipitación de los 3 miembros con más precipitación acumulada. Abajo izquierda (derecha): probabilidad de precipitación superior a 200 mm (400 mm) y contorneo de la isolínea de 200 mm (400 mm) para cada uno de los 12 miembros. Se consignan localizaciones y valores de las precipitaciones observados en los días 3 y 4 pluviométricos (fuente: AEMET). Se consigna también localización y valor del máximo de precipitación del HARMONIE-AROME determinista (sec. 44.3 en la página 680).

44.4.2 Simulación con AEMET-γSREPS

El *RAγS* ha simulado el episodio de Oliva-Gandía desde el día 2 a las 12 UTC hasta el día 5 también a las 12 UTC, una simulación a 72 horas, algo excepcional tratándose de un SPC convection-permitting. En la cadena operativa, se traduciría en que la tarde del día 2 estarían los productos disponibles para hacer las predicciones de los dos días siguientes, que es el caso que vamos a emular.

Debemos recordar que, probablemente, por limitaciones de observaciones y análisis para las condiciones iniciales, tendencia conservadora de los modelos, con difusiones o filtros en la dinámica, limitaciones en las salidas de las parametrizaciones de la física, así como el propio diseño en la construcción de los SPC e, incluso, también la propia naturaleza incierta del fenómeno meteorológico, los eventos extremos aparecen normalmente en la cola de la distribución (en la cola de la PDF) de un SPC (sec. 13.6 en la página 184). En otras palabras, normalmente sólo unos pocos miembros del SPC ven el fenómeno extremo en su magnitud real.

Esto condiciona los productos de un SPC que escruta un predictor cuando sospecha la posibilidad de un fenómeno meteorológico adverso y/o extremo. Razón por la cual escrutaremos, también nosotros, esos productos de un SPC que nos proporcionen más información sobre la posibilidad del fenómeno extremo de acumulación cuantiosa de precipitación.

Episodio Oliva-Gandía. Vamos a darle una ojeada a todo el episodio de precipitaciones acumuladas, 60 horas que van desde el día 3 a las 00 UTC hasta el día 5 a las 12 UTC. En la Figura 44.26 en la página anterior podemos ver el máximo de precipitación acumulada (arriba, izquierda) en todos los 12 miembros de *RAγS*. Se debe poner atención al hecho de que este producto NO es una predicción de ningún miembro y no tiene sentido estricto meteorológico por falta de consistencia, pero es un primer aviso para un predictor de que algo crítico puede suceder. ¿Nos informa el producto de precipitación máxima acumulada en 60 horas de posibles lluvias copiosas? Pues evidentemente sí. Observamos una amplia zona con acumulaciones superiores a los 250 mm y, dentro de ésta, otra importante de más de 500 m e, incluso, un par de máximos de más de 800 mm.

Si nos fijamos en la mediana de los 3 miembros con más lluvia (arriba, derecha en la misma Figura 44.26 en la página anterior), advertimos dos cosas. La primera es que la precipitación disminuye mucho (¿incertidumbre espacial entre miembros?). La segunda es que se dibujan mejor máximos no tan lejanos a los observados: unos, sólo un poco más al interior de Oliva (817 mm) y Gandía (864 mm), otro sobre de Beniatjar (629 mm) y, finalmente, otro cerca del Embalse de Tous, cerca de Millars (714 mm) y Sumacàrcer (786 mm). Probablemente es debido a que son los 3 miembros con más precipitación los que mejor simulan la evolución del SCM. Y sólo el miembro 3 (rojo) es capaz de ver alguna acumulación importante en la misma línea de la costa.

Los mapas de probabilidad de precipitación acumulada por encima de 200 mm, de la misma Figura 44.26 en la página anterior (abajo izquierda), con el ploteo adicional de las isolíneas de los miembros individuales, nos muestran con probabilidades del 40-70 % las localizaciones de los máximos descritos con la mediana de los 3 miembros. Se advierte, con las isolíneas de cada miembro, que en las zonas con una orografía más marcada hay menos incertidumbre entre ellos, pero al alejarnos de ella aumenta. En general, la incertidumbre más grande entre miembros es en la extensión de las precipitaciones acumuladas. Con probabilidad por encima de 400 mm, nos damos cuenta de que sólo 2 miembros, el 3 rojo y el 11 lila ven tales acumulaciones: los únicos capaces de reproducir el SCM en la primera fase del episodio (ver siguiente punto sobre la primera fase del episodio).

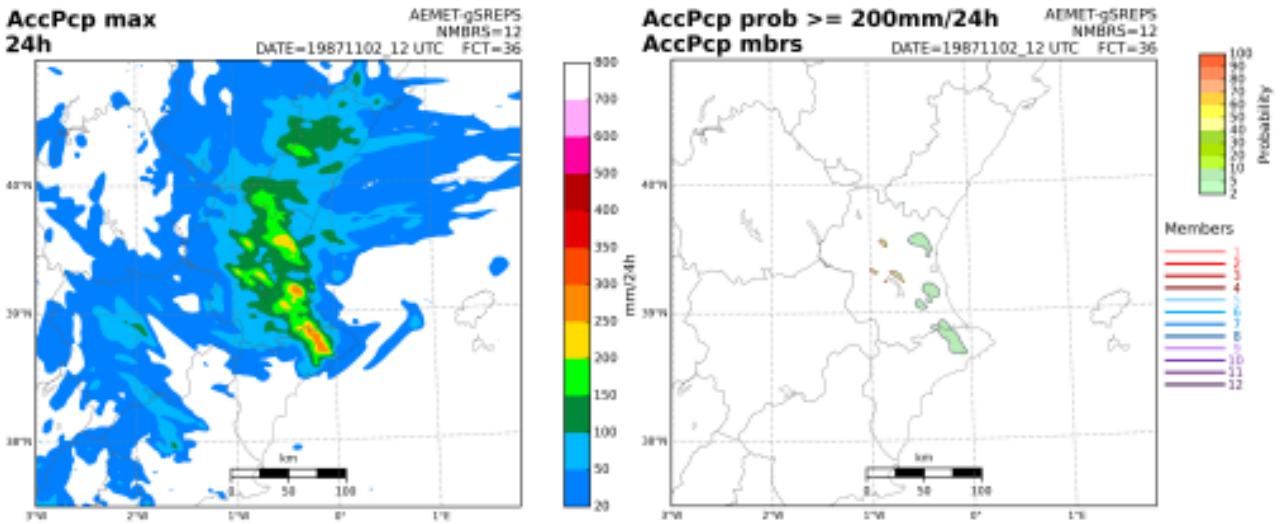


Figura 44.27: Simulación de precipitación acumulada en 24 horas del RAγS *del 2 de noviembre de 1987 a las 12 UTC para la primera fase el episodio Oliva-Gandía del día 3. Productos izquierda y derecha iguales que en la Figura 44.26 en la página anterior, seleccionando solamente los de arriba-izquierda y abajo-izquierda respectivamente. Se han anotado dos observaciones de precipitación acumulada en 24 horas en el día pluviométrico de las 7 UTC del día 3 hasta las 7 UTC del día 4 (fuente: AEMET).*

Primera fase del episodio Oliva-Gandía, día 3. La Figura 44.27 en la página anterior realza un aspecto que ya habíamos relatado con la simulación determinista del HARMONIE-AROME (sec. 44.3.3 en la página 685): la dificultad de los modelos en simular el SCM del día 3 con los 817 mm de Oliva. Y son sólo los miembros 3 rojo (ECHRES+WRF-ARW) y 11 lila (JRA55+WRF-ARW), ya mencionados con el WRF-ARW, los capaces de organizar la convección en algo próximo a un SCM y simular lluvias copiosas, aunque todavía muy lejos de los valores observados.

WRF-ARW en AEMET-γSREPS. El WRF-ARW es un modelo enfocado principalmente a la investigación, por lo que los recursos de cálculo en superordenador y, por ende, de tiempo de computación son mucho mayores que los modelos diseñados primordialmente para la operatividad como son el HARMONIE-AROME, el ALARO y el NMMB. ¿Pero entonces, por qué está incluido en el γSREPS? Por su capacidad de simular lluvias copiosas reales, especialmente en el entorno Mediterráneo.

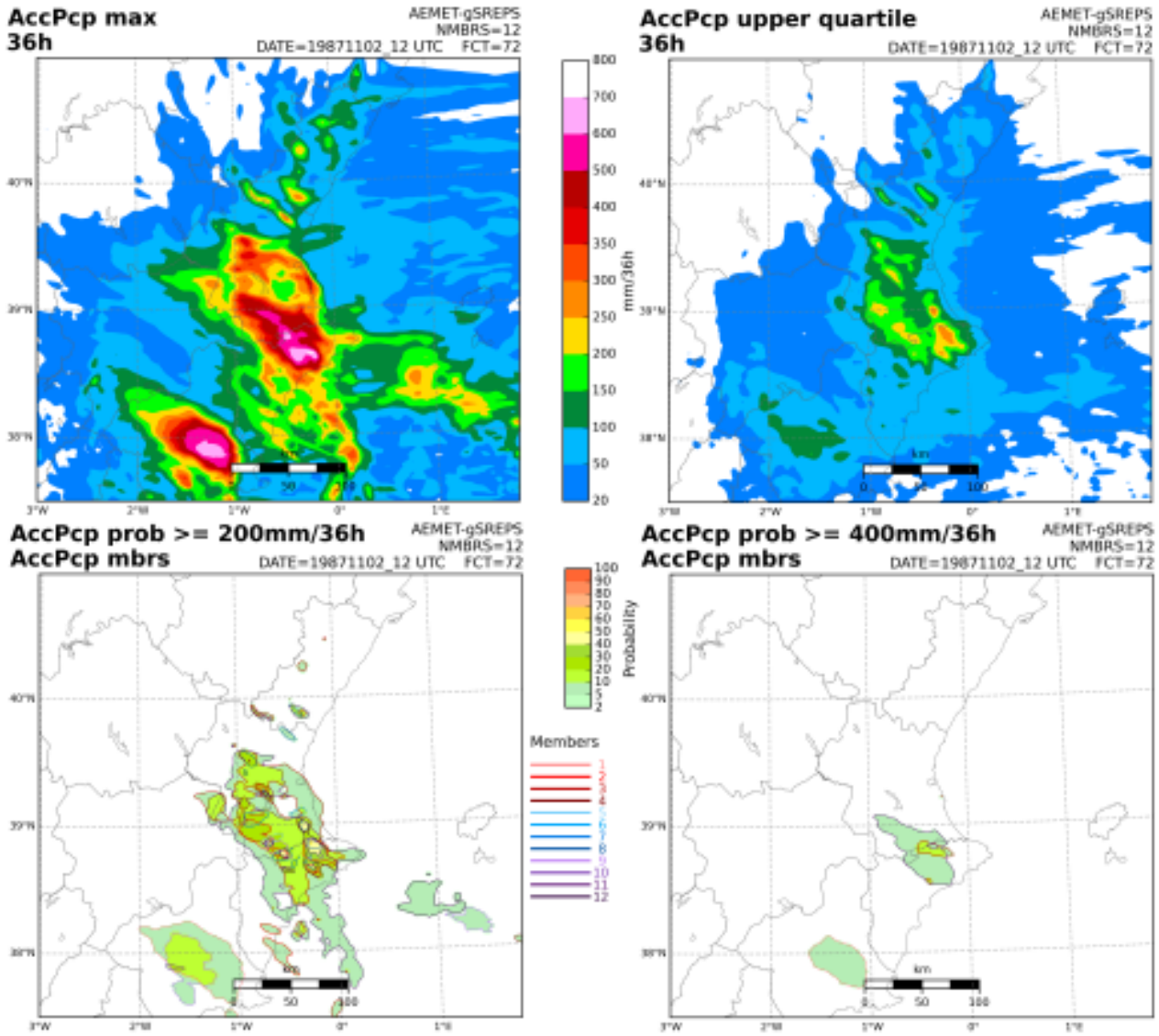


Figura 44.28: Simulación de precipitación acumulada en 36 horas del RAγS *del 2 de noviembre de 1987 a las 12 UTC para la segunda fase el episodio Oliva-Gandía desde el día 4 hasta el 5 al mediodía. Productos iguales a los de la Figura 44.26 en la página 691. Se han anotado tres observaciones de precipitación acumulada en 24 horas en el día pluviométrico desde las 7_UTC del día 4 hasta las 7 UTC del día 5 (fuente: AEMET).*

Segunda fase del episodio Oliva-Gandía, día 4 hasta día 5 al mediodía. Los productos de la Figura 44.28 en la página anterior se parecen mucho a los de todo el episodio, de la Figura 44.26 en la página 691, sin duda debido al poco impacto de la simulación en la primera fase del episodio. Las conclusiones también son parejas: se simulan acumulaciones apreciables por encima de 200mm con incertidumbre en la localización a la que nos alejamos de la orografía más elevada.

El destacable error de la simulación en la localización de los máximos de precipitación, más hacia el sur de los 700mm observados, puede corregirse bastante con simulaciones posteriores del γSREPS del día 3 (resultados no mostrados por simplicidad), que también aumentan las cuantías de las lluvias. Aquí nos hemos restringido a una sola simulación del día 2, para emular la situación en predicción operativa equivalente a poner avisos dos días antes.

44.4.3 Avisos meteorológicos con AEMET-γSREPS

Las principales zonas de avisos de AEMET actuales que vamos a considerar, para el episodio de Oliva-Gandía, pertenecen a las provincias de Valencia y Alicante y son: litoral norte de Valencia (Millars), litoral sur de Valencia (La Safor, Oliva, Gandía), interior sur de Valencia (Sumacàrcer, Beniatjar), litoral norte Alicante (sierra de Aitana) e interior de Alicante (Alcoi).

Los tres niveles de avisos por precipitación acumulada en 12 horas en todas las zonas son de amarillo, naranja y rojo por encima de 60, 100 y 180 mm respectivamente. Los tres niveles son adjetivados con probabilidades en 3 horquillas: 10-40 %, 40-70 % y más de 70 % (sec. 41.1 en la página 636).

Con estos ingredientes y herramientas y, atendiendo a la Figura 44.29 en la página siguiente, vamos a poner el día 2 de noviembre de 1987 los avisos cada 12 horas para los dos siguientes días: el día 3 y el día 4 de noviembre. Nos fijaremos más explícitamente en las zonas de avisos donde se observaron los máximos de precipitación, sin fijarnos en Castellón.

Predicción avisos 0-12 UTC 3 de noviembre 1987:
(Primera fila de la Figura 44.29 en la página siguiente)
AVISO: AMARILLO (AccPcp $>$ 60 mm)
PROBABILIDAD: 10-40 %
ZONAS: Litorales Norte y Sur e Interior Sur de Valencia.

Atendiendo a las probabilidades, y que sólo dos miembros llegan al umbral de aviso, tomamos la decisión conservadora de un aviso *amarillo* con probabilidad baja para empezar un episodio más largo, que va a continuar en los siguientes períodos de avisos de 12 horas. Pero, alertamos a nuestros compañeros responsables de las tareas de vigilancia meteorológica en los Grupos de Predicción y Vigilancia (GPV) de AEMET, que estén atentos a ese inicio del episodio debido a que $RA\gamma S$ apunta máximos de lluvia de 120-180 mm extensos e incluso un máximo localizado de 180-250 mm y que anoten que este inicio del episodio muestra una gran incertidumbre espacial.

Predicción avisos 12-24 UTC 3 de noviembre 1987:
(Segunda fila de la Figura 44.29 en la página siguiente)
AVISO: AMARILLO (AccPcp $>$ 60 mm)
PROBABILIDAD: 40-70 %
ZONAS: Litorales Norte y Sur e Interior Sur Valencia, más el Litoral Norte Alicante.

El episodio va a más: nos damos cuenta de que tres cuartas partes de los miembros superan el umbral de aviso *amarillo* y que persiste una gran incertidumbre espacial, lo que penaliza a las probabilidades en el ploteo, quedando bajas. Volvemos a tomar una decisión cauta por la gran incertidumbre: aumentamos la probabilidad a moderada (40-70 %) en las zonas de aviso *amarillo* y las extendemos a más zonas. Recomendamos al GPV responsable de la vigilancia meteorológica tener una especial atención al seguimiento del evento precipitante debido a que se simulan dos zonas grandes, con baja probabilidad (10-40 %), de precipitaciones máximas de 180-250 mm y aparece un posible máximo en el litoral norte de Alicante de 250-300 mm.

Predicción avisos 0-12 UTC 4 de noviembre 1987:
(Tercera fila de la Figura 44.29 en la página siguiente)
AVISO: NARANJA (AccPcp $>$ 100 mm) y AMARILLO (AccPcp $>$ 60 mm)
PROBABILIDAD: 10-40 % (NARANJA)
ZONAS: Litoral Norte y Sur e Interior Sur Valencia, así como el Litoral Norte Alicante (NARANJA).

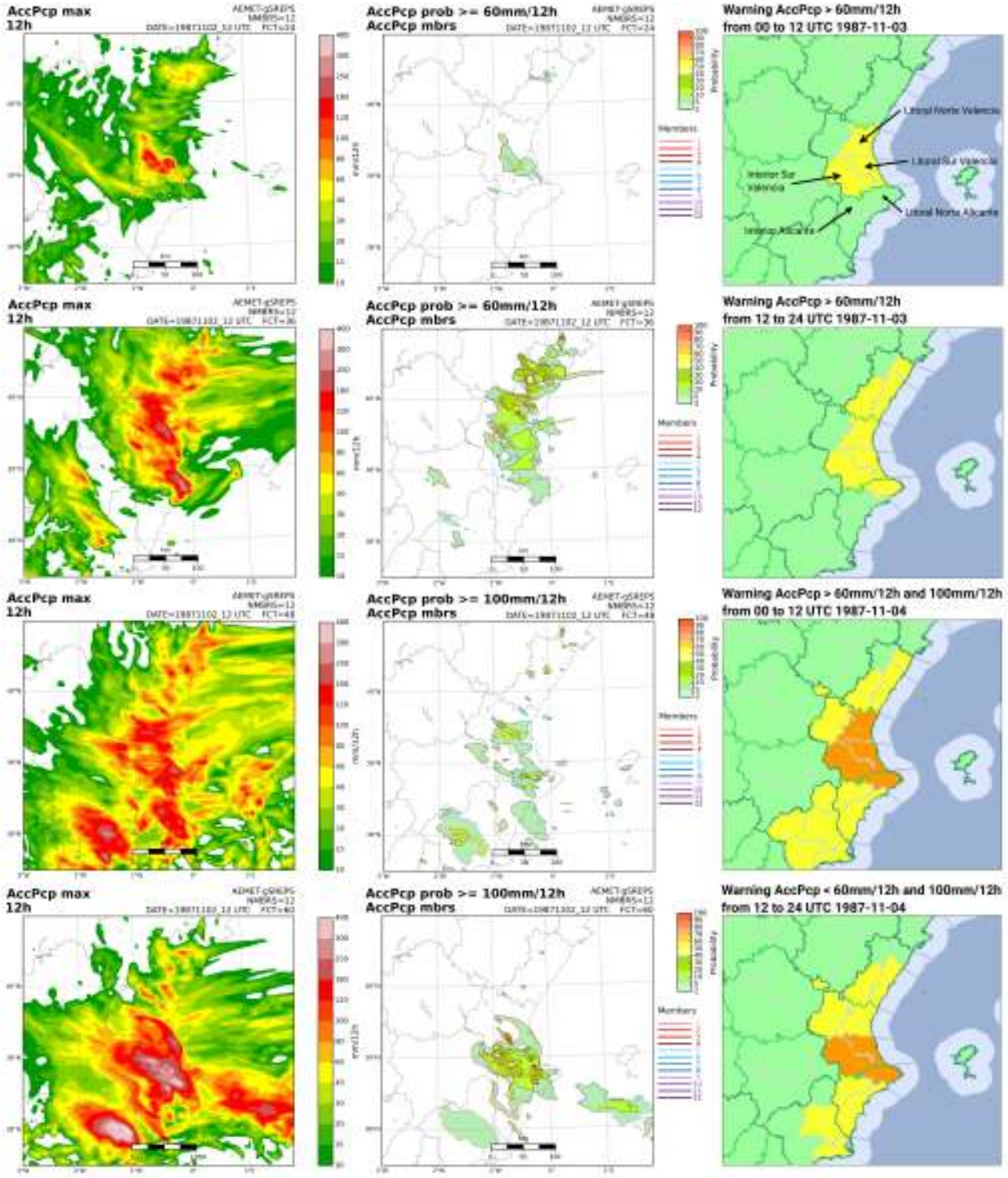


Figura 44.29: Simulación del RAγS *del 2 de noviembre de 1987 a las 12 UTC para la primera fase el episodio Oliva-Gandía de precipitación acumulada en 4 períodos de 12 horas durante los día 3 y 4. Productos izquierda y centro iguales que en la Figura 44.26 en la página 691, tomando solamente los de arriba-izquierda y abajo-izquierda respectivamente. Nótese que en los dos primeros períodos (día 3) el límite de la probabilidad de precipitación acumulada es 60 mm y en los siguientes es de 100 mm. Derecha: mapa de avisos en el Sistema Integral de Gestión de Avisos (SIGA) de AEMET (fuente: AEMET). Se consignan las zonas de aviso (arriba derecha) para facilitar la compresión del texto.*

Interpretamos fácilmente con la simulación del *RAγS* que el episodio sigue recrudeciéndose, ahora con la mitad de los miembros superando en algún punto el umbral de aviso *naranja* de más de 100 mm en 12 ho-

ras, pero sin despegarnos de una significativa incertidumbre espacial. Tenemos ya muy clara la probable formación de un SCM asociado a posibles precipitaciones copiosas. Como faltan dos días y, con nuestra debida cautela, ponemos un aviso *naranja* con probabilidad baja (10-40 %). Como persisten máximos previstos de 180-300 mm, dejamos la decisión para el día siguiente, con las próximas pasadas del *RAγS*, de aumentar la probabilidad del aviso *naranja* a moderada (40-70 %) o incluso de poner un aviso *rojo*.

Predicción avisos 12-24 UTC 3 de noviembre 1987:
(Cuarta fila de la Figura 44.29 en la página anterior)
AVISO: NARANJA (AccPcp $>$ 100 mm) y AMARILLO (AccPcp $>$ 60 mm)
PROBABILIDAD: 40-70 % (NARANJA)
ZONAS: Litoral Sur e Interior Sur Valencia, y el Litoral Norte Alicante (NARANJA).

Advertimos que hemos llegado a la madurez del episodio y del SCM y que nos disminuye significativamente la incertidumbre espacial (incertidumbre entre distintos miembros), consecuentemente aumentando las probabilidades en los ploteos. Prestamos además una especial atención a que los máximos de precipitación se disparan con zonas de 300-400 mm de lluvia acumulada e incluso se superan en dos localizaciones del litoral norte de Alicante los 400 mm. Tomamos la decisión de poner, pues, un aviso *naranja* probable (40-70 %), pero lo localizamos sólo en tres zonas. Se deja con preocupación y precaución para el día siguiente, esperando nueva información del *RAγS*, la decisión de subir el aviso *rojo*.

44.4.4 Predecibilidad del episodio con los SPC actuales de alta resolución

Intentaremos responder a la pregunta con el *RAγS* con la debida cautela, con un enfoque similar al de los predictores de avisos de AEMET.

La predecibilidad del episodio en general es moderada. En la Figura 44.26 en la página 691 vemos que la probabilidad de superar los 400 mm es en general de 20-40 %, aunque localmente se supera el 70 %. Como las isolíneas de los miembros individuales son muy distintas, hay incertidumbre espacial y por tanto menor predecibilidad, en general, en la localización. Como casi todos los miembros superan el umbral de 400 mm, en realidad la predecibilidad, sin atender a la localización, es más alta, podríamos decir alrededor de un 90 %. En resumen, podemos decir que se tiene una predecibilidad alta de lluvias copiosas y baja en su localización.

La predecibilidad de la primera fase del episodio es muy baja. En la Figura 44.27 en la página 692 sólo dos miembros reproducen en evento, 2/12 $\approx$ 17 %. A pesar de ello, el hecho de que ambos den un máximo de unos 250-300 mm nos pone sobre aviso de un posible evento de precipitación copiosa de baja predecibilidad, debido a una organización de la convección e incluso de la posible formación ya de un SCM. La cautela debe ser necesaria en predicción operativa debido a la posibilidad de que se trate de una *falsa Alarma*. Cabe destacar también, que en ningún caso aparece simulada precipitación significativa en la misma línea de costa dónde se situaron los máximos observados en las localidades de Oliva y Gandía de más de 800 mm, localizándose estos máximos más al interior de la comarca de La Safor y ligados claramente a la orografía. En el apartado *Valoración de la simulación con el RAγS* (un poco más adelante) se infiere una posible explicación del porqué de la baja predecibilidad en esta primera fase del evento en el punto (2).

La predecibilidad de la segunda fase del episodio es moderadamente alta. La predecibilidad, como puede analizarse en la Figura 44.28 en la página 693, es en general bastante más alta que en la primera fase, a pesar de tratarse de una predicción a dos días vista. Los valores simulados de la precipitación acumulada máxima de 500-700 mm tienen una buena correspondencia con las observaciones e incluso se perfilan dos máximos de precipitación también cercanos a los puntos de observación de Millares, Sumacàrcer y Beniatjar (~ 700 mm). La mejora en la localización se corresponde, sin lugar a dudas, al hecho de que se produjeron lluvias más bien ligadas a la orografía, que está suficientemente bien representada con los 2,5 km de resolución del γSREPS. De todas formas, sólo la mitad de los miembros acumulan en algún punto más de 200 mm en esas 36 horas: en el apartado *Valoración de la simulación con el RAγS* (un poco más adelante) se discute una posible razón en el punto (1).

Valoración de la simulación con el *RAγS*. Hay tres limitaciones ya perfiladas del *RAγS* que parecen influir negativamente en la simulación y, por ende, en la predicción de avisos:

1. El salto de escala desde las condiciones de contorno de los reanálisis parece ser determinante

para que el evento no se simule con suficiente calidad en general, en particular para las del NCEP/CFSR. En este caso, la limitación en el número de niveles verticales en la troposfera es de unos 30 respecto a los 50 del ECMWF/ERA-Interim y del JMA/JRA-55. Puede tratarse de algún elemento ambiental (de condiciones de contorno) clave para la posterior simulación del evento, como podría ser el aporte de humedad a través de una corriente en chorro en niveles bajos (low level jet (LLJ), resultados no mostrados aquí [536]). En realidad, reduciendo el *RA*γ*S* a sólo 8 miembros, sin los 4 del reanálisis NCEP/CFSR, la predicción mejora ostensiblemente en un 20-30 % (resultados tampoco mostrados).

2. El área pequeña del γSREPS deja una gran parte de responsabilidad de impacto a las condiciones de contorno de baja resolución, sobre todo en la primera fase del episodio, para la representación y evolución de dos elementos claves: la baja a sotavento del Atlas y el núcleo frío en niveles altos con baja en el SE ibérico. ¿Qué pasaría con un *RA*γ*S* en un área más grande? ¿E incluyendo asimilación? Pues, hipotéticamente, nos atrevemos a afirmar que probablemente mejoraría significativamente la simulación de la primera fase del episodio, facilitando la generación del primer SCM.
3. Desde un punto de vista determinista, los modelos operativos tienden a ser conservadores para no incurrir en demasiadas falsas alarmas pero, por otro lado, esta precaución los limita para la previsión de fenómenos extremos. Como ya habíamos comentado, podría ser ésta la razón por la que el modelo WRF-ARW, más pensado para la investigación que los otros 3 diseñados para ser operativos, es el único capaz en reproducir parcialmente un SCM en la primera fase del episodio: recuérdense los miembros 3 y 11.

En resumen, los SPC de alta resolución como el γSREPS mejoran, sin lugar a dudas, la predecibilidad de casos de precipitaciones copiosas con organización de la convección, por ejemplo con la presencia de un SCM como el caso que nos ocupa de Oliva-Gandía, con respecto a sus SPC predecesores de más baja resolución (e. g. AEMET-SREPS a 25 km, cap. 21 en la página 319), pero aún adolecen de limitaciones importantes en la predicción de estos eventos extremos, tanto por los modelos que los componen como por el diseño en ellos mismos. ¿Qué nos deparan las siguientes generaciones de SPC de alta resolución? Sin duda mejores predicciones y, sobre todo, mejores predicciones de la predecibilidad.

Predicción de aludes (3 casos) 45

MARÍA PALOMO SEGOVIA
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JUAN ANTONIO FERNÁNDEZ-CAÑADAS
Observatorio de Navacerrada, AEMET

JUAN JOSÉ RODRÍGUEZ VELASCO
Delegación territorial (DT) Cantabria, AEMET

CONTRIBUCIÓN DE: ALBERTO FERNÁNDEZ MATÍA
Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), AEMET

> Así pues, declaro que es enemigo de la Naturaleza el hombre que no considera las altas montañas dignas de largo estudio. Es cierto que las partes más elevadas de los más altos picos parecen estar por encima de las leyes que rigen nuestro mundo de abajo como si pertenecieran a otra esfera. Allá arriba, el efecto del sol que todo lo puede no es el mismo, ni el del aire, ni el de los vientos. Allí la nieve es eterna...
>
> *Carta a su amigo* JAMES VOGEL *(1541)* – CONRAD GESSNER, Naturalista suizo, 1516-1565

Los aludes son fenómenos adversos para las actividades en montaña, con riesgos e impactos variados. A caballo entre lo meteorológico, lo nivológico y lo puramente geográfico, la predicción de aludes es un reto en el que el enfoque multidisciplinar adquiere importancia capital. En este capítulo presentamos la predicción de aludes intentando acercarnos a ese enfoque multidisciplinar, ahora con apoyo de los sistemas de predicción por conjuntos, para investigar el valor potencial que puede aportar la predicción probabilista en un tipo tan específico de predicción como es la de este fenómeno de los aludes. Abordando tres casos distintos correspondientes a tres tipos diferentes de alud intentamos también abarcar un amplio espectro de fenomenologías.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, predicción de aludes, aludes de nieve reciente, aludes de placa, aludes de placa húmeda.

Imagen parte superior: Nubes orográficas. Dos Hermanas (2276 m), Macizo de Peñalara (Madrid), hacia el noroeste, 24 de enero de 2014 a las 15:39. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

45.1 Introducción

Las zonas de montaña presentan, por su relieve y topografía, una exposición especial a ciertos fenómenos meteorológicos adversos, entre los cuales se puede destacar el peligro de desencadenamiento de aludes, que puede llegar a ocasionar pérdidas humanas y un fuerte impacto económico.

España no presenta, en general, un peligro elevado de desencadenamiento de aludes, sin embargo, el número de víctimas por este fenómeno se ha ido incrementando en las últimas décadas.

Un *alud* es un desplazamiento rápido de una masa de nieve por la ladera de una montaña.

Una *zona de aludes* es una superficie sobre la cual se producen aludes de forma periódica. Dentro de una zona de aludes pueden distinguirse tres partes [519]:

Zona de salida. Zona donde la nieve se pone en movimiento.

Zona de trayecto o transición. Zona por la que transcurre el alud.

Zona de llegada o de depósito. Área en la que la nieve queda detenida.

La Comisión Internacional de Nieve y Hielo (UNESCO) estableció, en 1981, una propuesta de clasificación de los aludes según sus aspectos morfológicos y sus factores genéticos. Esta clasificación tiene en cuenta el volumen y las características de la nieve y las características de la salida, del trayecto y de la zona de llegada [519]. En esta clasificación se establecen tres tipos de aludes [245]:

Aludes de nieve reciente que se caracterizan por que la nieve que se pone en movimiento suele ser seca y fría y presenta una cohesión muy débil.

Aludes de placa que suelen presentar una salida lineal con una cicatriz clara y cuyo recorrido puede estar jalonado de bloques de formas tabulares y de tamaños variados. Estos bloques aparecen también en la zona de depósito.

Aludes de fusión o de nieve húmeda que se desencadenan en mantos de nieve compuestos por nieve con un elevado contenido en agua líquida. El desencadenamiento de aludes de fusión está directamente ligado a la presencia de agua en forma líquida dentro del manto nivoso.

La probabilidad de que en un área se desencadene un alud en un momento dado depende de dos tipos de variables:

Variables relacionadas con el terreno. Entre ellas están la altitud, la pendiente, la morfología y la rugosidad del terreno, la vegetación existente, y la orientación.

Variables meteorológicas y nivológicas. Se caracterizan por variar con el tiempo y son la precipitación, la temperatura, el viento y el estado y evolución del manto nivoso.

Las variables relacionadas con el terreno varían poco con el tiempo y, por lo tanto, pueden ser cartografiadas para aportar información persistente en el tiempo. Combinando algunas variables fisiográficas podemos elaborar modelos cartográficos de áreas especialmente favorables para el desencadenamiento de aludes que se pueden validar a partir de datos de aludes reales [26]. La mayoría de estos modelos utilizan como variables la pendiente del terreno, la presencia o ausencia de vegetación, la orientación de la ladera y la morfología y rugosidad del terreno. Como resultado se obtienen cartografías en las que el terreno se clasifica en distintos niveles de peligro de desencadenamiento. En la Figura 45.1 se muestra, a modo de ejemplo, un modelo cartográfico en el que se clasifica el terreno de un sector del macizo de Peñalara en la sierra de Guadarrama de la Comunidad de Madrid, en cuatro niveles de peligro de desencadenamiento de aludes. Este modelo se ha comparado con datos reales de aludes y, como resultado se ha observado que más del 95 % de aludes observados se han desencadenado en zonas con un nivel alto o muy alto de peligro de desencadenamiento.

Las variables meteorológicas, sin ser las más importantes en el desencadenamiento, son relevantes en tanto en cuanto presentan una gran variabilidad temporal y condicionan el momento del alud. Las más importantes son la precipitación, la temperatura y el viento.

Las precipitaciones en forma de nieve aumentan el espesor del manto dando lugar a un incremento en el peso de éste. Cuando las precipitaciones son líquidas también producen un aumento en el peso del manto si quedan retenidas en él y, además, facilitan la fusión del manto si la temperatura de las precipitaciones es elevada.

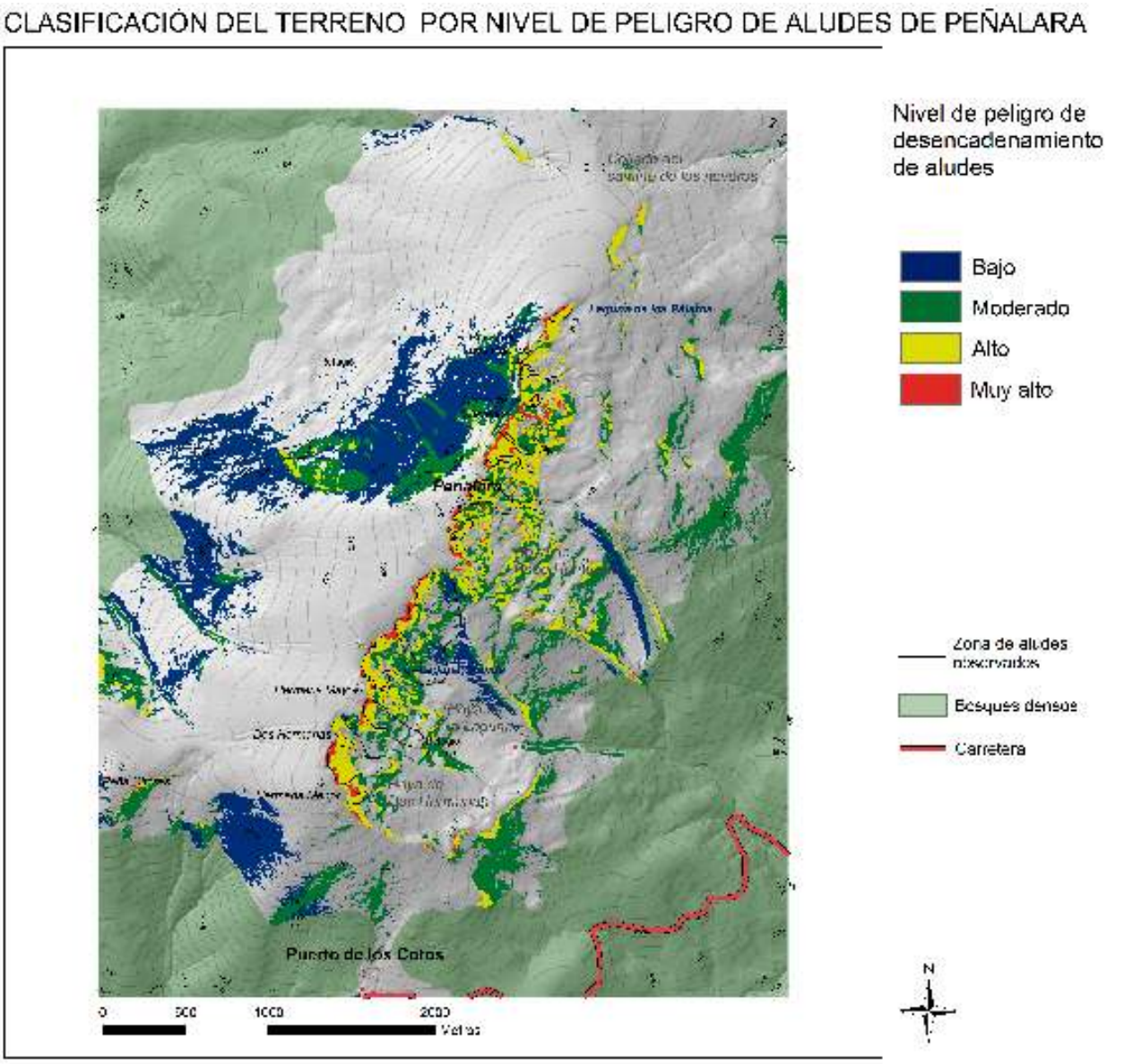


Figura 45.1: Clasificación del terreno por nivel de peligro de aludes en el macizo de Peñalara (sierra de Guadarrama). Mapa compuesto con QGIS [508], usando la topografía del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Las temperaturas del aire y su evolución influyen en el desencadenamiento de aludes de forma compleja. Si las temperaturas son muy bajas en el momento de la nevada y en los momentos posteriores a ésta, la nieve recién caída evolucionará lentamente y el peligro de que se produzca un alud de nieve reciente será más persistente. Además, con temperaturas muy bajas la evolución de la nieve en el manto es hacia un tipo de cristales con menor cohesión entre ellos y con la capa subyacente, y por tanto también se favorece la inestabilidad del manto. Si, al contrario, la temperatura aumenta rápidamente tras la nevada, la nieve reciente tenderá a fundirse y el agua resultante aumentará el peso del manto con lo que se favorecerá el desencadenamiento de aludes de fusión.

El viento y las ventiscas durante la nevada y en los momentos posteriores dan lugar a una redistribución de la nieve reciente, que desaparece de las zonas expuestas al viento y se acumula en las que se encuentran a resguardo de éste. El resultado es una gran variabilidad del espesor del manto y una sobreacumulación de nieve en determinadas áreas. Si, además, estos vientos son persistentes y frecuentes, las zonas de acumulación serán muy a menudo las mismas con lo cual la nieve se concentrará en ellas no sólo en una nevada sino en las sucesivas situaciones que ocurran en la temporada [244, 245].

El viento también favorece la aparición de placas de viento en las laderas de sotavento. Estas placas se for-

man tras la nevada y están débilmente ancladas a la nieve de las capas subyacentes, lo que da lugar a un aumento del peligro de desencadenamiento de aludes de placa [244, 245].

Los factores nivológicos tienen tanta o más importancia que los meteorológicos. La evolución del manto estacional y de sus características de humedad, densidad, tipos de cristales, cohesión entre ellos y entre las capas generadas en las sucesivas nevadas, dan lugar a una variación en la estabilidad del manto nivoso. Para conocer las características del manto y su evolución de forma periódica se realizan, en las estaciones nivometeorológicas, estudios detallados del manto que quedan resumidos en los sondeos y perfiles nivometeorológicos.

En resumen, podemos concluir que para realizar una predicción de desencadenamiento de aludes hay que considerar todo un conjunto de factores de índole muy variada, con distintas variabilidades en el tiempo y, además, considerar la evolución del manto nivoso estacional.

La utilización de salidas de sistemas de predicción por conjuntos (SPC) en la predicción de riesgo de aludes se basa, fundamentalmente, en el estudio de variables como la precipitación, las temperaturas, el valor de la altitud de la *isocero* y la presencia de vientos intensos, así como en la evolución de todas estas variables.

Es importante señalar las limitaciones importantes que presenta el uso de estas salidas en la predicción de cualquier variable en zonas de montaña. En primer lugar, la resolución horizontal de estos modelos presenta una menor calidad que los modelos operativos. En áreas con orografía complicada esta pérdida de resolución se acusa en la calidad de las salidas. En segundo lugar, la orografía del modelo, a pesar de haber ido mejorando progresivamente, todavía presenta importantes diferencias con la orografía real, de forma estas diferencias pueden ser críticas a la hora de evaluar superación de umbrales de temperatura, acumulación de precipitación en forma de nieve o discriminación de precipitaciones líquidas y sólidas.

A modo de ejemplo se puede observar la Figura 45.2 en la página siguiente, en la que se representa la orografía y la resolución horizontal del SPC del ECMWF, ECENS (sec. 19.3 en la página 299) en los años 2000 y 2016. Si nos centramos en áreas como el Pirineo aragonés, con numerosos picos que superan los 3 000 metros de altitud y valles que se encuentran en torno a 700 – 800 metros, el modelo del año 2000 le asignaba una resolución horizontal de 100 kilómetros y la altitud de la celda de malla que comprende la zona oscilaba entre 600 y 700 metros.

Si consideramos altitudes entre 2200 y 2900 metros, que en el ECENS del 2000 son representadas por 600 ó 700 metros, la estimación de temperaturas puede tener errores entre 10 y 15 °C. Se trata de errores considerables que tendrán impacto tanto en las temperaturas esperadas como en la forma de precipitación prevista, que puede ser en forma de nieve sin que aparezca en el SPC en esta forma, pudiendo reflejarse en forma de agua. De forma que la interpretación de los mapas de uno u otro tipo deberá tener en cuenta estas serias limitaciones.

En contraste, si consideramos modelos más recientes, en concreto el ECENS de 2016, la resolución horizontal y la orografía mejoran de forma notable. La resolución horizontal está en torno a los 18 kilómetros en nuestras latitudes y la orografía sitúa el Pirineo aragonés entre 1500 y 2000 metros de altitud. Estas mejoras provocarían ahora errores de 1 a 9 °C que, aunque importantes, suponen un aumento considerable en la calidad.

Casos de estudio abordados. Dada la complejidad que entraña el estudio del desencadenamiento de aludes y de la variedad de factores que influyen en él, en el presente trabajo se han seleccionado tres casos de estudio en los que se produjeron aludes de distintas características en áreas de montaña muy variadas de la Península.

En primer lugar, se analiza un alud de nieve reciente que tuvo lugar en la cabecera del río Aguas Limpias en el Pirineo aragonés el día 8 de febrero de 1996. Posteriormente se estudia un alud de placa desencadenado el 2 de marzo de 2014 en el macizo de Peñalara en la sierra de Guadarrama, perteneciente al sistema Central y finalmente nos ocuparemos de varios aludes de placa húmeda desencadenados en la cordillera Cantábrica en torno al 28 de marzo de 2015.

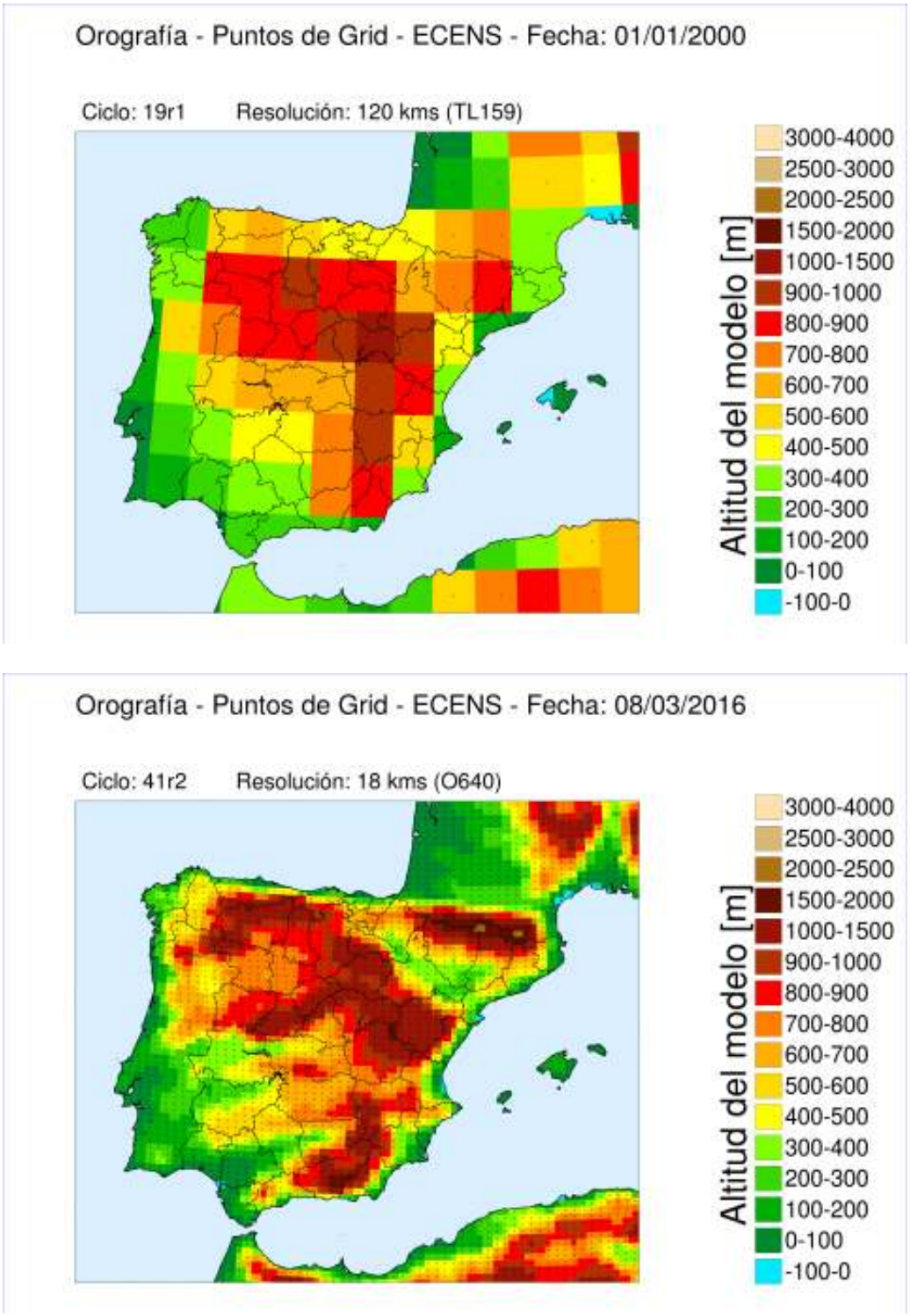


Figura 45.2: Resolución horizontal y orografía de ECENS en el año 2000, equivalente a 1996 (arriba) y en el año 2016 (abajo).

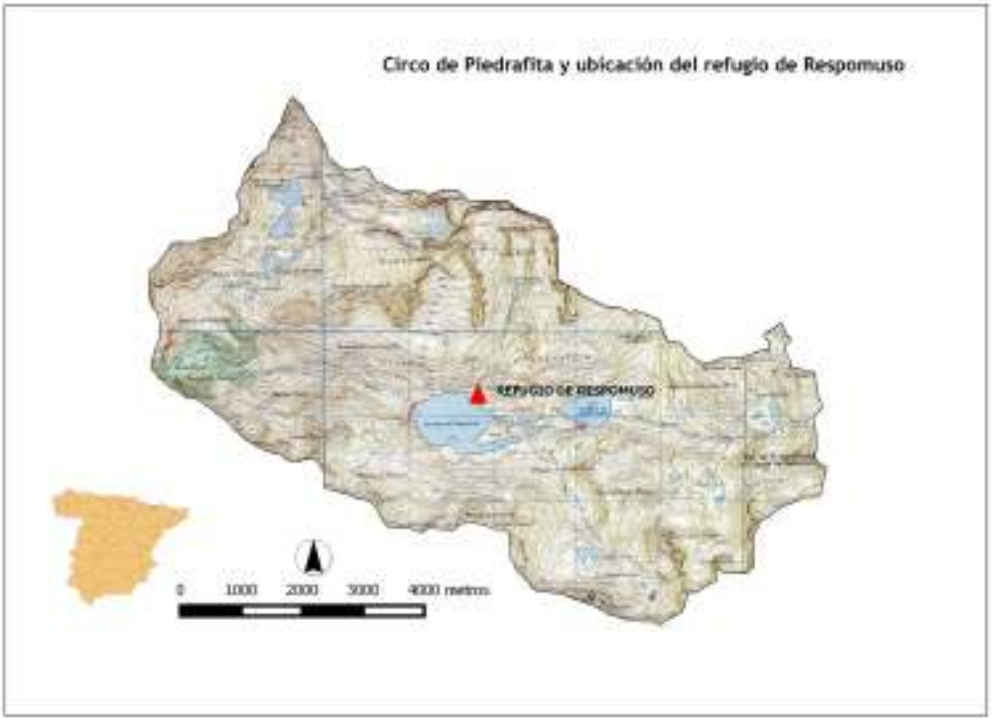


Figura 45.3: Circo de Piedrafita y ubicación del refugio de Respomuso. Mapa compuesto con QGIS [508], usando la topografía del IGN.

45.2 Caso 1: Alud de nieve reciente. Circo de Piedrafita, Cabecera del río Aguas Limpias. Pirineo central aragonés

45.2.1 Área de estudio

El área en el que tuvo lugar el evento de estudio es el circo de Piedrafita, situado en el Pirineo Central Aragonés, al norte de la provincia de Huesca. En concreto el área se encuentra situada en la cabecera del río Aguas Limpias, afluente del Gállego por la izquierda (Figuras 45.3 y 45.4).

Desde el punto de vista litológico y geomorfológico el área de estudio está constituido por materiales paleozoicos afectados por la orogenia hercínica y, posteriormente a ésta, por la intrusión del batolito granítico de Panticosa – Cauterets. En el extremo sur del circo aparecen otros materiales paleozoicos metamórficos correspondientes a la orla metamórfica creada en contacto con el batolito [128].

Sobre estos materiales han actuado procesos de tipo glaciar, periglaciar, nival y fluvial que han dado como resultado un relieve de alta montaña que se caracteriza por sus elevadas altitudes, entre las que destacan picos como el Arriel (2824 m), Frondiellas (3071 m), Balaitus (3146 m), Palas (2970 m), Cambalés (2965 m), Gran Facha (3005 m), Punta Zarra (2947 m), Piedrafita (2969 m), Pondiellos (2893 m), Tebarray (2916 m) y Musales (2654 m), y la existencia de enérgicos relieves y de morfologías como morrenas, rocas aborregadas, canchales, canales de origen mixto nivo-fluvial o valles glaciares colgados como es el caso del propio circo de Piedrafita [489].

Figura 45.4: Entorno del refugio de Respomuso (derecha).

La vegetación en esta área es escasa y presenta un porte reducido y además se ha visto afectada por una intensa utilización como pastos hasta mediados del siglo XX.

Desde el punto de vista climático el área puede calificarse como un clima de montaña, con bajas temperaturas medias, mínimas bajas, máximas moderadas y amplitud térmica anual considerable. La altitud de la isoterma de 0 °C, factor que condiciona de forma importante los fenómenos de innivación y permanencia de la nieve, presenta una variación anual entre 1611 metros en el mes de febrero y 2998 metros en el mes de octubre [524].

Las precipitaciones y su distribución están condicionadas por la configuración del relieve. La presencia de relieves fuertes y abruptos que dificultan la penetración de las masas de aires húmedas del noroeste dando lugar a una disminución de las precipitaciones con respecto a zonas menos protegidas.

El límite lluvia – nieve varía a lo largo del año presentándose las máximas nevadas entre diciembre y marzo.

El manto de nieve cubre el suelo de forma continua todas las temporadas entre los meses de diciembre y mayo.

El espesor de este manto de nieve presenta una gran variabilidad tanto inter como intra anual. En general, el manto no es superior a los dos metros aunque la información procedente de los sondeos nivológicos realizados en la estación nivometeorológica de Respomuso permite asegurar que, puntualmente, este espesor puede alcanzar los cuatro metros.

Las características climatológicas de la zona, con grandes oscilaciones de temperatura, ventiscas y alternancia de momentos secos con otros de precipitaciones importantes, no permiten definir en la evolución del manto periodos únicos de formación y consolidación. Además, el espesor del manto no sólo es sensible a las precipitaciones sino también a los vientos. Así, asociadas periodo de días con vientos fuertes, el manto de nieve registra importantes modificaciones y oscilaciones en su espesor.

Entre los meses de abril y mayo, cuando las temperaturas comienzan a elevarse, la nieve entra en su periodo de fusión. En este momento el espesor del manto disminuye rápidamente para terminar desapareciendo.

Todos estos factores permiten afirmar que el circo de Piedrafita presenta características geográficas favorables al desencadenamiento de aludes (pendientes, altitudes y litologías favorables, existencia de zonas de acumulación de nieve, vegetación escasa y de porte reducido, precipitaciones abundantes en forma de nieve y persistencia del manto de nieve estacional).

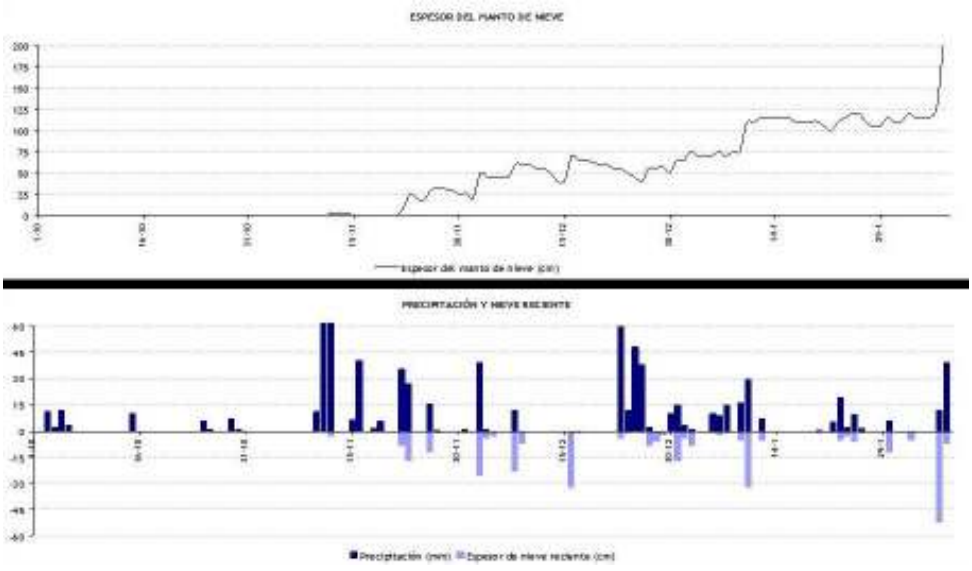


Figura 45.5: Evolución del espesor del manto de nieve y de las precipitaciones registradas durante la temporada 1995 – 1996 en la estación de Respomuso.

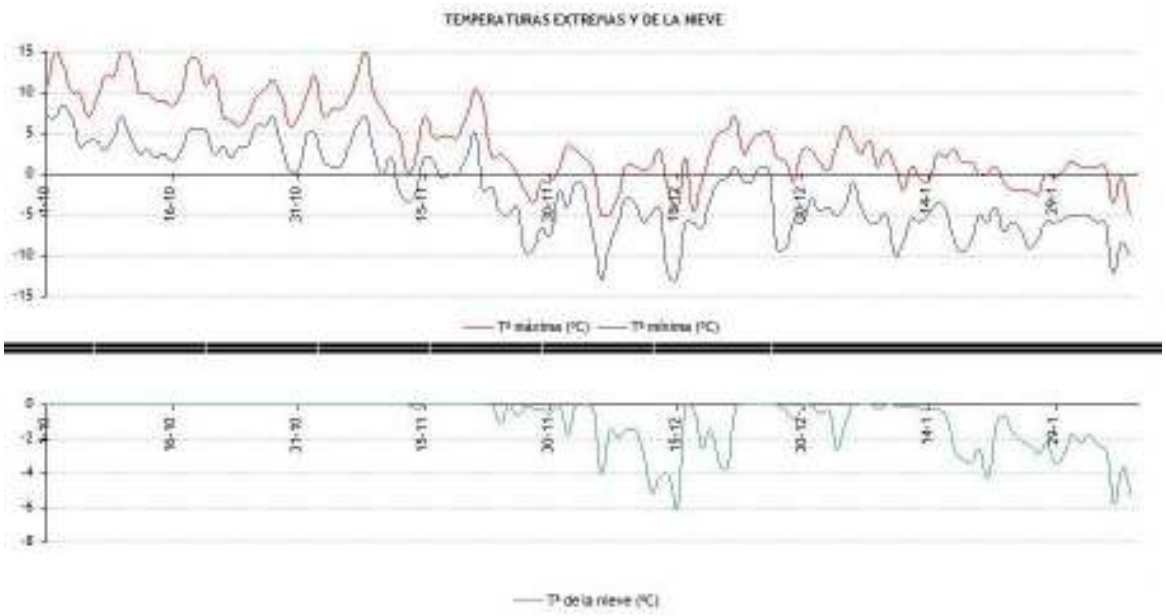


Figura 45.6: Evolución de las temperaturas extremas y de la temperatura de la nieve registradas durante la temporada 1995 – 1996 en la estación de Respomuso.

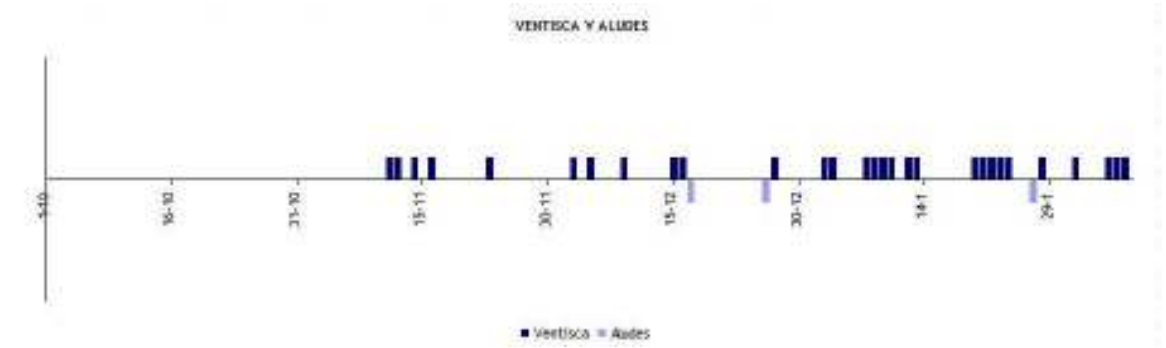


Figura 45.7: Evolución de la ocurrencia de ventiscas y aludes durante la temporada 1995 – 1996 en la estación de Respomuso.

45.2.2 Descripción del evento

El invierno de 1995 – 1996 se caracterizó en la cordillera Pirenaica por las importantes nevadas que se produjeron en todas las zonas.

En las estaciones nivometeorológicas del Pirineo aragonés se registraron los espesores de nieve más elevados de todas las temporadas de las que existen observaciones (396 centímetros en el refugio de Góriz, a 2200 metros el día 9 de febrero).

Durante la temporada 1995 – 1996 se registraron en las estaciones nivometeorológicas del Pirineo aragonés alrededor de 150 aludes de distinta magnitud e intensidad.

El día 8 de febrero en el Circo de Piedrafita se registró un alud que alcanzó el refugio de Respomuso.

Factores meteorológicos y nivológicos. La existencia de una estación nivometeorológica en el refugio de Respomuso, atendida por los guardas de éste, permite caracterizar con precisión las condiciones atmosféricas y nivológicas en los días previos a la ocurrencia del alud. Esta estación meteorológica desapareció con el alud.

En la Figura 45.5 en la página anterior aparece la evolución del manto de nieve y las precipitaciones registradas los días anteriores al alud. Como puede observarse, las precipitaciones fueron abundantes los dos días anteriores, siendo, en su mayoría en forma de nieve. Estas precipitaciones provocaron un aumento brusco del espesor del manto de nieve que pasó de menos de 120 centímetros el día 6 de febrero a 200 centímetros el día 8.

En la Figura 45.6 en la página anterior aparece la evolución de las temperaturas extremas del aire y de la temperatura de la capa superficial de la nieve a lo largo de la temporada 1995 – 1996. Como puede observarse, durante los días inmediatamente anteriores al alud, las temperaturas se mantuvieron por debajo de 0 °C durante todo el día siendo la temperatura máxima de –5 °C el día 7 de febrero. Las bajas temperaturas del aire dieron lugar a que la nieve caída también estuviese a unas temperaturas muy bajas, en torno a –6 °C el día 7, por lo que su evolución fue lenta y hacia la inestabilidad del manto de nieve.

En la Figura 45.7 en la página anterior se representa la ocurrencia de ventiscas y aludes a lo largo de la temporada 1995 – 1996 registradas en el refugio de Respomuso. La observación de la gráfica los días anteriores al desencadenamiento del alud permite apreciar cómo, los días 5, 6 y 7 de febrero se habían registrado ventiscas importantes. La ocurrencia de estas ventiscas nos permite suponer que la nieve reciente y poco cohesionada pudo moverse y acumularse en determinadas zonas favorables para ello dando lugar a un aumento adicional del espesor del manto de nieve.

Las fuertes acumulaciones de nieve que produjeron los días previos al alud se depositaron sobre un manto de nieve ya consolidados. En los sondeos nivológicos realizados en una estación próxima se observa cómo, entre el 1 y el 9 de febrero, (Figura 45.8) se acumularon más de 60 centímetros y además esta fuerte acumulación de nieve reciente se produjo sobre un manto de nieve ya estabilizado y consolidado de forma que se favorecía el deslizamiento de la capa de nieve superior, más reciente, sobre la inferior por el sobrepeso de la nieve recién caída y la situación desfavorable a la aparición de *anclajes* que ligaran la nieve recién caída a la de la capa inferior.

En los sondeos se observa también que, entre el 1 y el 9 de febrero, el manto registró un claro enfriamiento, desde un manto prácticamente isotermo el día 1 a uno con un fuerte gradiente vertical de temperatura de la nieve (día 9), hecho que favorece su pérdida de estabilidad.

Los dos sondeos se realizaron en el mismo punto y con condiciones similares (altitud de 1900 metros, ladera de exposición sur y alrededor de las 11 horas).

En resumen, todos los factores meteorológicos y nivológicos observados eran favorables al desencadenamiento de aludes, y unidos a unas condiciones fisiográficas también favorables dieron lugar al desencadenamiento de un alud la madrugada del día 8 de febrero de 1996.

La zona de salida estaba situada en torno a los 2900 metros de altitud en el circo de Frondellas, al noroeste del refugio. La salida del alud fue puntual. La nieve que se puso en movimiento era nieve seca, poco evolucionada y fría. Sólo se deslizó el estrato superior del manto.

La trayectoria del alud estuvo condicionada por su importante fase de aerosol, debida a la poca evolución de la nieve que se puso en movimiento. La fase de aerosol fue también su causa de la gran capacidad destructiva.

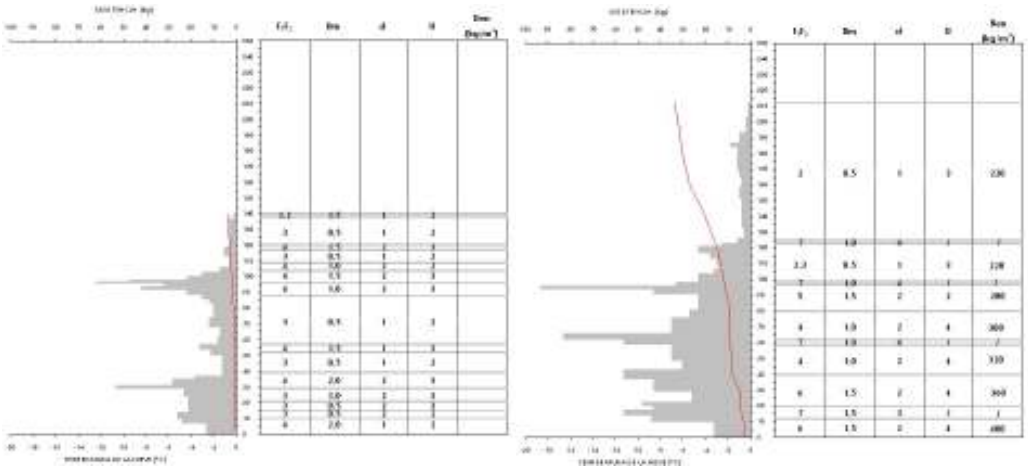


Figura 45.8: Comparación de los sondeos nivológicos de los días anteriores y posteriores al alud, 01-02-1996 (izquierda) y 09-02-1996 (derecha).

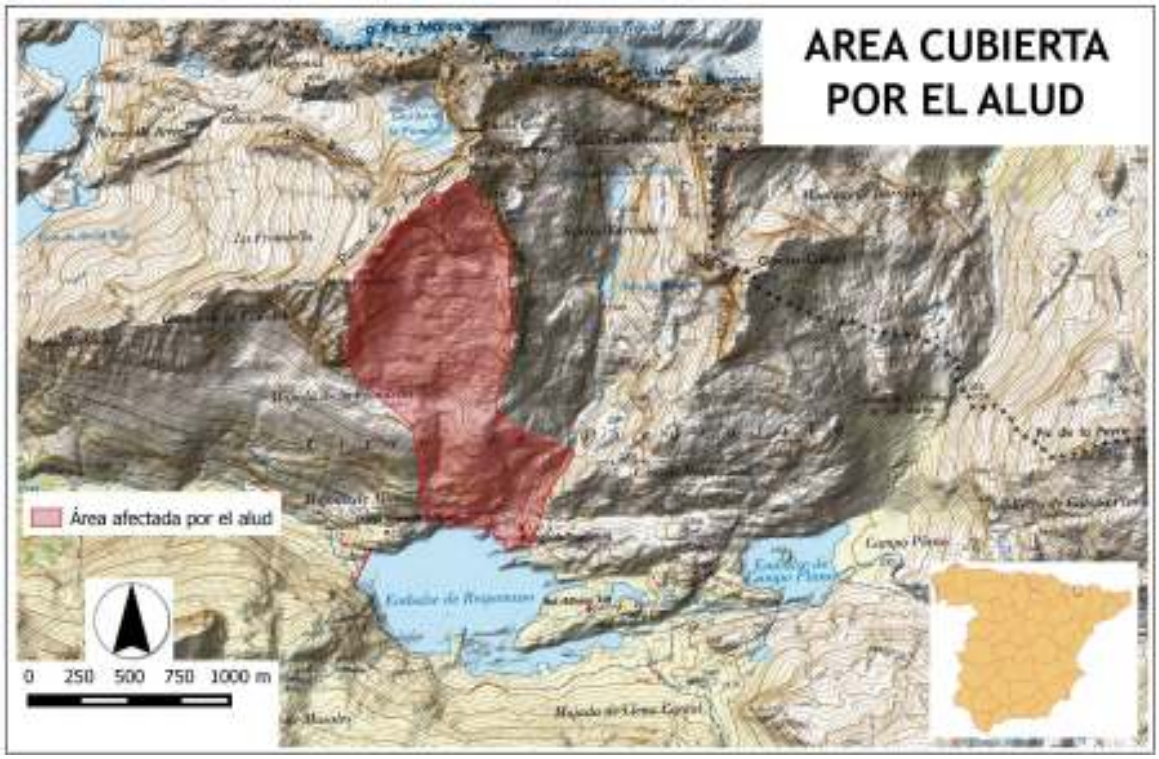


Figura 45.9: Área afectada por el alud. Mapa compuesto con QGIS [508], usando la topografía del IGN.

La zona de depósito alcanzó el embalse de Respomuso. La escasa evolución de la nieve que se movilizó también explica el hecho de que en el depósito no se observaba la presencia de bloques ni bolas de nieve.

El alud alcanzó la fachada norte del refugio de Respomuso (Figura 45.10) provocando importantes daños materiales, valorados en 180 000 euros, pero sin daños personales.

El alud tuvo unas características especiales en lo que se refiere a extensión y daños ocasionados. No existe constancia de eventos similares ni en la zona de estudio ni en otras zonas próximas.

Las características meteorológicas y nivológicas de la temporada hacen que no se pueda calificar el alud como un fenómeno extraordinario. De hecho, esa misma semana, existe constancia del desencadenamiento de aludes en numerosos puntos del Pirineo.

La ausencia de una serie de datos nivometeorológicos suficientemente larga impide el cálculo del periodo de retorno del proceso. Sin embargo, algunos estudios realizados con series más largas obtenidas a partir de otras estaciones nivometeorológicas del Pirineo Aragonés de características similares dan una estimación del periodo de retorno de entre uno y tres siglos [59].

Figura 45.10: Estado de la fachada norte del refugio de Respomuso como consecuencia del alud (izquierda) y estado del interior del refugio de Respomuso como consecuencia del alud (centro y derecha). Fotos: PRAMES.

45.2.3 Predicción del ECENS

Mapas realizados por ALBERTO FERNÁNDEZ MATÍA, ATAP, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

Incertidumbre y predecibilidad durante el episodio. Cinco días antes del evento, el 3 de febrero de 1996, la pasada del ECENS ofrecía unos escenarios que mostraban relativamente poca incertidumbre para la secuencia de días siguientes (Figura 45.11). Se puede observar cómo, desde el día 4 hasta el día 8 predominaban, en todos los escenarios, flujos de componentes norte y oeste tanto en niveles medios de la troposfera (fila superior de cada panel), como en niveles bajos (fila media), acompañados de precipitación segura (fila inferior). La relativa similitud entre los grupos, al menos en el nordeste peninsular, permite inferir gran predecibilidad atmosférica para estos días en esa zona. Cuatro, tres, dos y un día antes del evento las sucesivas pasadas del ECENS (19960204, 19960205, 19960206, 19960207) ofrecían grupos con incertidumbre similar (no se muestra por brevedad), muy consistentemente con esta pasada de cinco días antes. Una vez transcurrido el evento, se puede decidir que con el uso del modelo determinista de más resolución era suficiente, pero a priori no es tan sencillo tomar esa decisión.

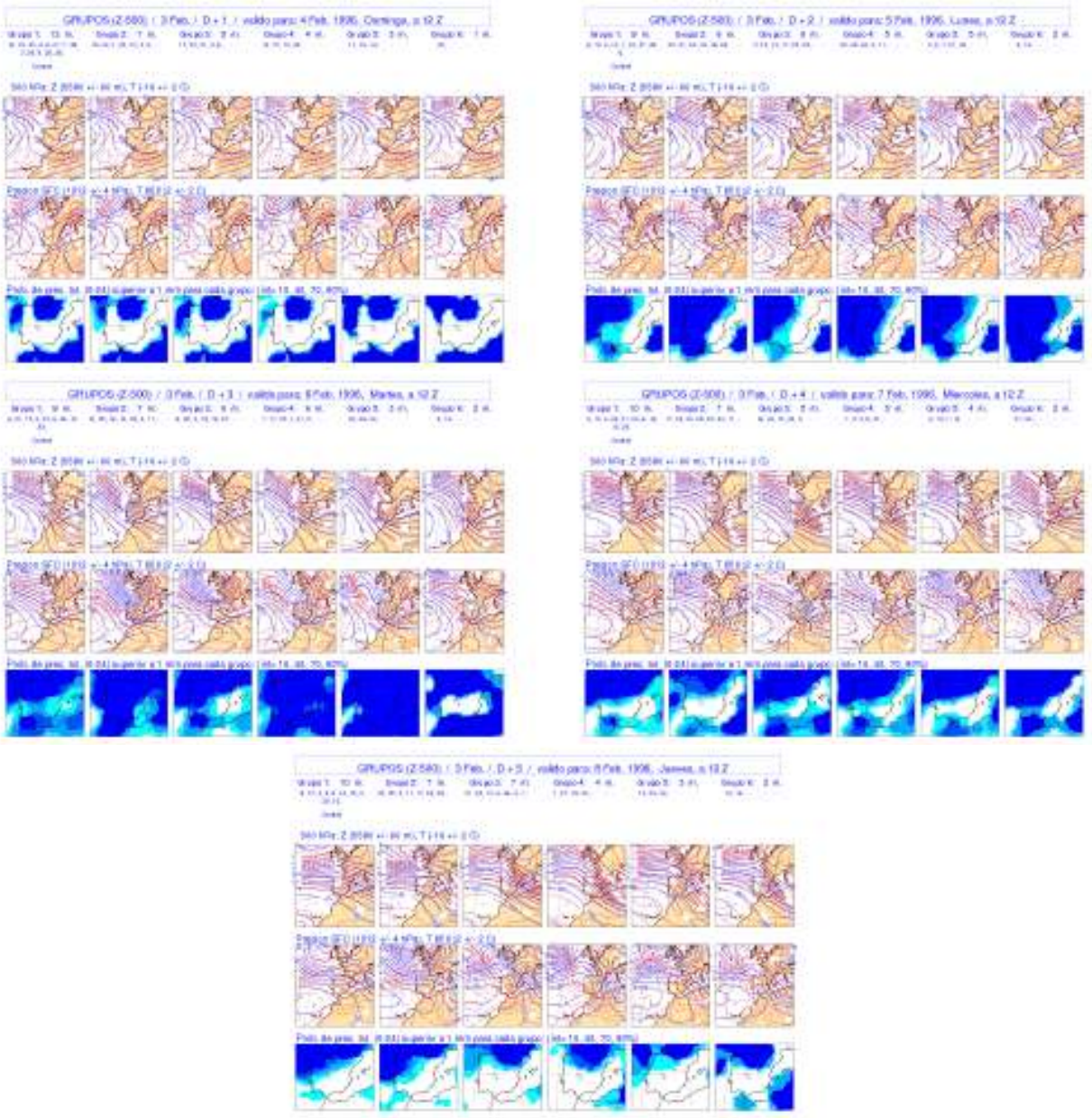


Figura 45.11: Grupos del ECENS del día 3 de febrero de 1996.

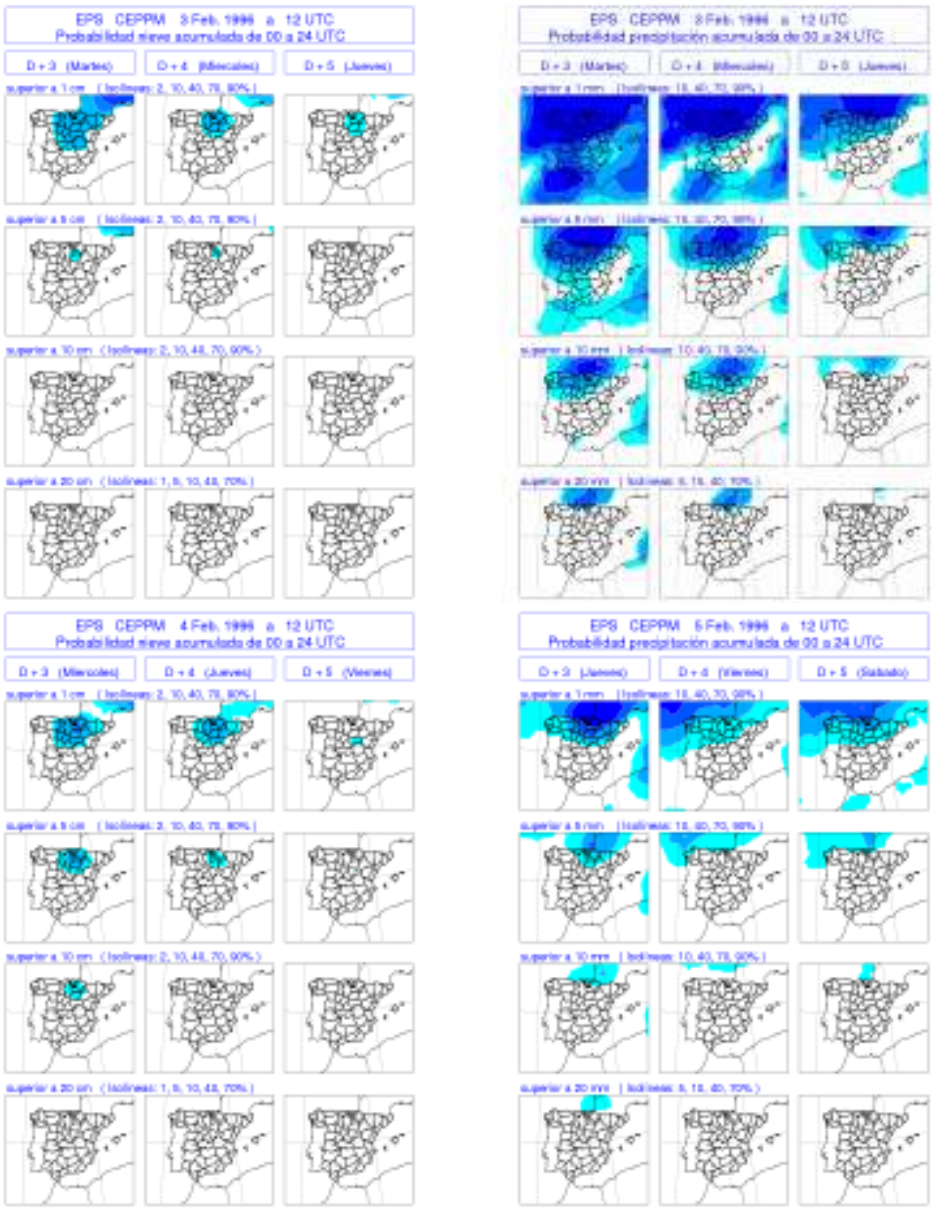


Figura 45.12: Arriba: probabilidades previstas por el ECENS, pasada 19960203, de nieve y precipitación total para los días 6, 7 y 8. Abajo: a la izquierda pasada del ECENS 19960204, nieve y a la derecha pasada 19960205, precipitación total.

Nieve y precipitación total esperadas. En la Figura 45.12, la pasada del día 3 de febrero, cinco días antes del evento, muestra a la izquierda la nieve prevista por el ECENS y a la derecha lo mismo con la precipitación total acumulada, que contiene tanto nieve como agua líquida. Tanto la nieve como la precipitación total (lluvia+nieve) se muestran como mosaicos de diferentes probabilidades de superación de umbrales. Cada columna corresponde a un día (6, 7 y 8). Cada fila corresponde a un umbral diferente. Para la nieve estos umbrales son 1, 5, 10 y 20 centímetros y para la precipitación total 1, 5, 10 y 20 milímetros, de modo que, asumiendo que 1 centímetro de nieve equivale normalmente a 1 milímetro de agua, ambas columnas son, hasta cierto punto, equiparables. El martes día 6 podía esperarse nieve por encima de 1 centímetro con probabilidades altas en torno a 40-70 %, pero no por encima de 5 centímetros. El miércoles día 7 se quedaba en una probabilidad de 10-40 %. Por otro lado, las probabilidades de superar 5 milímetros de precipitación total los días 6 y 7 son altas, alrededor de 70-90 % y 10 milímetros 10-40 %. Para el día 8 no se espera nieve, 70-90 % de 1 milímetro de precipitación total y 10-40 % para 5 milímetros.

Aparentemente, poca nieve y cierta cantidad de precipitación total, pero lejos de la acumulación de 80 centímetros medida en la estación. No obstante, dado

el acentuado sesgo en las altitudes del ensemble, podemos inferir una cantidad de nieve muy superior a la prevista, teniendo como límite tanta cantidad como la precipitación total prevista. Aun teniendo ese sesgo en cuenta, no se pueden esperar las acumulaciones que se dieron. Cuatro días antes del evento, la pasada de 4 de febrero de 1996 aumenta las cantidades esperadas, tanto de nieve (Figura 45.12 en la página anterior, abajo izquierda) como de precipitación total, tanto el día 7 como el día 8. Tres días antes, la pasada de 5 de febrero de 1996 aumenta notablemente las cantidades de precipitación total (Figura 45.12 en la página anterior, abajo derecha) de modo que, aunque no se alcanzan las acumulaciones que se observaron después, el SPC delimita bien las zonas donde se esperan acumulaciones relativamente altas tanto de nieve, teniendo en cuenta el sesgo, como de precipitación total, en cualquier caso.

Temperaturas esperadas. La Figura 45.13 muestra un mosaico de temperaturas previstas cinco días antes del evento, para los días previos e incluyendo el del alud. En columnas se despliegan los días 4, 5, 6, 7 y 8, mientras que en filas se despliegan umbrales de temperatura. Cada pequeño mapa representa en colores la probabilidad de que la temperatura sea inferior al umbral especificado. Así, para el día 4 en la zona de interés podemos esperar temperaturas que no excederán los 4 grados y que no serán inferiores a 0, es decir, de 0 a 4 grados. Se han seleccionado distintas pasadas para los diferentes días, eligiendo los escenarios más fríos previstos para que, aunque se trate de diferentes horizontes de predicción y se pierda consistencia relativa, podemos hacernos una idea de las temperaturas más bajas que pueden esperarse. Puede observarse un enfriamiento muy claro entre los días 4 y 5 en la zona de estudio. A partir del día 6 hay un calentamiento también claro que hace que las probabilidades de tener temperaturas bajo cero en la zona vayan disminuyendo. Para un alud de este tipo, nieve reciente, las condiciones favorables las darían temperaturas muy frías sostenidas durante varios días. Es el caso de los días 4 y 5, quizá parte del 6, pero no de los días siguientes, aunque sí se perfilan temperaturas inferiores a 8 grados, e incluso inferiores a 4. No obstante, si tenemos en cuenta el sesgo orográfico comentado en apartados anteriores, podemos extrapolar temperaturas bastante inferiores (de 10 a 15 grados de diferencia) a las previstas por el ensemble. De modo que sí que tenemos, en ese caso, seguridad de temperaturas sostenidas por debajo de cero durante el periodo de cinco días.

En consecuencia, de todo lo anterior se concluye que, con la orografía del modelo en el año 2000, no es fácil predecir un evento como el estudiado, que tiene una escala mucho menor que la resolución del modelo tanto en la orografía como en las salidas de las variables meteorológicas. Como mucho se podría haber supuesto una evolución de las variables meteorológicas favorables al desencadenamiento de aludes pero a escala de toda la cordillera Pirenaica.

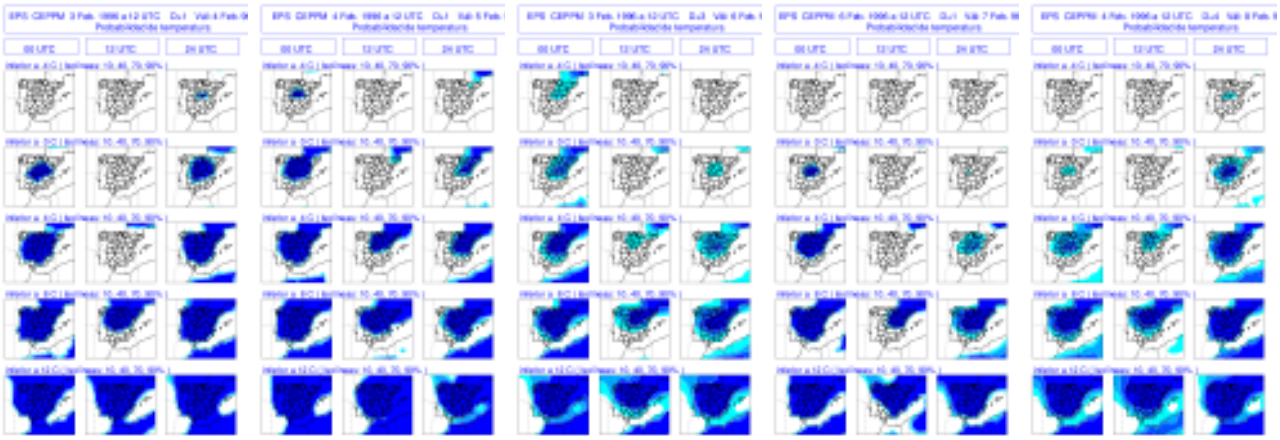


Figura 45.13: Temperaturas previstas días antes por el ECENS, pasada 19960203 para los días 4 y 6 y 19960204 para los días 5 y 8, 19960206 para el día 7, en columnas ordenadas por fecha.

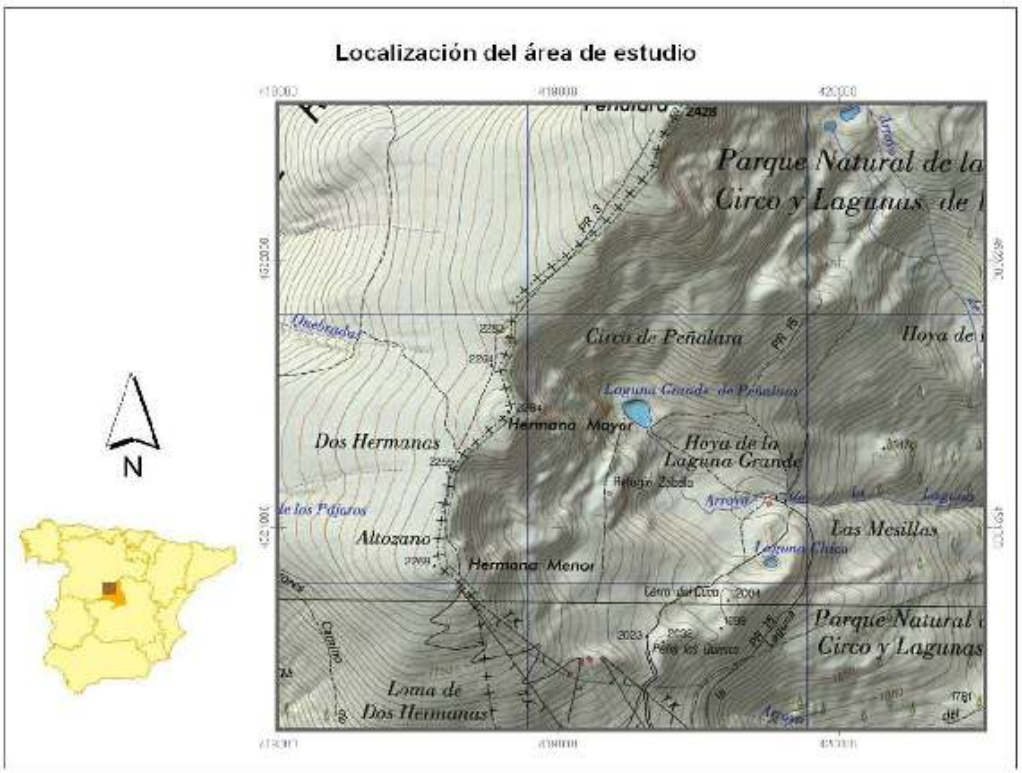


Figura 15: Localización del área de estudio.

Figura 45.14: Localización del área de estudio de Peñalara. Mapa compuesto con SAGA [136], usando la topografía del IGN.

45.3 Caso 2: Alud de placa. Macizo de Peñalara, sierra de Guadarrama, sistema Central

45.3.1 Área de estudio

El Macizo de Peñalara se encuentra en el entorno de las cumbres más elevadas de la sierra de Guadarrama que forma parte, a su vez, del sistema Central. El Macizo está constituido por materiales gneisecos, básicamente gneises glandulares, con intrusiones graníticas. Sobre estos materiales han actuado distintos procesos periglaciares, glaciares y fluviales.

En épocas preglaciares, las pulsaciones térmicas frías y secas provocaron la formación de campos de bloques por procesos de macrogelifracción de la roca (Sanz, 1986), la aparición de un manto de alteración de materiales finos, la formación de permafrost en las vertientes menos expuestas a la radiación solar [467] y la reordenación de los bloques en el manto de alteración formando conjuntos de lenguas y lóbulos [208] que perduran en la actualidad sobre todo en las vertientes occidentales del macizo.

La instalación de los glaciares tuvo lugar entre 21 000 a 23 000 años antes de la actualidad [468]. Los glaciares más activos se encontraban en las laderas con orientación este, protegidos de los vientos dominantes y de la máxima radiación solar, y las laderas occidentales se caracterizaban por la escasa acumulación de nieve y hielo. La asimetría en la distribución de los glaciares tuvo importantes consecuencias geomorfológicas. En las vertientes orientales, además de provocar la aparición de morfologías como morrenas, circos y depresiones, los glaciares barrieron el manto de alteración previo eliminándolo en muchas áreas y reduciéndolo considerablemente en otras. En las laderas orientadas al oeste la presencia glaciar fue menos importante, por lo que el manto de alteración permanece inalterado en la mayor parte de estos sectores.

A partir de la retirada de los glaciares (entre 19 000 y 16 000 años antes de la actualidad) el relieve de la zona ha registrado pocas variaciones. La desaparición de hielo estuvo acompañada por una actividad periglaciar intensa. La nieve ha sido otro de los agentes clave en el modelado actual del terreno, aportando agua al suelo, suavizando la influencia de los cambios de temperatura del aire en la temperatura del suelo, condicionando

la distribución de procesos geomorfológicos como la acción torrencial, el lavado de materiales finos, el movimiento de bloques, la solifluxión, la gelifracción y la formación de movimientos en masa y, en ámbitos de montaña mediterránea, aislando el suelo de las lluvias primaverales, limitando el desarrollo de la vegetación al periodo estival y exponiendo el suelo poco estabilizado a la erosión causada por las lluvias otoñales [467].

La acción fluvial también ha originado variaciones en el relieve. Los torrentes se han instalado en las laderas incidiendo sus cauces en el manto de alteración y en los materiales de las morrenas y mostrando en algunos puntos un incipiente proceso de jerarquización [467].

El resultado de esta evolución hace que una de las características principales del Macizo de Peñalara en la actualidad sea su marcada asimetría este – oeste en su aspecto geomorfológico, que se refleja en otras facetas como la distribución y persistencia del manto de nieve o en las relacionadas con la distribución de la vegetación, ya que son todos ellos factores interrelacionados.

Las áreas preglaciares ocupan las laderas occidentales del Macizo (poco afectadas por la acción glaciar) y los sectores de las laderas orientales por debajo de los a 1800 metros, que corresponde a la altitud mínima que alcanzaron los glaciares.

Los relieves glaciares aparecen básicamente en los sectores del Macizo situados en las vertientes orientales de éste que superan los 1800 metros de altitud. Se pueden distinguir dos circos, el de Dos Hermanas al sur y el de la Laguna al norte, y un conjunto de morrenas que cierran estos circos y que presentan una dirección marcada del noroeste al sureste. En la parte inferior de los circos y entre los cordones morrénicos aparecen áreas de turberas [469].

Las áreas glaciadas y las no glaciadas conectan en el área de cumbres, en las que se encuentran los picos Peñalara (2428 m), Dos Hermanas (2284 y 2269 m) y Claveles (2387 m). En el área de cumbres aparecen depresiones de origen nival con profundidades variables pero que, en general, no superan el metro de profundidad y de unos metros de diámetro, cuyo fondo está cubierto por un manto de alteración en el que aparecen incrustados bloques de dimensiones decimétricas [467].

Los agentes más importantes de modelado en la actualidad son una moderada acción periglaciar, los movimientos en masa que se desarrollan en ambas laderas, la acción torrencial y los procesos ligados a la presencia de la nieve.

El clima del área de estudio se puede encuadrar dentro del clima mediterráneo de montaña. Entre las características principales de este clima están las suaves temperaturas invernales, las altas temperaturas y la elevada aridez estival y la acusada variabilidad tanto espacial como temporal (inter e intra anual) de los parámetros meteorológicos. Esta variabilidad se aprecia sobre todo en la precipitación y la acumulación de la nieve, que no se distribuyen espacialmente siguiendo patrones altitudinales, sino que están condicionados por el régimen de vientos dominantes y por la orografía, de forma que las mayores acumulaciones de nieve se localizan en las vertientes orientales del macizo, a sotavento de los vientos dominantes y en zonas con una topografía favorable, heredada de la época glaciar.

La variación temporal de la temperatura, la precipitación, la intensidad del viento o el espesor del manto de nieve también presentan fuertes contrastes dentro de un año concreto y entre unos años a otros. Así hay años en los que se superan los 2 000 milímetros de precipitación (1972), mientras que otros no se alcanzan los 1 000 milímetros (1990). Además de esta variabilidad interanual de las variables climatológicas, otro de los rasgos que caracterizan al clima de estas áreas es el hecho frecuente de que se produzcan rápidas oscilaciones, de forma que, en el plazo de pocos días, se pueden registrar cambios en la temperatura de más de 10 °C o precipitaciones diarias que superan los valores medios para ese mes.

45.3.2 Descripción del evento

El 2 de marzo de 2014 se produjo un alud de placa de nieve húmeda. El desencadenamiento fue precedido de copiosas nevadas y precipitaciones en forma de agua que llegaron a acumular 178 milímetros en 24 horas en la estación del Puerto de Cotos.

Los días previos al alud el manto de nieve estuvo presente de forma continua desde los 1500 metros de altitud, con unos 50 centímetros a 1800 metros y en torno a los 150 centímetros a 2100 m, y con acumulaciones que superaban los 300 centímetros en circos y canales. El manto antiguo se encontraba bien estabilizado. Encima de los estratos antiguos, las precipitaciones más recientes acumularon un espesor de entre 30 y 50 centímetros más bien de forma uniforme, aunque el viento predominante del noroeste provocó

más cantidad en orientaciones sur, observándose en estas laderas estructuras de placa por la presencia de una capa de nieve granulada poco profunda bajo una capa superficial más cohesionada. Las precipitaciones líquidas del día previo al alud dieron lugar a importantes aumentos en la humedad del manto y a su inestabilización.

En las Figuras 45.15 y 45.16 se representan respectivamente la evolución de las temperaturas extremas, las precipitaciones acumuladas en 24 horas y los meteoros registrados entre los días 22 de febrero y 2 de marzo de 2014 en la estación meteorológica del Puerto de Cotos.

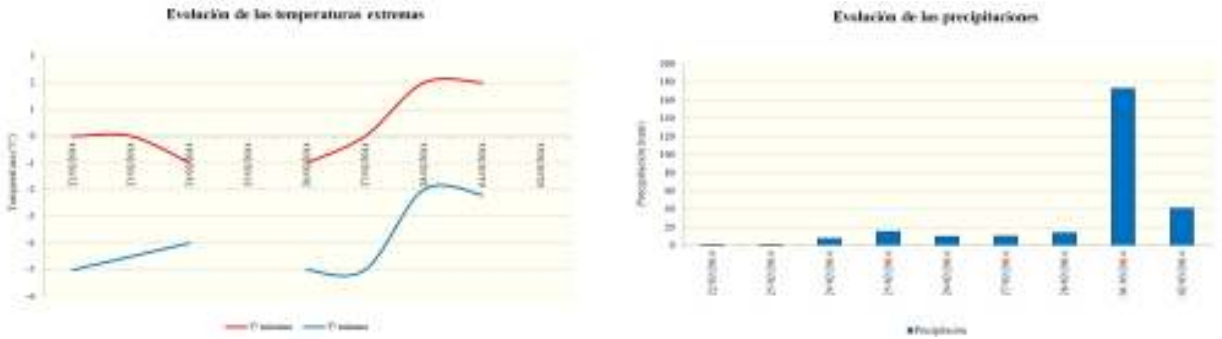


Figura 45.15: Evolución de las temperaturas extremas (izquierda) y de las precipitaciones (derecha).

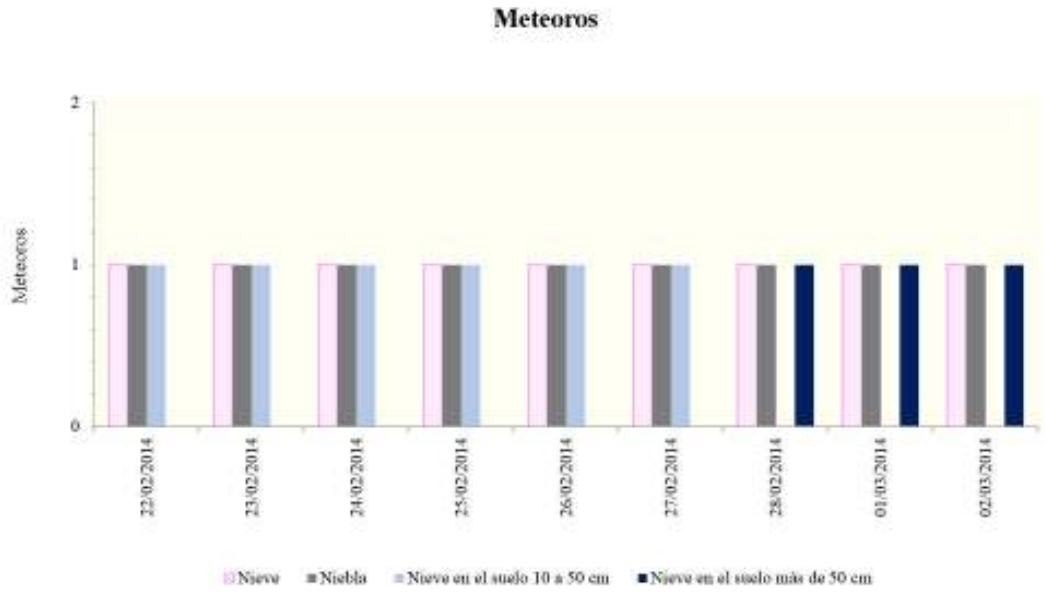


Figura 45.16: Evolución de los meteoros.

Como puede observarse, las temperaturas fueron muy bajas los días anteriores al alud, ascendiendo a partir del día 28 de febrero de forma ligera a partir de ese momento. Sin embargo, el factor verdaderamente determinante para el desencadenamiento del alud fueron las intensas precipitaciones en forma de nieve que se produjeron el día 1 de marzo como se observa en la Figura 45.15 derecha. Ese día se acumularon más de 170 milímetros de precipitación en forma de nieve en la estación. El manto de nieve existente previamente se vio sometido a un sobrepeso importante, tanto por la nieve como por la precipitación líquida caída a los largo del día 1 de marzo.

El alud se desencadenó en la vertiente oriental del macizo, con un labio de corte de casi 1 kilómetro de ancho, hasta 100 metros de profundidad y que deslizó más de 300 metros de desnivel hasta la Laguna Grande arrancando a su paso algunas instalaciones del Parque Nacional.

Figura 45.17: Área afectada por el alud. LUIS PANTOJA*, Observatorio de Navacerrada, AEMET.*

45.3.3 Predicción del ECENS

Incertidumbre y predecibilidad durante el episodio. Cinco días antes del evento, el 26 de febrero de 2014, la pasada del ECENS ofrecía unos escenarios que mostraban relativamente algo más de incertidumbre para la secuencia de días siguientes que el caso de 1996 (no se muestra por brevedad). A más incertidumbre, mayor es el valor añadido del ECENS con respecto al ECHRES y, aunque su resolución y orografía sean más pobres, permite una predicción más fiable en general.

Nieve y precipitación total esperadas. En la Figura 45.18 en la página siguiente se muestra, para la pasada del día 26 de febrero de 2014, cinco días antes del evento, la nieve prevista por el ECENS (arriba) y la precipitación total acumulada (abajo), lluvia+nieve, que contiene tanto nieve como agua líquida. Tanto la nieve como la precipitación total se muestran como mosaicos de distintos días por probabilidades de superación de diferentes umbrales. Cada columna corresponde a un día previsto (26, 27, 28, 1 y 2) y cada fila corresponde a un umbral diferente. Para la nieve estos umbrales son 1, 2, 5, 10 y 20 centímetros y para la precipitación total 1, 2, 5, 10 y 20 milímetros de agua equivalente, de modo que, asumiendo que 1 centímetro de nieve equivale aproximadamente a 1 milímetro de agua, ambas columnas son, hasta cierto punto, equiparables.

Puede apreciarse que ECENS predice cantidades de nieve y precipitación total significativamente altas el día 1. El valor acumulado observado de 170 cm de nieve no puede esperarse de forma realista de un modelo o un SPC. Sin embargo, llama la atención que, incluso para umbrales altos (10, 20 mm), hay señal de probabilidad aunque sea baja. Considerando nuestra experiencia en el uso de SPC, estas señales son llamadas de atención sobre un posible fenómeno adverso.

Un día antes del evento, la pasada de 1 de marzo de 2014 aumenta las cantidades esperadas, tanto de nieve como de precipitación total (no mostrado por brevedad), aunque asumimos que un día antes ya puede usarse con razonable fiabilidad el ECHRES. En cualquier caso, aunque con más días de antelación no se alcanzan las acumulaciones que se observaron después, el ECENS delimita bien las zonas donde se esperan acumulaciones relativamente altas.

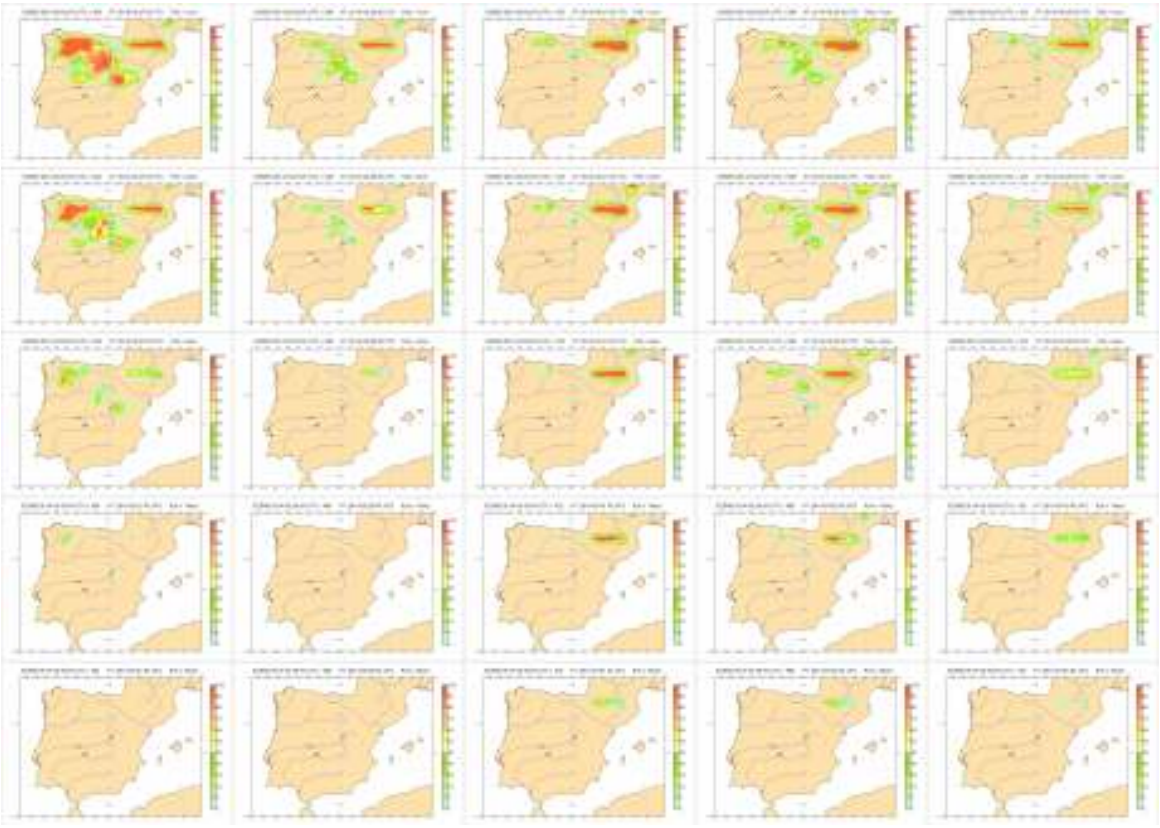
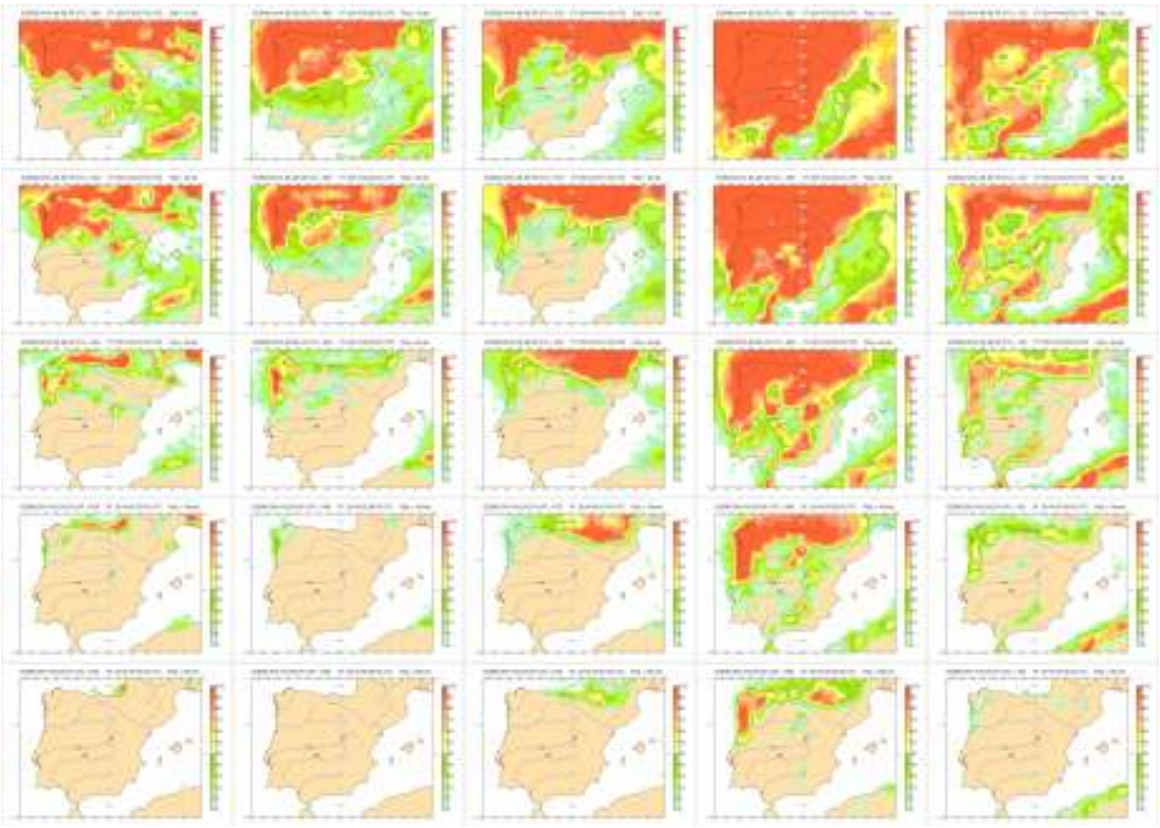


Figura 45.18: Arriba: probabilidades de nieve (00-24 UTC) estimadas por el ECENS pasada 2014022600 para el abanico de días 26-02-2014 a 02-03-2014. Las columnas representan los días 26, 27, 28, 01 y 02 y las filas los umbrales 1, 2, 5, 10, 20 cm de nieve. Abajo: como arriba, aquí precipitación total, con umbrales de acumulación 1, 2, 5, 10, 20 mm.



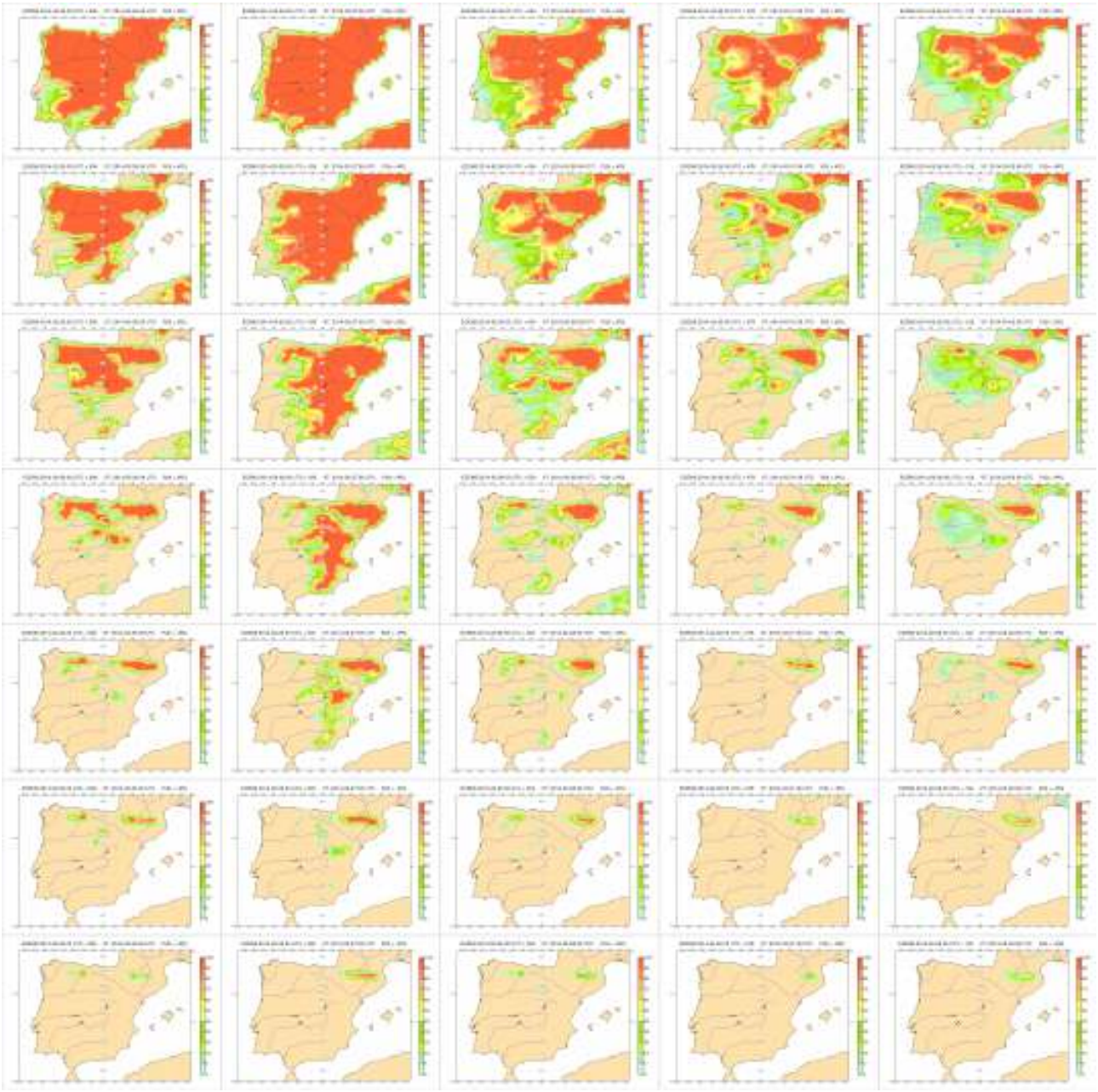


Figura 45.19: Temperaturas mínimas previstas cinco días días antes por el ECENS, pasada 2014022600 para el abanico de días 27-02-2014 a 02-03-2014. Las columnas representan los días 26, 27, 28, 01 y 02 y las filas representan los umbrales 6, 4, 2, 0, -2, -4 y -6 ºC (ver texto).

Temperaturas esperadas. La Figura 45.19 muestra un mosaico de temperaturas mínimas previstas por ECENS, pasada 2014022600, cinco días antes del evento, para los días previos e incluyendo el del alud, es decir 27-02-2014 a 02-03-2014. Las columnas representan por tanto los días 26, 27, 28, 01 y 02 y las filas representan los umbrales 6, 4, 2, 0, -2, -4 y -6 ºC. Se trata de temperaturas a las 06 UTC, que asumimos como suficientemente cercanas al valor mínimo diario. Como decíamos en el primer caso de alud, cada pequeño mapa representa en colores la probabilidad de que la temperatura sea inferior al umbral especificado. De este modo, para la sierra de Guadarrama podemos esperar temperaturas bajo cero los 2-3 primeros días y después un calentamiento gradual. Las diferencias, como mínimo, en orografía y resolución entre el ECENS de 1996 y el del año 2014 son claras: la predicción de aludes en 1996 resultaba muy dificultosa y requería extrapolar mucha información por la falta de precisión en las altitudes del modelo, mientras que en 2014 las pautas y tendencias térmicas, así como pluviométricas, siguen con nitidez los patrones orográficos.

En resumen, con las salidas del ECENS del día 26 de febrero de 2014 se puede «intuir» que las precipita-

ciones serían de nieve los días 26, 27 y 28 de febrero y, abundantes y en forma de lluvia, los días 1 y 2 de marzo. Además, se observa una subida rápida de las temperaturas entre los días 27 y 1. La combinación de nieve reciente, ascenso de temperaturas y aumento de agua en el manto debido la lluvia aumenta la inestabilidad del manto de nieve y nos podría haber puesto sobre aviso de un escenario favorable al desencadenamiento de aludes en el sistema Central.

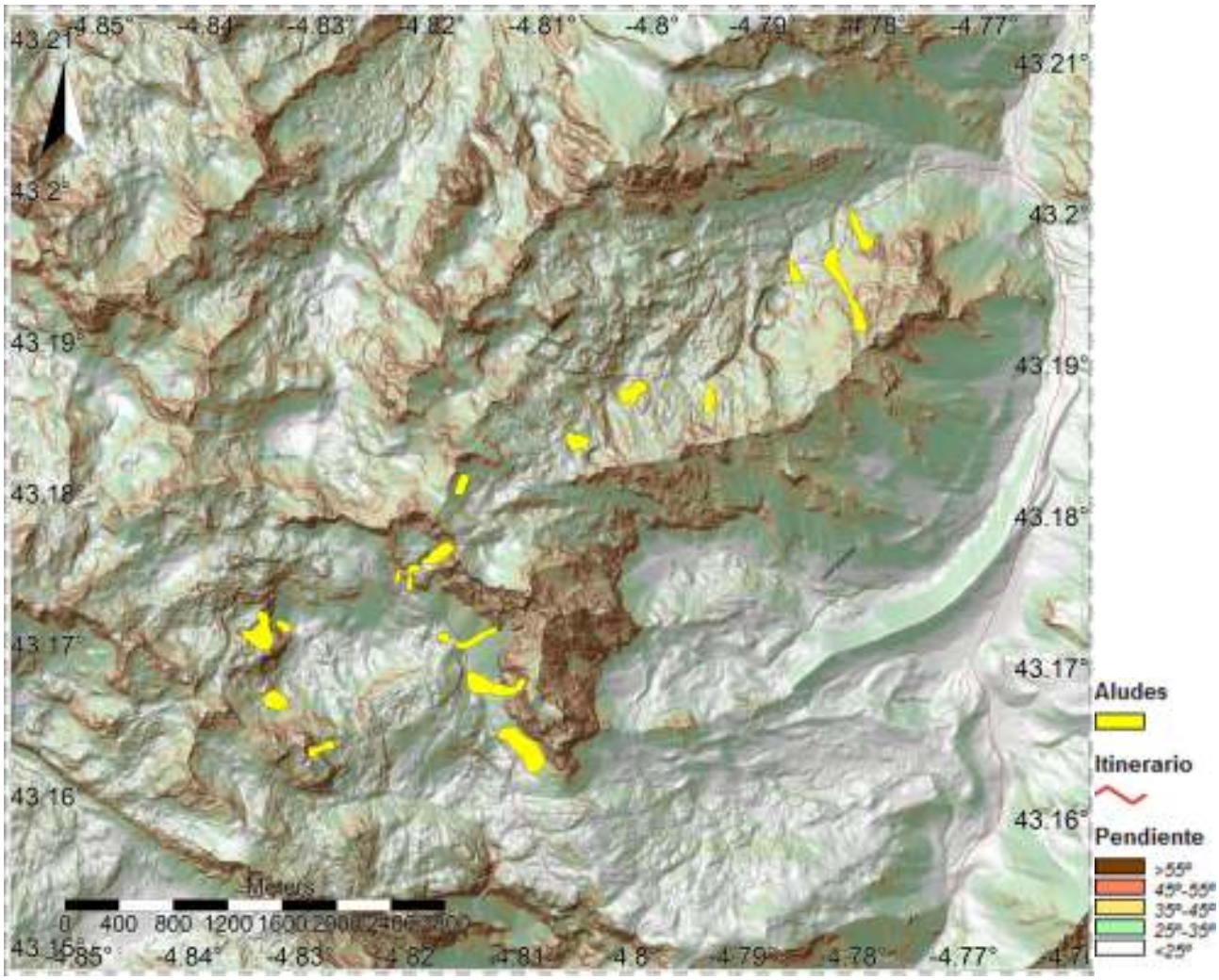


Figura 45.20: Mapa de pendientes, en grados, del área recorrida. Aludes, en azul, e itinerario, en rojo. Compuesto con SAGA [136], usando la topografía del IGN

45.4 Caso 3: Alud de placa húmeda. Grupo de cumbres de Peña Vieja. Picos de Europa. 28/03/2015

45.4.1 Área de estudio

Los Picos de Europa constituyen un conjunto montañoso de características particulares. Están situados al norte del sector central de la cordillera Cantábrica, separados de ella por cuencas intramontanas como el valle de Liébana, o por profundos desfiladeros como el del río Sella, al oeste.

El conjunto está dividido en tres macizos individualizados por estrechos tajos fluviales, y la roca sobre la que están edificados es casi exclusivamente caliza, altamente soluble. Esta circunstancia impide la construcción de una red hidrológica superficial en el interior de los macizos, y el agua que cae se pierde rápidamente en el subsuelo. El paisaje está dominado por altas torres y profundos hoyos, *jous* en el habla local, y presenta todo el amplio repertorio de formas superficiales propias de los paisajes cársticos (Figura 45.20). Otro rasgo destacado de estas montañas es su elevada pluviometría, y la acusada disimetría que alcanza la precipitación en una u otra vertiente del macizo. En la fachada marítima, la precipitación supera los 1.800 milímetros anuales a 900 metros de altitud, y distintas aproximaciones y observaciones indican que en la franja comprendida entre 1500 y 2 000 metros de altitud, la precipitación recibida estaría en torno a 2500 milímetros. Sin embargo, a sotavento de los vientos marítimos, la precipitación no supera los 1200 milímetros a 1100 metros de altitud.

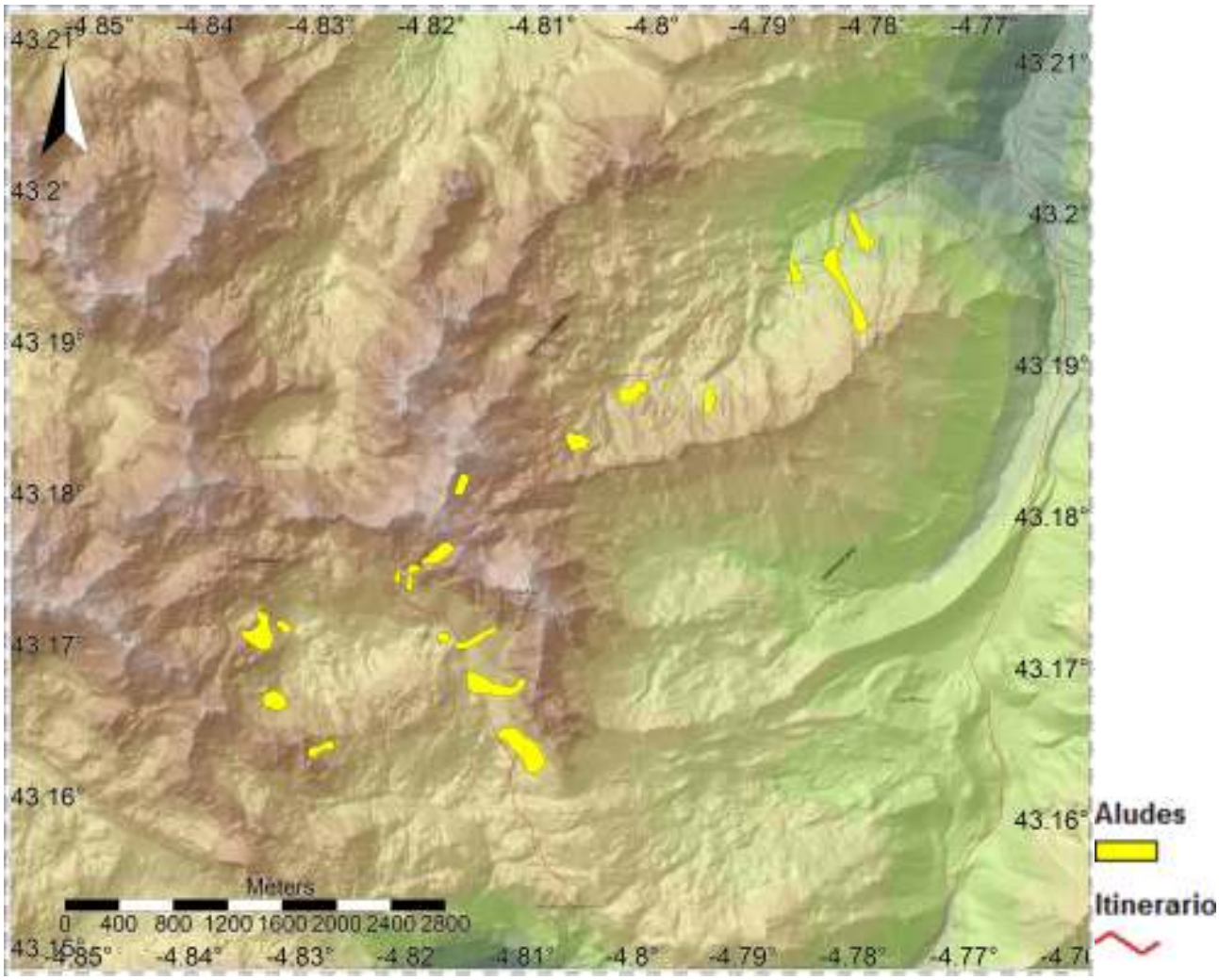


Figura 45.21: Sector de Peña Vieja, Valle de las Moñetas y vegas de Áliva en el macizo central de los Picos de Europa. La línea roja corresponde al itinerario realizado el 28 de marzo, y los recintos azules los aludes observados aquel día. Base cartográfica del Mapa Topográfico Nacional E:1/25 000 editado por el Instituto Geográfico Nacional.

Aunque la altitud es moderada, pues la zona de cumbres se desarrolla entre 2 000 y 2600 m, las fuertes pendientes, lo escarpado del terreno, la falta de agua en superficie y el predominio del roquedo desnudo otorgan a estas montañas las características de lo que se da en llamar la alta montaña.

La observación de aludes se realizó el 28 de marzo de 2015, a lo largo de un itinerario bien conocido por los esquiadores de montaña, en torno al grupo de cumbres de Peña Vieja. Desde Fuente Dé se atraviesan los Lagos de Lloroza, 1850 m y se alcanza el Collado de la Canalona, 2450 m, para descender después por el Valle de Las Moñetas hasta las Vegas de Sotres (1100 m), y cerrar el circuito atravesando los Puertos de Áliva (1450 m) hasta alcanzar el camino que desciende finalmente a Espinama (950 m). (Figura 45.21).

45.4.2 Descripción del evento

El invierno de 2015 había sido extraordinario por la abundante precipitación caída, y el episodio de nevadas del mes de febrero acumuló, en promedio, dos metros de nieve a 2 000 metros de altitud. Las temperaturas se mantuvieron bajas, con la isoterma de 0 ºC por debajo de los 2 000 metros (Figura 45.22 en la página siguiente). El mes de marzo empezó con un repunte de las temperaturas que duró hasta mediados de mes, e hizo ascender la isoterma de 0 °C por encima de 3 000 metros. Sin embargo, entre los días 15 a 26 volvió a caer y se mantuvo por debajo de 1500 m, para subir por encima de 2500 a partir del día 26.

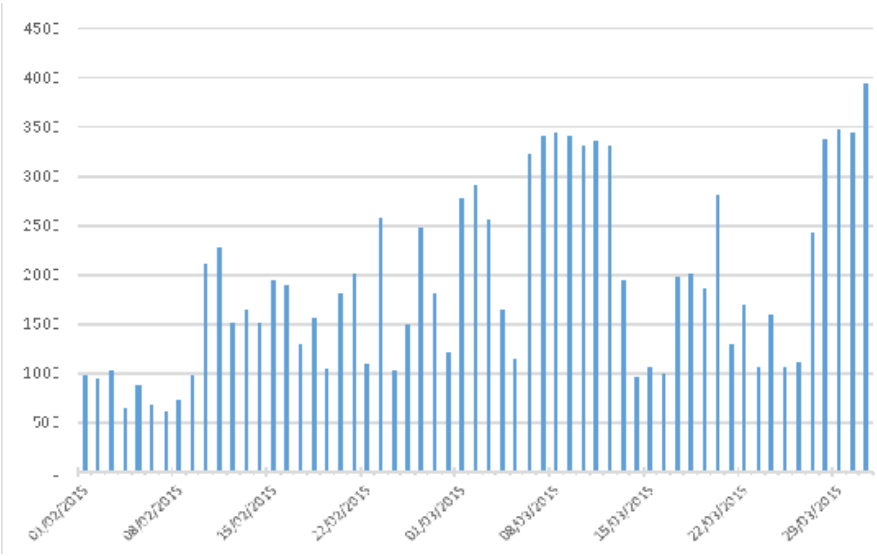


Figura 45.22: Altura de la isoterma de 0 °C, en metros, entre el 1 de febrero y el 31 de marzo de 2015 (izquierda). Canales de escorrentía sobre el manto nival, y alud de placa húmeda desprendido bajo los Cuetos de Juan de la Cuadra, 2237m (derecha).

En la víspera de esta subida acusada y rápida, nevó de forma generalizada, acumulándose el día 25 un manto de nieve de 10 centímetros de espesor a 1 000 metros de altitud, de 15 centímetros a 1300 metros, y de entre 25 y 50 centímetros en las zonas más altas del macizo, en cotas comprendidas entre 1800 y 2500 metros.

El día 26, el nivel de la isocero subió de 1100 metros a medianoche, hasta 2600 metros al mediodía. La llegada del frente cálido convirtió la precipitación de nieve en lluvia, y entre las 7 de la mañana del día 26 y las 7 de la mañana del día 27 se recogieron en torno a 50 milímetros de lluvia. El agua caída dibujó sobre la superficie nevada profundos canales que conducían el agua por la superficie de la nieve (Figura 45.23).

Pero a la vez, donde el manto era suficientemente poroso, o a través de las grietas que se forman en el contacto de la roca con la nieve, la lluvia fue penetrando el manto y humedeciéndolo, hasta alcanzar la superficie donde se asentaba la última nevada de los días 24 y 25, un estrato de entre 20 y 50 centímetros que constituiría la placa propensa a desprenderse.

Figura 45.23: Canales de escorrentía sobre el manto nival, y alud de placa húmeda desprendido bajo los Cuetos de Juan de la Cuadra, 2237m (izquierda). Canales de escorrentía sobre el manto nival, bajando al lago de las Moñetas, 1750 m (derecha).

45.4.3 Características de los aludes observados

El tipo de aludes observado corresponde en todos los casos a los denominados de placa húmeda. Se llaman así porque en el manto se reconoce una estructura de placa que se sobrecarga al recoger humedad de la lluvia caída, o por efecto de la fusión. Frecuentemente, la lluvia caída penetra el manto –percola- y produce el efecto de lubricar la base de la placa, aumentando la discontinuidad y facilitando su deslizamiento.

Durante el recorrido se ha anotado la presencia de diecinueve aludes de placa húmeda. Como era de esperar, a la vista de las condiciones que desencadenaron el episodio, se han encontrado en laderas de todas las orientaciones, sin mostrar preferencias por ninguna. El espesor de la placa desprendida es variable, dependiendo del emplazamiento y la altitud, y varía entre los 20 centímetros de Lloroza, y más de 50 centímetros cerca del collado de la Canalona. En algunos casos, se aprecia la superposición o la ocurrencia sucesiva de al menos dos deslizamientos, como en el alud de la Canalona (Figura 45.24, izquierda), donde se distinguen tres placas sucesivas, y dos fases en la formación de canales de escorrentía y en El Vallellón (Figura 45.24, derecha), donde aparece un depósito a media ladera y el principal en la zona baja.

Los diecinueve aludes observados, tienen una extensión de 2 ha en promedio. Si aceptamos que la placa desprendida tuviera unos 25 centímetros de espesor, y asignamos como densidad de la nieve húmeda el valor de 500 kg/m² supondría una masa de nieve movilizada, por alud, del orden de 2500 toneladas.

Se desarrollaron entre 1300 y 2400 metros de altitud, aunque tuvieron un recorrido medio de entre 100 y 200 metros. Se ocasionaron en laderas que tienen una pendiente media de 33º, aunque el alud se ha extendido desde los 45º a los 23º.

Figura 45.24: Izquierda: zona de fractura de la placa del alud de la Canalona. Se ven al menos tres planos de deslizamiento. Arriba en la imagen, se identifica el que corresponde a una placa de unos diez centímetros de altura y que se habría desprendido en primer lugar; el principal, un poco más abajo, que supera los 50 centímetros de grosor en el corte; y el tercero, que aparece como una línea oblicua desde el centro de la imagen hacia la derecha, de unos 15 centímetros de altura que se produciría al final, cuando ya la lluvia habría dejado de penetrar en el manto, no se aprecian marcas de escorrentía en el plano que queda al descubierto. Derecha: alud del Vallellón. Se aprecian dos tramos en el deslizamiento, el primero deja un depósito a media ladera, y el segundo alcanza el final de la ladera, cuyo depósito atraviesan los esquiadores.

45.4.4 Predicción del ECENS

Incertidumbre y predecibilidad durante el episodio. Cinco días antes del evento, la pasada del ECENS del 23 de marzo de 2015, ofrecía unos escenarios que mostraban relativamente algo más de incertidumbre para la secuencia de días siguientes que el caso de 1996 (no se muestra por brevedad), al igual que pasaba en el segundo caso de alud y aportando, así, valor añadido al ECHRES.

Temperaturas esperadas. Igual que en el caso anterior, la Figura 45.25 muestra un mosaico de temperaturas mínimas previstas por ECENS, pasada 2015032300, cinco días antes del evento, para los días previos e incluyendo el del alud, en columnas los días 23, 24, 25, 26 y 27 y las filas representan los umbrales 6, 4, 2, 0, -2, -4 y -6 ºC. Cada pequeño mapa representa en colores la probabilidad de que la temperatura sea inferior al umbral especificado. De este modo, para la cordillera Cantábrica podemos esperar temperaturas bajo cero los 4 primeros días y un calentamiento a partir del día 26. Volvemos a insistir en la diferencia en orografía y resolución entre el ECENS de 1996 y los años 2014-2015.

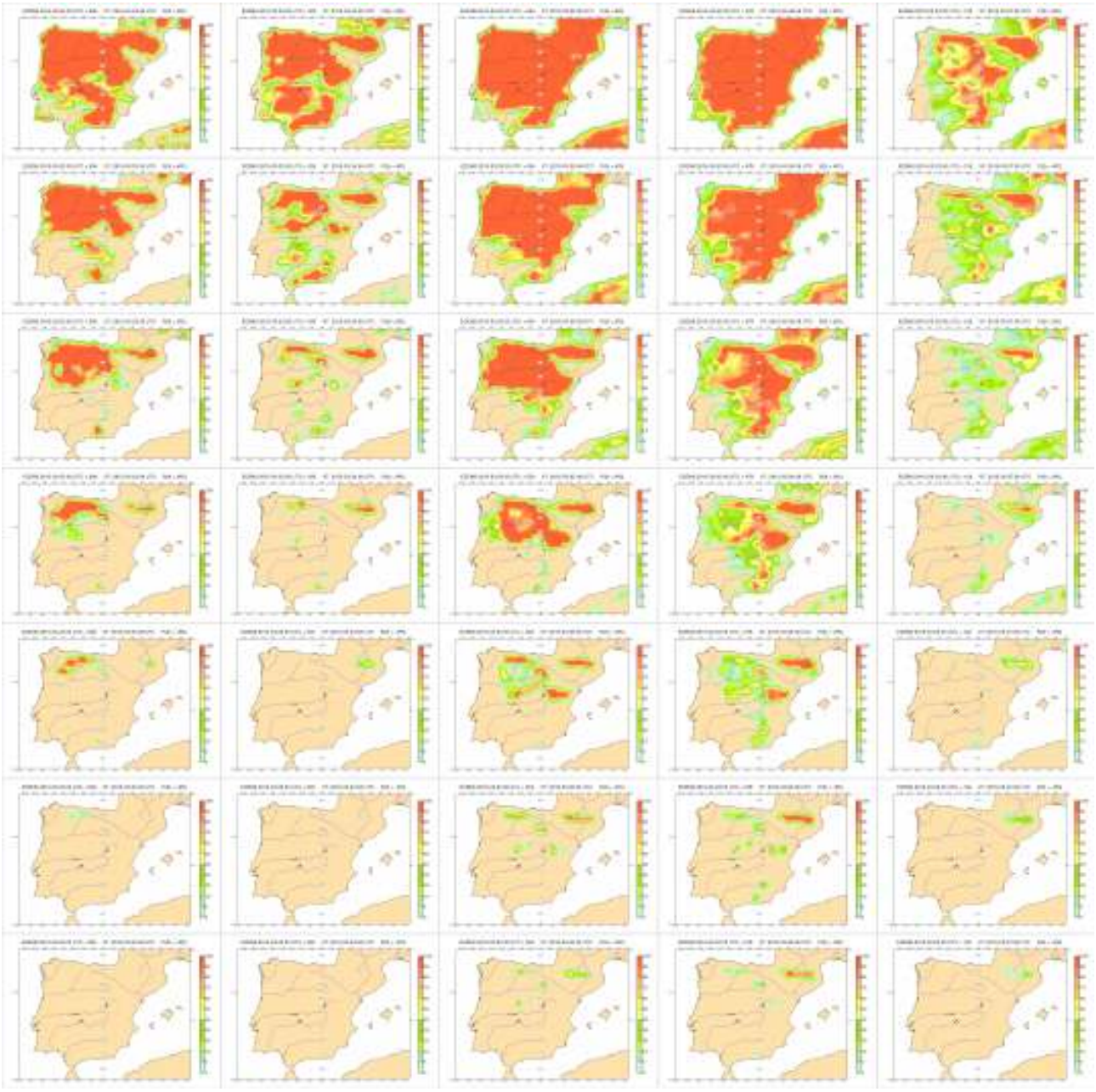


Figura 45.25: Temperaturas mínimas previstas para los días 23-03-2015 a 27-03-2015 (ver texto).

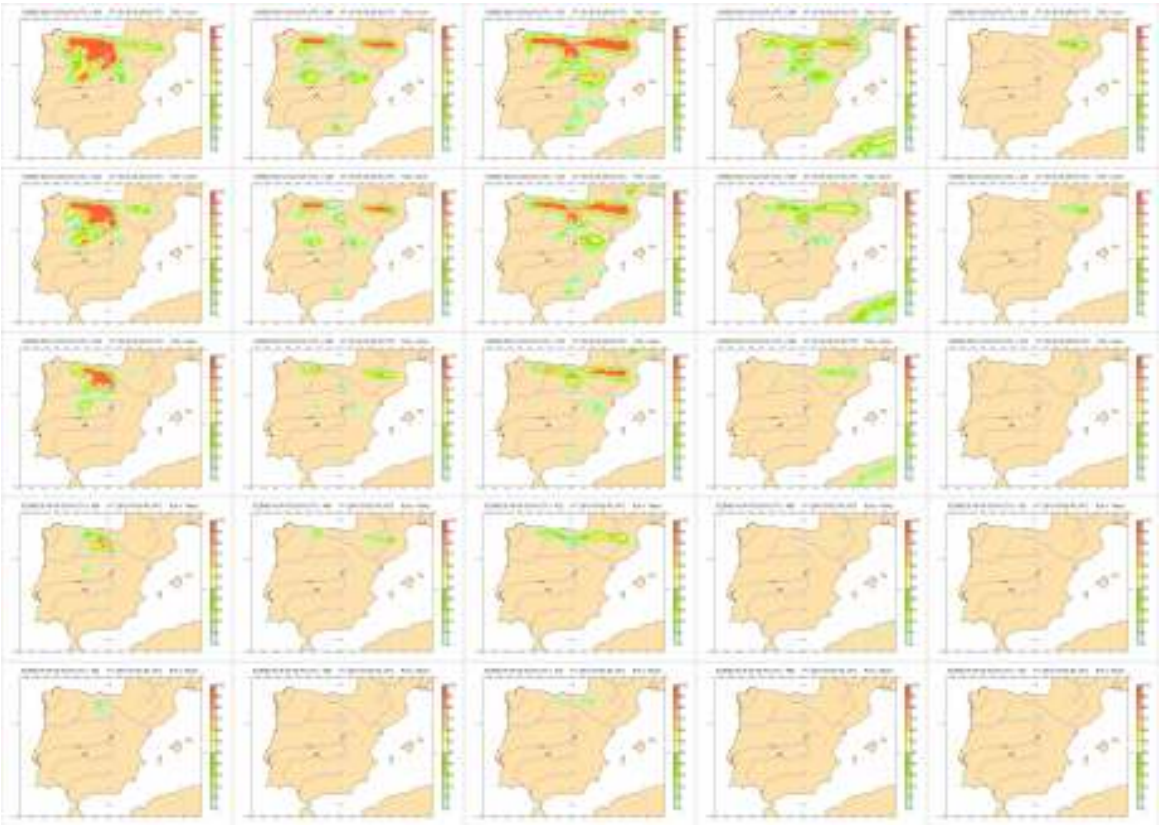
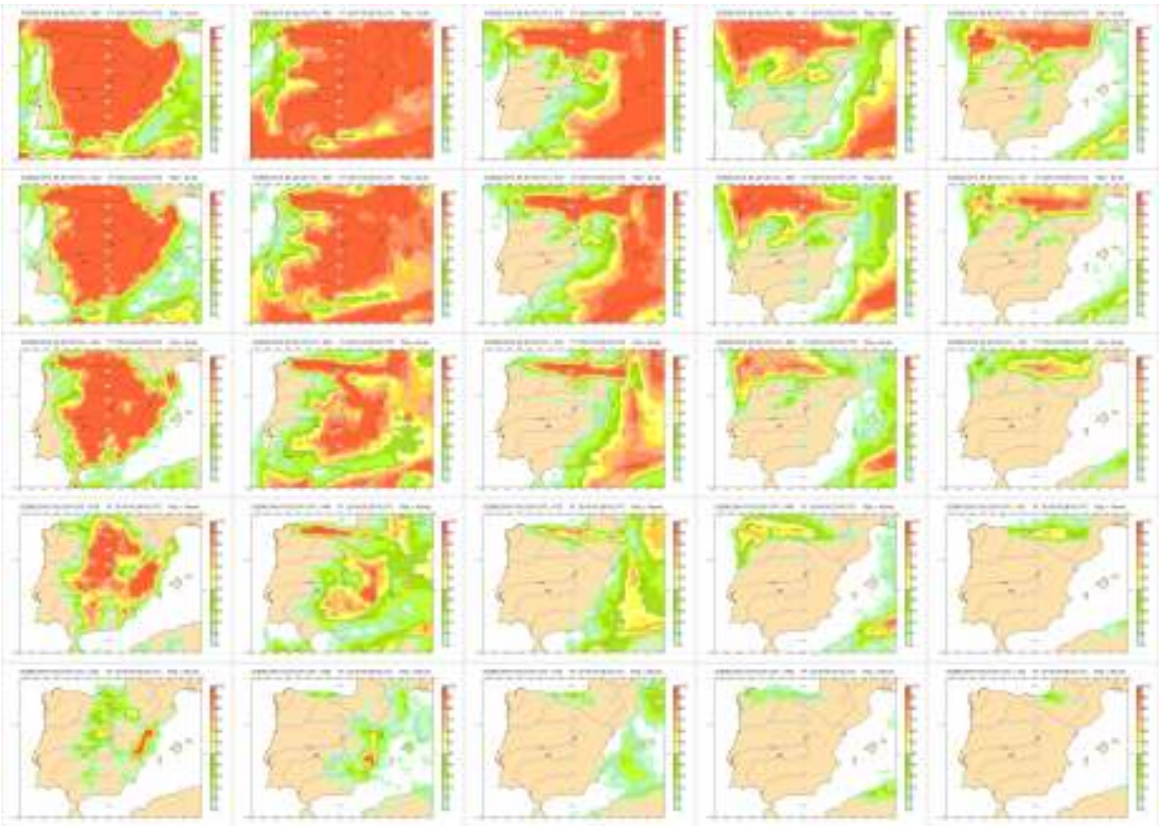


Figura 45.26: Arriba: probabilidades de nieve (00-24 UTC) estimadas por el ECENS pasada 2015032300 para el abanico de días 23-03-2015 a 27-03-2015. Las columnas representan los días 23, 24, 25, 26 y 27 y las filas los umbrales 1, 2, 5, 10 y 20 cm de nieve. Abajo: probabilidades de precipitación total, con umbrales de 1, 2, 5, 10 y 20 mm.



Nieve y precipitación total esperadas. En la Figura 45.26 en la página anterior se muestra la pasada del ECENS de 00 UTC del día 23 de marzo de 2015, cinco días antes del evento, la nieve prevista (arriba) y la precipitación total acumulada prevista (abajo), lluvia+nieve que, como ya se ha comentado antes, contiene tanto nieve como agua líquida. La descripción general de las características los mapas del segundo alud es la misma que en este caso. En ambas figuras las columnas representan los días 23, 24, 25, 26 y 27 y las filas los umbrales 1, 2, 5, 10 y 20 cm de nieve o mm de lluvia.

Para los días 25-26, en los que hubo considerable precipitación en forma de nieve para acumular los mantos descritos anteriormente, sí se tenía una señal consistente de probabilidad de nieve (así como en los días previos) aunque se registró algo más tarde de lo previsto: probabilidades de 60-70 % de nevadas superiores a 10 mm el día 25. Tras el calentamiento y subida considerable de la isocero, la precipitación registrada de 50 mm en forma de lluvia los días 26-27 encuentra cierta consistencia en los mapas de probabilidad de precipitación total, en los que podemos apreciar señales de probabilidad, aunque pequeña, en umbrales altos de precipitación (10 y 20 mm). Tal como describíamos en el caso anterior de 2014, el ECENS puede delimitar razonablemente las zonas, aunque es difícil que levante la alerta claramente sobre un fenómeno de este tipo: no se modelizaban las acumulaciones que se dieron. Y ese, de momento, es el valor que puede esperarse de estos sistemas para prevenir este tipo de eventos. El resto viene de la experiencia y el conocimiento de los profesionales de la predicción, que seguirán siendo imprescindibles.

45.5 Lecturas recomendadas

Se recomienda, a modo complementario, la lectura de las siguientes obras, relacionadas con el glaciarismo y el relieve, así como las avalanchas y su predicción: [329, 391, 414, 488].

Dos casos de ciclones tropicales atlánticos: Ike (Sep 2008) y Álex (Jul 2010)

46

RAMÓN VÁZQUEZ PÉREZ-BATALLÓN
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Vai alta a nuvem que passa
Vai alto o meu pensamento
Que é escravo da tua graça
Como a nuvem o é do vento.

Quadras ao Gosto Popular – FERNANDO PESSOA

En el campo de la meteorología tropical uno de los retos operativos más importantes es el pronóstico de trayectorias de los ciclones tropicales. Este capítulo esta basado en material utilizado en el curso o taller sobre aplicaciones de los productos del European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, cap. 19 en la página 295) a la meteorología tropical, celebrado en La Antigua, Guatemala, en los años 2011 y 2013, en el que participaron la AEMET, el ECMWF y la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID). En él se comentan distintos aspectos relacionados con la predicción operativa de dos situaciones de ciclones tropicales atlánticos y se compara el comportamiento de los sistemas predictivos del ECMWF, el modelo determinista ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) y del sistema de predicción por conjuntos (SPC) ECENS (sec. 19.3 en la página 299) en ambos casos, tratando de hacer énfasis en el valor añadido a las predicciones deterministas del ECHRES por parte de distintos productos basados en el ECENS.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, ciclones tropicales, huracán Ike, huracán Álex.

Imagen parte superior: Imagen de satélite del huracán Ike el 8 de septiembre de 2008. NASA/Goddard Space Flight Center Scientific Visualization Studio, https://svs.gsfc.nasa.gov/3557.

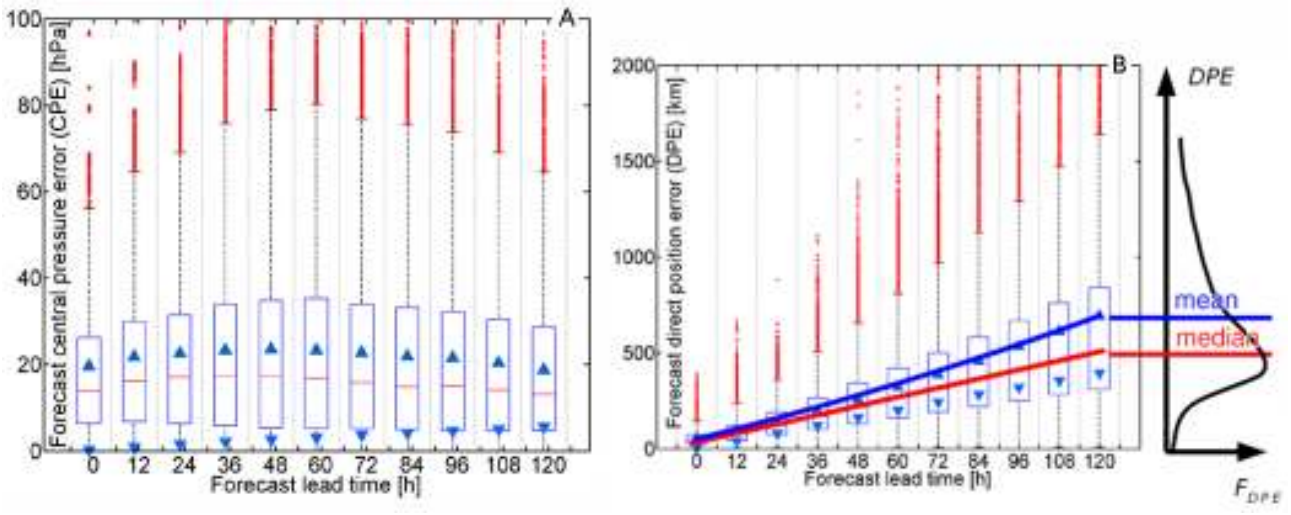


Figura 46.1: Evolución en el tiempo de los errores de intensidad (A) y posición (B) del trazador de ciclones tropicales del ECENS [6].

46.1 Introducción

En el campo de la meteorología tropical uno de los retos operativos más importantes es el pronóstico de trayectorias de los ciclones tropicales [355]. Dado el elevado grado de incertidumbre de este tipo de pronósticos, el valor añadido a las predicciones deterministas por los sistemas de predicción por conjuntos es apreciable, pues nos permiten valorar dicha incertidumbre de manera objetiva y recogiendo la dinámica de la atmósfera y sus posibles alternativas en cada situación. Si además se añaden perturbaciones locales en el entorno del ciclón para generar las trayectorias de los distintos miembros del sistema de predicción por conjuntos (SPC), en este caso el ECENS (sec. 19.3 en la página 299), se obtiene una mejora añadida en los pronósticos [170]. No obstante, existen métodos que evalúan las incertidumbres a partir de datos estadísticos, normalmente asociados a situaciones meteorológicas pasadas y análogas a la presente Es el caso del conocido cono de probabilidad del National Hurricane Center (National Hurricane Center (NHC) [450]).

Habitualmente se utilizan dos medidas de incertidumbre en el pronóstico de ciclones tropicales: el *error de posición* (distancia entre trayectoria prevista y observada) y el *error en intensidad* (diferencia en el valor de la presión central del ciclón previsto respecto al observado), Figura 46.1.

En general, el error de posición en la trayectoria de un ciclón tropical crece de forma clara con el tiempo, pero no así, curiosamente, el error en intensidad. De acuerdo con los estudios de Yamaguchi [674], en lo que se refiere al pronóstico de trayectorias, la media del ECENS tiene mejor comportamiento que el miembro de control, y la mejora es mayor para rangos largos de predicción. Pero, por otra parte, también hay que tener en cuenta que la media no tiene por qué verificar mejor que la mitad de los miembros del SPC, y esto a veces puede ser un hándicap en el proceso de predicción. Según el estudio de Aemisegger [6], para el trazador de ciclones tropicales del ECENS, la distribución del error de posición está sesgada positivamente, es decir, para rangos de predicción largos, más del 50 % de los miembros del ECENS verifican mejor que la media (Figura 46.1 B). En cuanto a los errores en el valor de la presión central o intensidad, en este mismo estudio se concluye que dicho error se mantiene relativamente constante (Figura 46.1 A), aunque aumente el rango de predicción (el ECENS es sobreconfiado para este parámetro). En la fecha en la que se lea este capítulo es probable que los resultados aquí mostrados sean algo diferentes, dependiendo de la versión operativa del trazador de ciclones tropicales. En cualquier caso, un predictor operativo debería tener en cuenta en sus pronósticos el comportamiento estadístico de los errores de posición e intensidad del trazador en uso en su servicio meteorológico, pues tal conocimiento añadirá valor a sus predicciones.

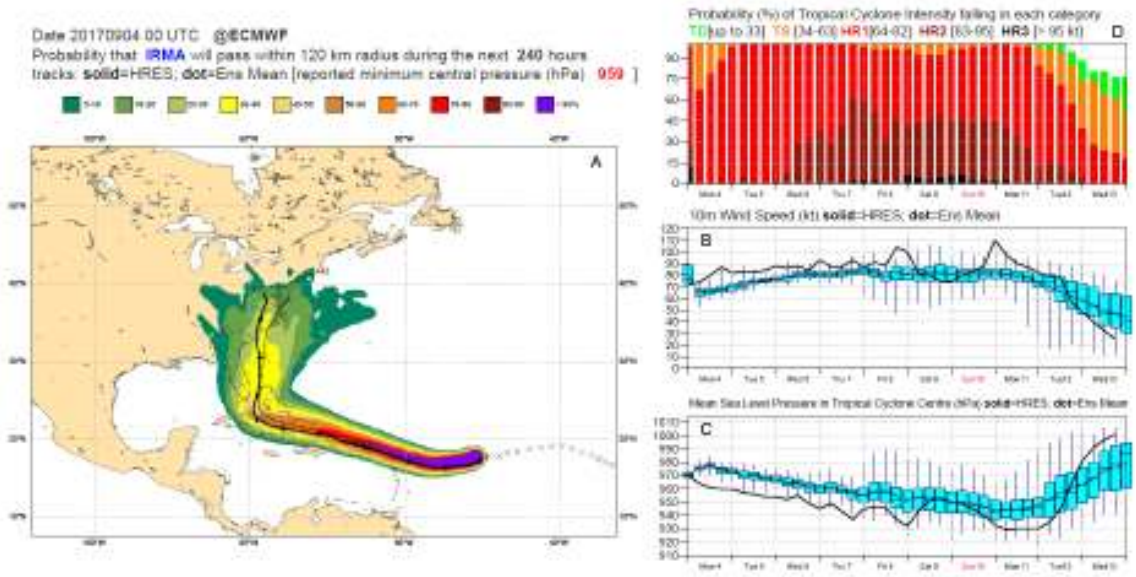


Figura 46.2: Probabilidades de impacto (A), EPSgramas lagrangianos (B y C) y probabilidades de caer en cada categoría (D) para el ciclón tropical Irma. ECENS y ECHRES (en trazo negro), 04-09-2017 00 UTC. ECMWF 2017.

El producto operativo del ECMWF que se viene utilizando para representar las incertidumbres en la trayectoria de un ciclón, es el mapa de probabilidades de impacto (*strike probability*, ver 27.7.4 en la página 428 [170]), que da la distribución espacial de la probabilidad de que un ciclón tropical «caiga» en un círculo de radio 120 km durante las próximas 240 horas (Figura 46.2 A). Para representar las incertidumbres en intensidad se utilizan los EPSgramas lagrangianos, que dan la evolución temporal de la distribución de la presión central y velocidad máxima asociadas al ciclón y la probabilidad de caer en cada categoría. Se muestra un ejemplo en las Figuras 46.2 B y 46.2 D.

La señal del modelo determinista para estos dos parámetros de intensidad puede parecer, en principio, mejor o más realista, pero esto es engañoso. A menudo, cuando el modelo determinista todavía no ha generado el ciclón ya hay miembros del ECENS que sí lo han hecho, o viceversa, no es raro el caso en que el modelo determinista lo disipa, mientras hay miembros del ECENS que mantienen el ciclón en el tiempo. No obstante, dada su menor resolución espacial, los miembros del ECENS tienden a subestimar los máximos de intensidad de un ciclón tropical en la mayoría de casos.

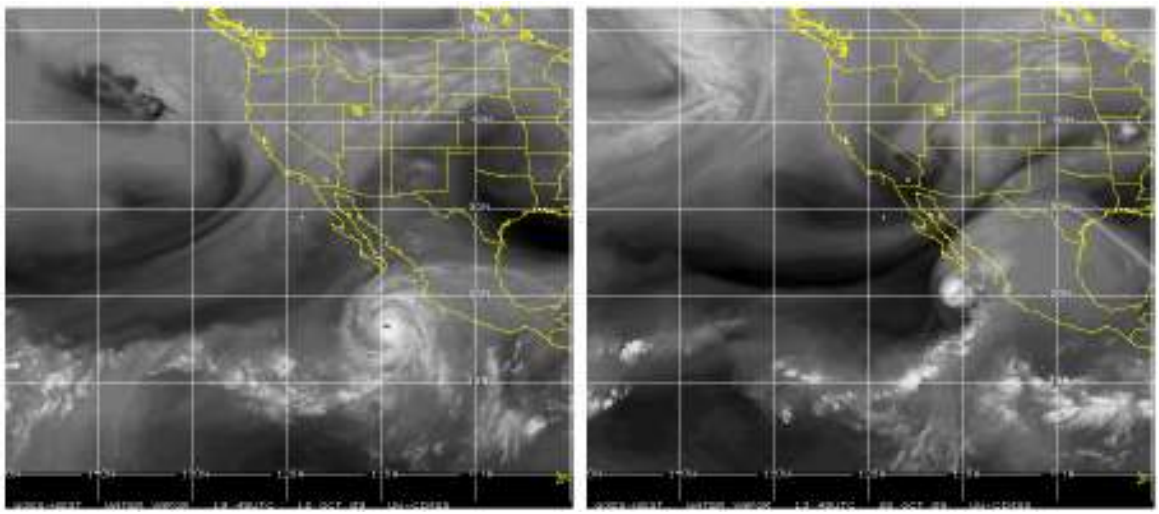


Figura 46.3: Imágenes del canal vapor de agua del 18 de octubre de 2009 a las 19:45 UTC y del 20 de octubre a las 13:45. Ciclón tropical Rick. Fuente: CIMSS.

Una vez iniciada la génesis de un ciclón tropical, una de las mayores fuentes de incertidumbre en cuanto a la trayectoria del mismo proviene de la interacción con sistemas de latitudes extratropicales y de las incertidumbres asociadas a los ciclos de vida de tales sistemas, como por ejemplo las asociadas a las ciclogénesis de latitudes medias en el entorno del ciclón o al comportamiento de las dorsales subtropicales, que muchas veces hacen el papel de «guía» de las trayectorias. Las imágenes de vapor de agua son de gran utilidad en el diagnóstico y en el «diagnóstico a posteriori» de las posibles fuentes de error y «bandazos» entre pasadas y en el pronóstico de corto plazo. En la Figura 46.3 en la página anterior se muestran dos imágenes, correspondientes al ciclón tropical Rick, que pueden servir de ejemplo a este respecto. En este caso la incertidumbre sobre el lugar de impacto del ciclón en la costa de México está ligada a la incertidumbre en la evolución de la ciclogénesis de latitudes medias, más al norte.

En este capítulo vamos a ver dos ejemplos sobre la utilidad operativa de los productos basados en el ECENS, y el valor que añaden a las predicciones deterministas del ECHRES, en el pronóstico de trayectorias de ciclones tropicales [170, 213].

46.2 Caso 1: Huracán Ike

Ike fue un ciclón tropical histórico que tuvo lugar entre el 1 y 14 de septiembre de 2008. Durante buena parte de su ciclo de vida sostuvo la intensidad de huracán, alcanzando en bastantes periodos las categorías 3 y 4 dentro de la escala Saffir-Simpson, como vemos en la Figura 46.4, tomada del NHC Tropical Cyclone Report correspondiente para este huracán [43]. Una parte interesante de esta situación meteorológica fue el comportamiento de los modelos en el medio plazo.

Ike llegó a la isla de Cuba el día 8 de septiembre como un huracán de categoría 4. Vamos a revisitar el pronóstico de trayectorias dado por el ECENS y por el modelo determinista ECHRES, partiendo de la pasada del día 4 de septiembre a las 00 UTC. En la Figura 46.5 en la página siguiente podemos ver, en color negro, la trayectoria prevista por el ECHRES, que proponía un *recurve* hacia el norte de la trayectoria, como así hacen una parte de los miembros del ECENS. Sin embargo, algunos de los miembros del ECENS recurvaban el sistema hacia el sur, lo cual llevaría al impacto de Ike en la costa oriental de Cuba el día 8, como sucedió.

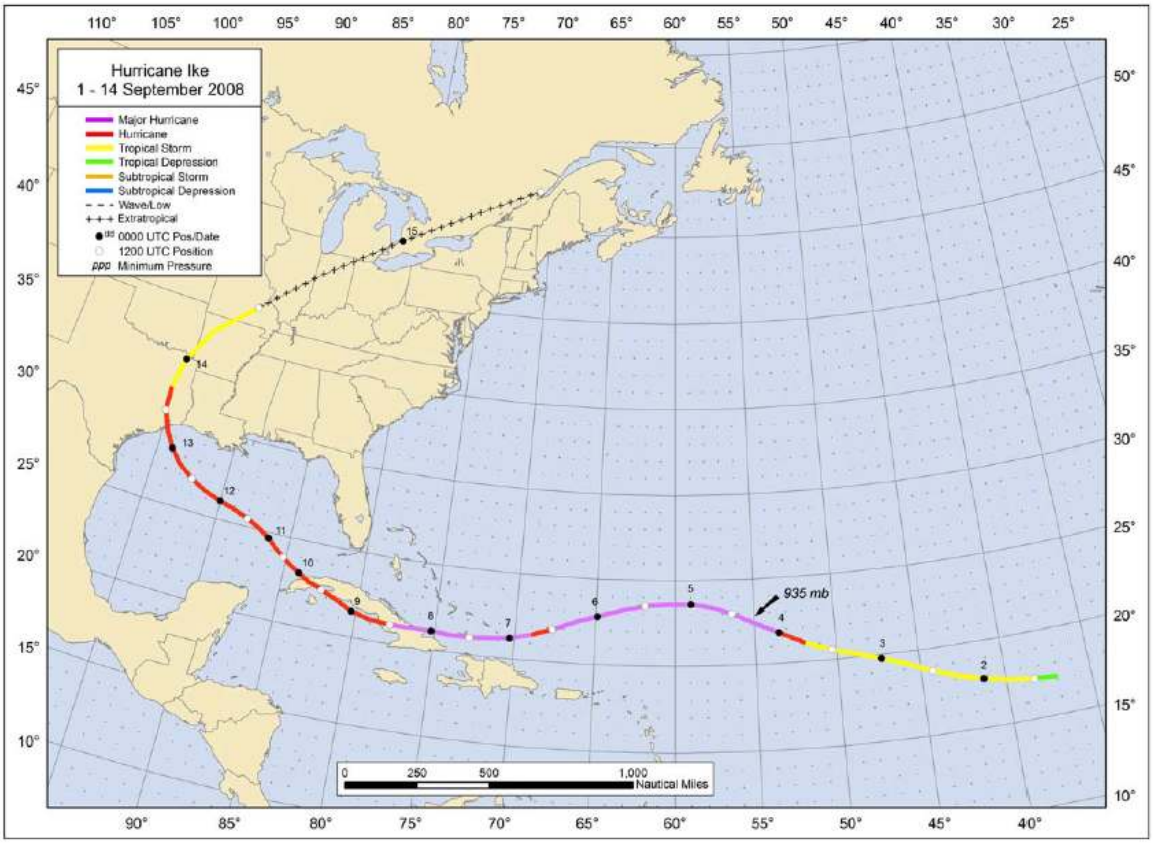


Figura 46.4: Trayectoria e intensidades del huracán IKE, 1-14 de septiembre 2008. Fuente NHC.

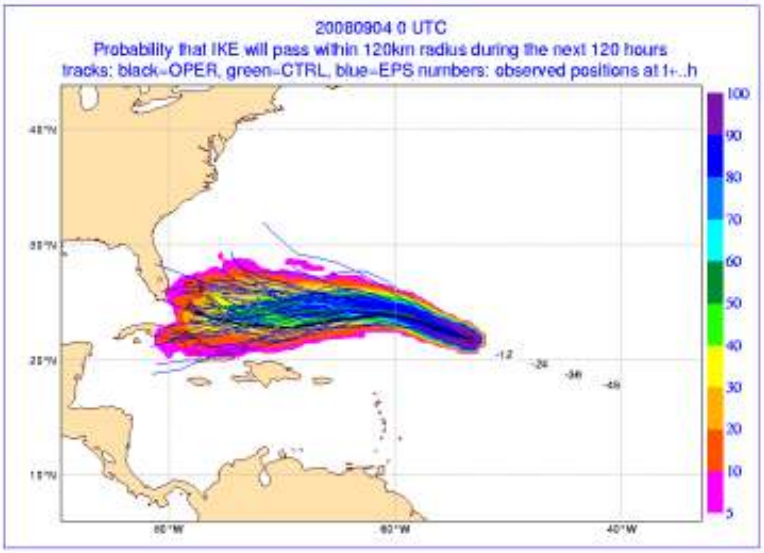


Figura 46.5: Trayectorias y probabilidades de impacto del huracán IKE para 5 días a partir del día 4 de septiembre a las 00 UTC. ECMWF 2008.

Aunque las probabilidades de impacto sobre las costas de Cuba eran bajas, no era descartable dicho impacto, y eso nos permite pensar, en base a la trayectoria observada, que el ECENS estaba funcionando bien. En pasadas posteriores, las del día 5 a las 00 y 12 UTC, la versión determinista del modelo corrige su error de recurve hacia el norte, dando lugar a un pronóstico más acertado, que vemos en la Figura 46.6A. A partir de este día Ike deja de ser un huracán candidato a resbalar por la costa oriental de Estados Unidos, como proponía la pasada de 48 horas antes, Figura 46.6B, y pasa a ser un huracán que atravesará la isla de Cuba de este a oeste, con apreciable probabilidad de impactar en la costa sur de Estados Unidos.

Las causas de este «bandazo» del modelo determinista son difíciles de determinar. Habitualmente es crucial la posición e intensidad de la dorsal subtropical de niveles medios a la hora de definir la trayectoria de los ciclones atlánticos. A menudo, los procesos de ciclogénesis de latitudes medias tienen una apreciable influencia en este sentido, pues pueden debilitar dicha dorsal y facilitar el recurve de los ciclones tropicales hacia el norte, dando lugar a las clásicas trayectorias que «resbalan» por la costa este de los Estados Unidos.

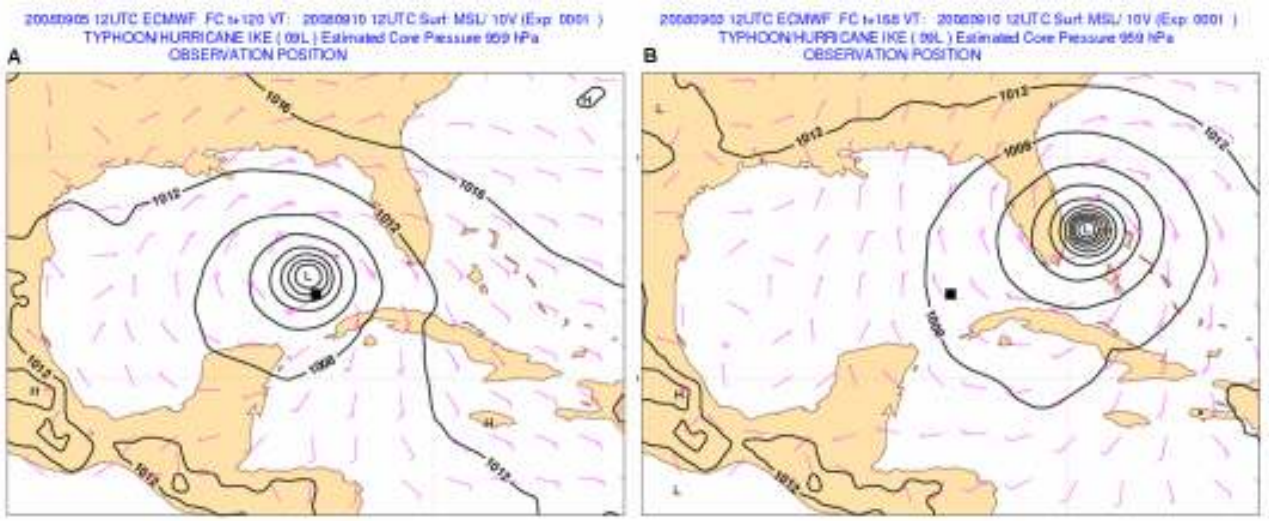


Figura 46.6: Verificación de la posición del centro del ciclón para las pasadas de las 12 UTC de los días 5 (A) y 3 (B) de septiembre. ECMWF 2008.

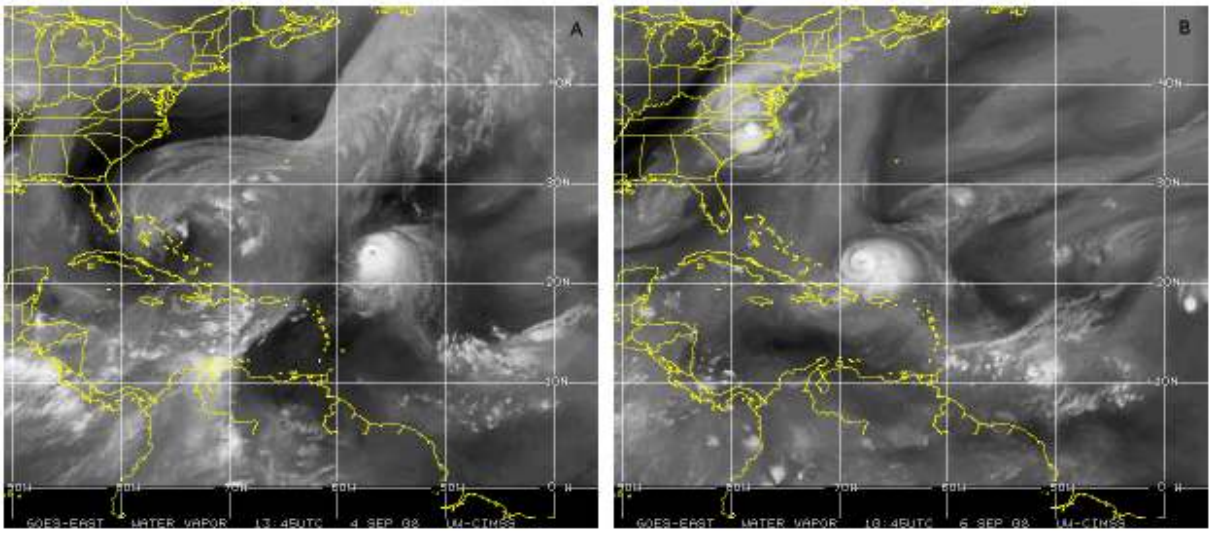


Figura 46.7: Imágenes del canal vapor de agua del 4 de septiembre a las 13.45 UTC (A) y del 6 de septiembre a las 10.45 UTC (B). Fuente: CIMSS.

En el caso de Ike, podemos atrevernos a especular un poco, gracias a la secuencia de imágenes del canal vapor de agua. A la vista de dicha secuencia, de la cual se adjuntan solo dos imágenes en el capítulo, es admisible sospechar que el modelo determinista del día 4 a las 00Z no recogiera bien la interacción del ciclón tropical con un sistema extratropical próximo.

En la imagen de la Figura 46.7A, día 4 de septiembre, vemos la señal clásica de un proceso de inicio de ciclogénesis extratropical, al nor-noroeste de Ike. Si seguimos la secuencia de imágenes entre los días 4 y 6, se aprecia de forma bastante clara la interacción y el intercambio de energía entre este sistema y el ciclón tropical. De hecho, la ciclogénesis extratropical no progresa hacia el este y termina por frustrarse, cosa bastante rara de ver, tal vez por ceder bastante de su energía a Ike. Es bastante probable que el modelo tuviera cierta dificultad para reproducir con precisión dicha interacción e intercambios de energía y esta podría ser una causa del «bandazo» entre las pasadas de los días 4 y 5. No obstante, un estudio más detallado sería de gran utilidad y necesario para verificar esta hipótesis.

Terminada la fase de interacción y partiendo de reanálisis que ya recogen los efectos de la misma, -esto es a partir del día 5-, las predicciones de la evolución de Ike, tanto por el modelo ECHRES, como por el ECENS mejoran apreciablemente y reproducen bien la evolución del huracán, como puede verse en la Figura 46.8A.

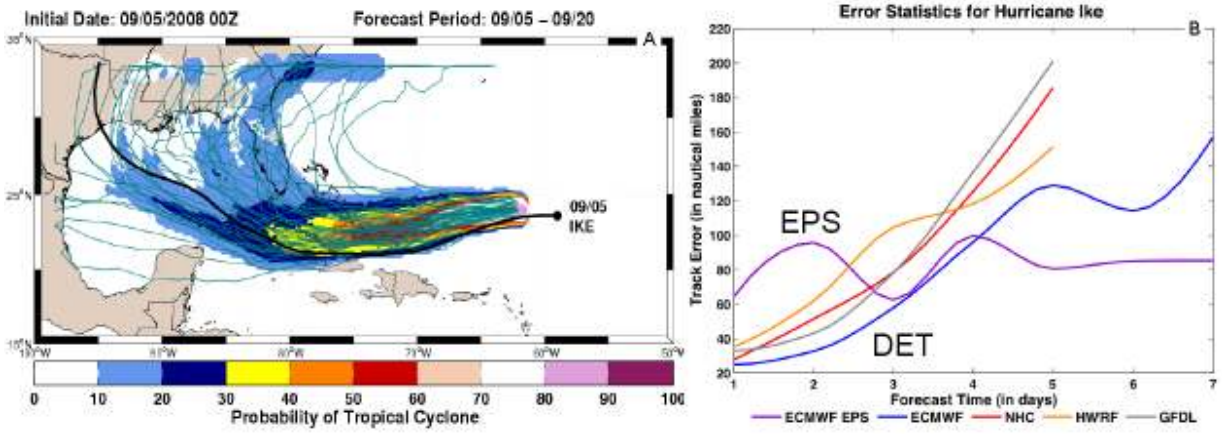


Figura 46.8: A: Probabilidades de impacto de Ike dadas por el ECENS. B: Errores de posición en la trayectoria hasta el D+7 para distintos modelos. Pasada de las 00 UTC del día 5 de septiembre de 2008 [38].

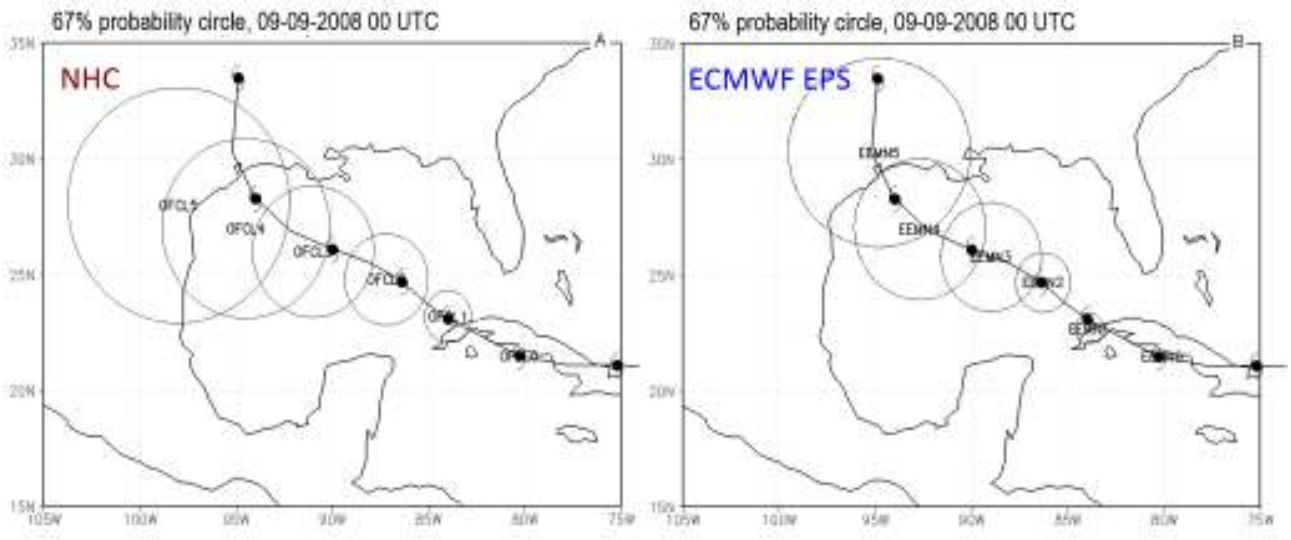


Figura 46.9: Trayectoria observada y círculos de probabilidad 67 % previstos para Ike según el modelo oficial del NHC (A) y el ECENS (B). Pasadas de 00 UTC, 09-09-2008 [395].

En la Figura 46.8 en la página anterior, parte B se muestran los errores en la predicción de la trayectoria para distintos modelos partiendo de la pasada del día 5 a las 00 UTC. Es interesante ver como a partir del día D+4 el ECENS (media de sus miembros) presenta los menores errores de posición de la trayectoria de Ike.

Volviendo a la evolución de Ike, las observaciones muestran que al final del día 9 de septiembre, después de haber recorrido la isla de este a oeste, el ciclón tropical deja Cuba. A partir de aquí el ECENS tiene un comportamiento más que aceptable para las trayectorias previstas, como muestra la Figura 46.9B, que compara las trayectorias medias dadas por el ECENS y por el modelo oficial del NHC con la observada. En este caso, la media del ECENS verificó claramente mejor que el propio ECHRES, que daba el impacto bastante al oeste de donde sucedió. Se muestran también los círculos de probabilidad que contienen el 67 % de los miembros en el caso del ECENS. En el caso del NHC el círculo de probabilidad tiene carácter estadístico, como ya comentamos al principio del capítulo, y está definido a partir del percentil 67 de la distribución de los errores de posición para una muestra de casos elegidos durante los 5 años anteriores. El centro de los círculos corresponde a las posiciones dadas por el modelo oficial del NHC. Este es el método tradicional del NHC para dibujar sus conos de probabilidad de impacto de los ciclones tropicales, explicado con más detalle en `http://www.nhc.noaa.gov/aboutcone.shtml`. Es importante destacar que los *conos de probabilidad*, así definidos, no contienen información sobre las incertidumbres asociadas a la situación sinóptica en la que se genera y con la que evoluciona el ciclón tropical dado. Esta es una posible desventaja que no presenta un trazador basado en un SPC que siempre recoge la dinámica de la situación concreta, incluyendo perturbaciones.

46.3 Caso 2: Huracán Álex

El ciclón tropical Álex inicia su ciclo de vida como una depresión tropical en el mar Caribe el día 25 de julio de 2010, pasando enseguida a la categoría de tormenta tropical, carácter que mantiene buena parte de su ciclo de vida, mostrado en la Figura 46.10 en la página siguiente, tomada del Tropical Cyclone Report elaborado por el NHC para Álex. En su recorrido atraviesa la península de Yucatán y después el golfo de México, donde se intensifica apreciablemente, pasando a la categoría de huracán y llegando a tocar tierra el día 1 de julio ya casi en el extremo norte de la costa mejicana [478].

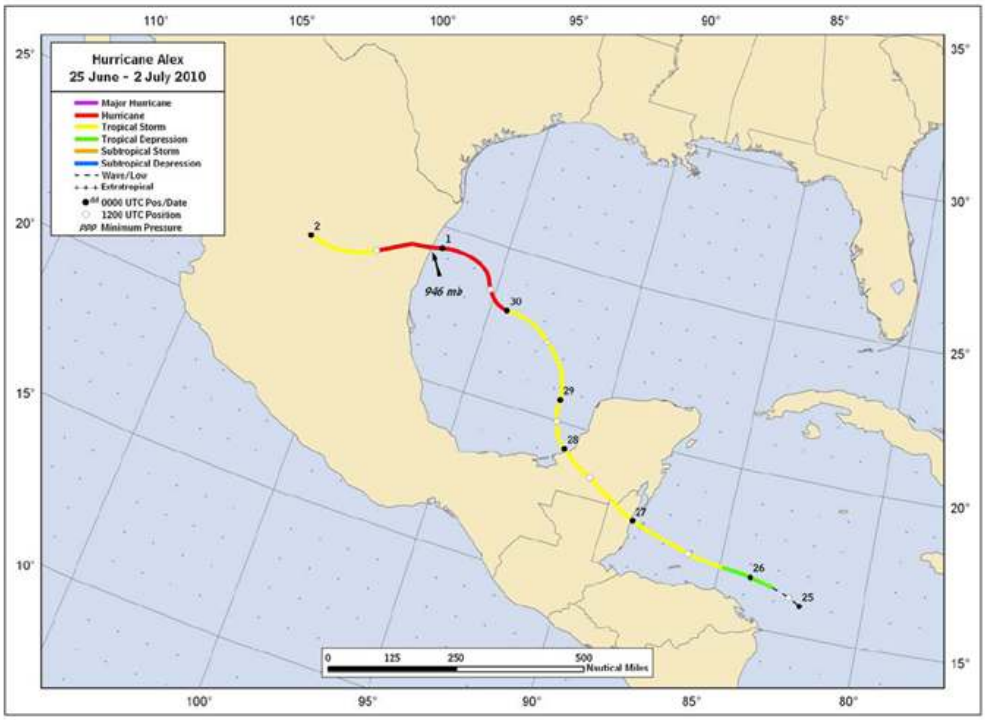


Figura 46.10: Trayectoria e intensidades del ciclón tropical ÁLEX. 25/06-02/07, 2010. Fuente: NHC.

Es curioso cómo la pasada del ECHRES del día 22 de junio a las 00 UTC, Figura 46.11, es bastante precisa en cuanto al lugar de impacto del ciclón, no así en cuanto a su intensidad ni momento de impacto, pues lo anticipa unas 24 horas. Aunque no se muestra, es importante notar que esta pasada no reproduce de forma correcta ni la trayectoria ni el ciclo de vida. Por contra, la pasada de 24 horas después, el día 23 a las 00 UTC, da un error de localización del ciclón mucho mayor y sobrestima apreciablemente la intensidad.

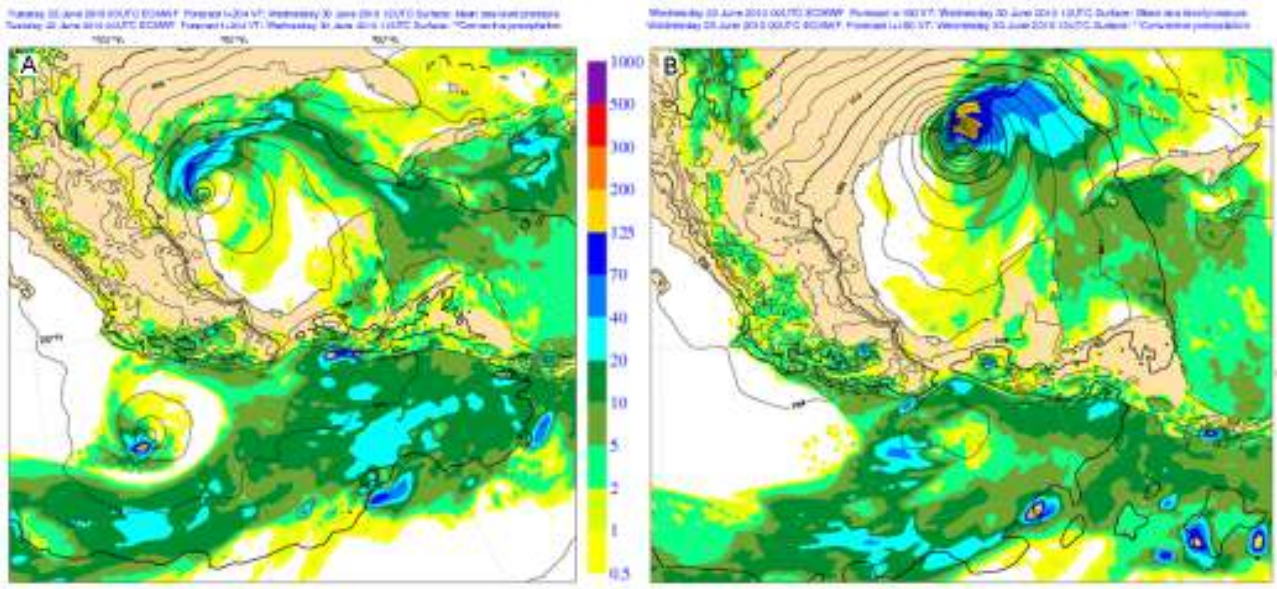


Figura 46.11: Predicción del modelo determinista del ECMWF para el día 30 de junio de 2010 a las 12 UTC. Pasadas de los días 22 y 23 de junio a las 00 UTC. Fuente: García Méndez, *A., ponencia en el* Taller sobre aplicaciones de los productos del ECMWF a la meteorología tropical*, 2011, La Antigua, Guatemala.*

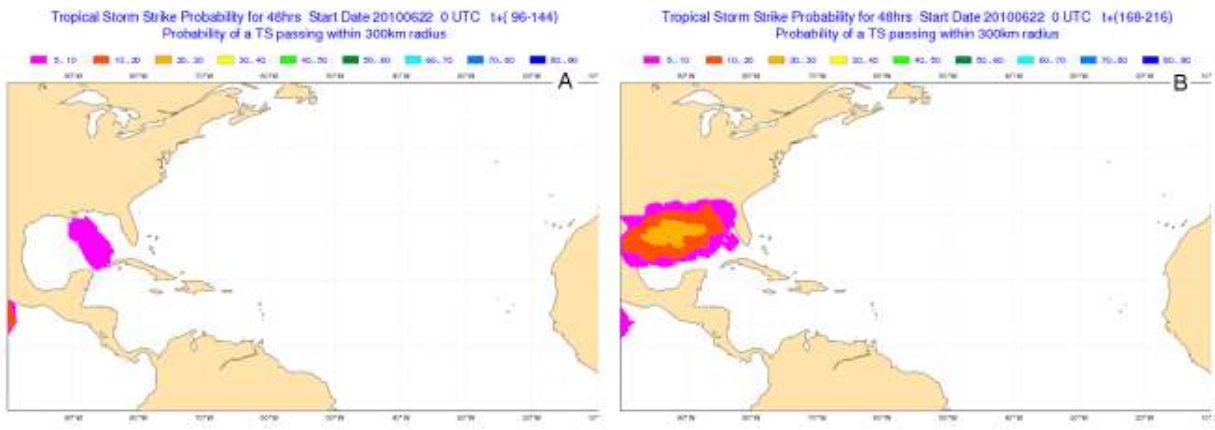


Figura 46.12: Probabilidad de que un ciclón tropical impacte en un entorno de 300 km de radio para los días D+4 a D+6 (A) y D+7 a D+9 (B), pasada de las 00 UTC del 22-06-2010. ECMWF 2010.

Si nos fijamos en las probabilidades de impacto del ECENS del día 22 a las 00 UTC, Figura 46.12B, vemos que la nube de probabilidad en el entorno del día 30 de junio (D+9) contempla las dos salidas deterministas de la Figura 46.11 en la página anterior. La probabilidad de impacto sobre la costa nororiental de México (zona del impactó en tierra de Álex) está en torno al 15 %, como muestra la misma Figura.

La información de los productos de un SPC pueden usarla los predictores para valorar la incertidumbre y dar distintos matices a sus pronósticos. Es llamativo y pide interpretación el hecho de que las probabilidades de impacto en el periodo D+4 a D+6, Figura 46.12A, sean tan bajas y poco extendidas espacialmente. La causa es, probablemente, que el modelo no llegó a generar un sistema de la intensidad suficiente como para catalogarlo de ciclón tropical en la mayoría del golfo de México. Las probabilidades de impacto que da el ECENS para la Península de Yucatán son cero o próximas a cero, a pesar de que el ciclón atravesó la misma entre el D+5 y D+6 (días 27 y 28) con categoría de tormenta tropical. De nuevo, esto puede estar relacionado, además de con errores en la trayectoria, con la intensidad que reproducen los miembros del ECENS para este sistema.

Si nos fijamos en la pasada del día siguiente, 23 de junio a las 00 UTC, tanto el ECHRES como el ECENS, generan el ciclón tropical, aunque ni el determinista, ni el miembro de control, ni la media del ECENS reproducen demasiado bien su recorrido y ciclo de vida, como vemos en la Figura 46.13A. Además, es apreciable el "bandazo" del modelo determinista en cuanto a la posición prevista para Álex.

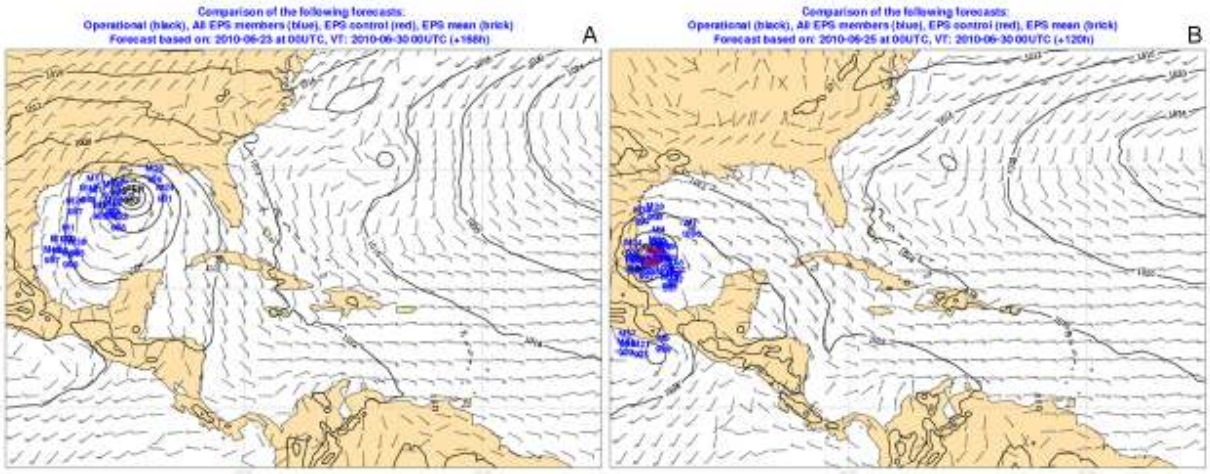


Figura 46.13: Predicción del ECHRES y del ECENS para el día 30 de junio de 2010 a las 00 UTC. Pasadas de los día 23 y 25 de junio a las 00 UTC. Fuente: García Méndez*, A., ponencia en el* Taller sobre aplicaciones de los productos del ECMWF a la meteorología tropical*, 2011, La Antigua, Guatemala.*

Esta nueva disposición está, sin embargo, bastante apoyada por las probabilidades del ECENS en sus pasadas de los días 22 y 23 a las 00 UTC, aunque es errónea en buena medida, según lo observado.

Estos «bandazos» en los modelos deterministas son muy típicos en el medio plazo en la predicción de ciclones tropicales y deben ser tenidos en cuenta por el predictor para «templar» la señal determinista con los productos del ECENS. En el caso de Álex los «*warnings*» del NHC, basados en distintos modelos, fueron un tanto confusos y cambiantes de un día para otro, lo cual habla de la incertidumbre en la génesis y en la evolución de este ciclón tropical.

Volviendo a la Figura 46.13 en la página anterior parte A, vemos que la probabilidad de impacto en la zona donde el modelo determinista genera el ciclón no es demasiado alta, pues la mayoría de los miembros del ECENS se dispersan bastante alrededor de la posición que señala el modelo determinista, quedando el máximo de probabilidad hacia el oeste de dicha posición. Tan solo unos pocos miembros del ECENS sitúan el ciclón en tiempo y lugar, es decir, en la costa nororiental mejicana, lo cual no eleva la confianza ni la focalización del predictor en esta zona, aunque al menos le permite no descartarla, cosa que probablemente haría de no contar con datos del ECENS.

La primera pasada en que el modelo del ECMWF reproduce bien el ciclo de vida de Álex, tanto en cuanto a trayectoria como a intensidades, es la del día 25 a las 00 UTC, que coincide con el día de nacimiento de Álex como depresión tropical.

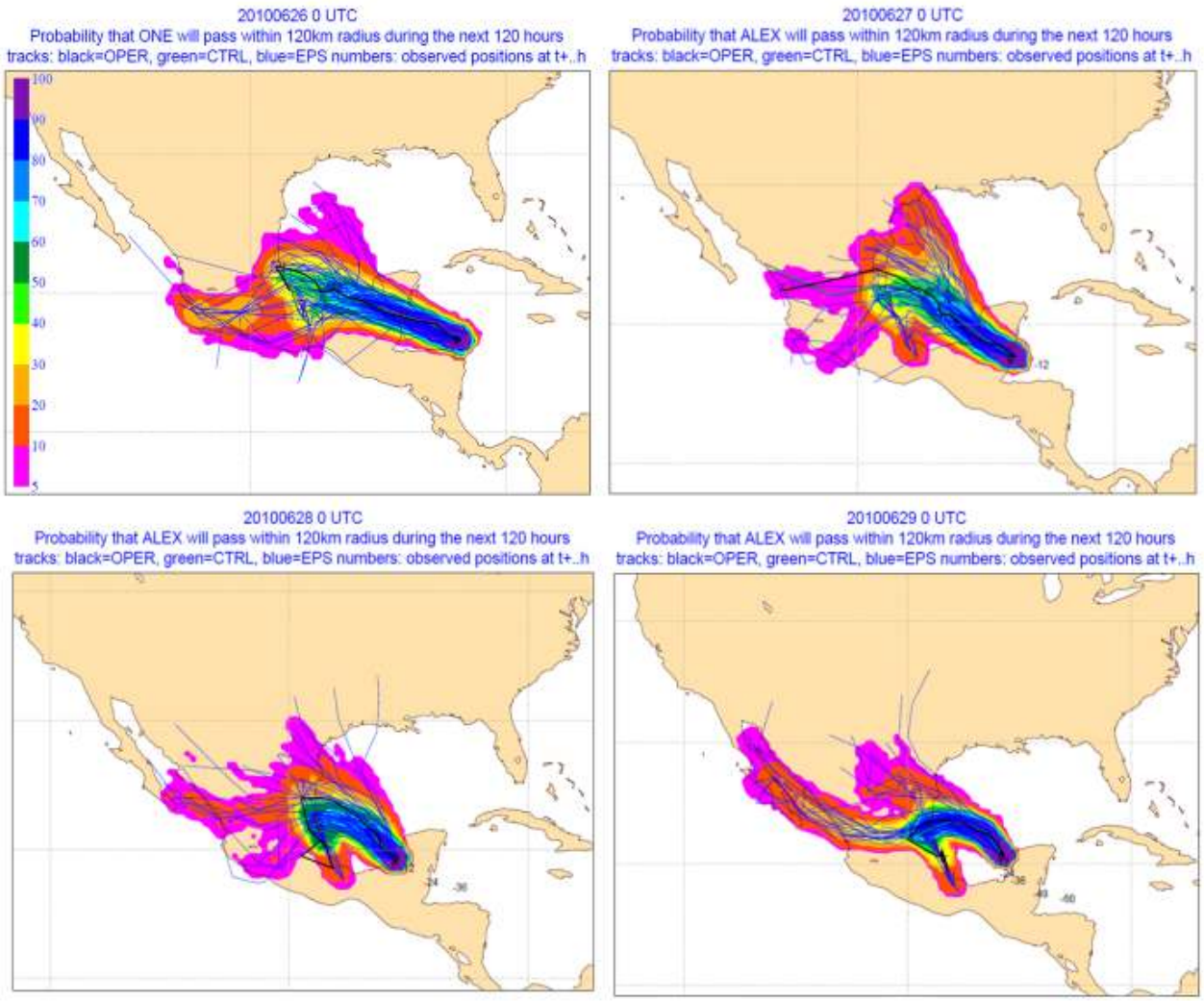


Figura 46.14: Probabilidades de impacto y trayectorias previstas (D+0 a D+5) para el ciclón tropical Álex dadas por el ECENS y por el ECHRES a partir de las pasadas de las 00 UTC de los día 26, 27, 28 y 29 de junio de 2010. ECMWF 2010.

Una ventaja de esta pasada es que el modelo ya cuenta con observaciones precisas de la configuración del campo de presión en superficie para generar su estado inicial. Partiendo de las pasadas de las 00 UTC del día 25, Figura 46.13 en la página 735 parte B, vemos que la probabilidad de impacto es alta (mayoría de miembros del ECENS) donde el ECHRES sitúa el ciclón, junto con el miembro de control y la media del ECENS. Esta configuración dará bastante robustez y confianza a los pronósticos que se basen en esta pasada.

A partir del día 26 las probabilidades de impacto sobre la costa nororiental mejicana dadas por el ECENS irán en aumento, como vemos en la Figura 46.14 en la página anterior. No obstante, los "bandazos" del modelo determinista se mantienen, aunque con menor amplitud que en días anteriores.

Es interesante notar que la pasada del día 25 tiene algo más de *calidad* o *habilidad* (*destreza, pericia, skill,* sec. 15.2.3 en la página 217) que la del día 26, la cual da probabilidades de impacto de Álex en la zona del suceso muy próximas a cero. De nuevo un ejemplo en el que se comporta mejor una pasada más lejana en cuanto a rango temporal. A partir del día 27 las cosas se van ajustando más a lo «esperable» y las probabilidades de impacto aumentan de forma considerable según nos acercamos al momento del impacto en tierra. No obstante, en ningún caso, ni el ECHRES ni los máximos de probabilidad del ECENS reproducen con precisión el lugar de impacto del huracán, de modo que la zona de máxima focalización de los avisos de un predictor que se basara en estos productos, quedaría siempre apreciablemente más al sur de donde se produjo el evento, pues en dicha zona las probabilidades de impacto están en torno al 20-40 %, yendo de menos a más a medida que se acorta el rango de predicción. Vemos pues, en este ejemplo, la importancia de que los pronósticos de impacto de ciclones tropicales en tierra tengan un fuerte carácter probabilista, dadas las amplias incertidumbres en las trayectorias y los frecuentes bandazos de los modelos deterministas, incluso en rangos de predicción relativamente cortos.

Predicción en Myanmar (Nov-Dic 2015) 47

ANTONIO GARCÍA MÉNDEZ
Ex Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Ex Meteorological Analyst, European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF)

El clima tropical me sienta admirablemente bien; me hace ansiar vivir tranquilo durante algún tiempo.

CHARLES DARWIN

Este ejemplo no presenta casos de fenómenos muy extremos. Se trata más bien de exponer tácticas para explotar en la predicción los productos del ECMWF en una zona tropical en el sudeste asiático: Myanmar (Figura 47.1). Se describe así un proceso de predicción probabilista entre las fechas 25 de noviembre y 2 de diciembre de 2015.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, meteorología en Myanmar, predicción mensual, proceso de predicción en cascada.

Imagen parte superior: Inmediaciones del Puerto de Navacerrada (Madrid), hacia el suroeste, 1 de enero de 2007, a las 16:54, foto de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

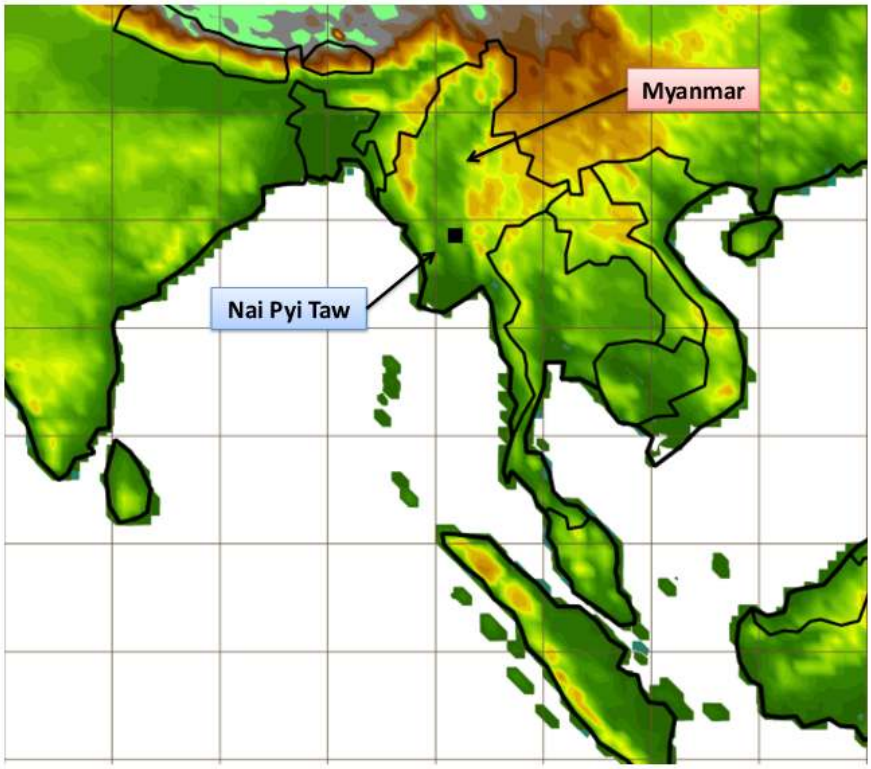


Figura 47.1: Mapa de Myanmar con orografía del modelo determinista ECHRES (sec. 19.2 en la página 297).

A finales de noviembre de 2015, el autor de este caso acudió en una misión de la OMM a visitar el servicio meteorológico de Myanmar. Su trabajo consistía básicamente en implementar herramientas para un sistema de verificación e introducir el sistema de predicción del ECMWF (cap. 19 en la página 295). La sede del servicio meteorológico está en Nay Pyi Taw, la nueva capital de este país, Myanmar (Figura 47.1), conocido anteriormente como Birmania. En el mes de noviembre se registra en este lugar poca precipitación y temperaturas medias de 24 ºC (Figura 47.2).

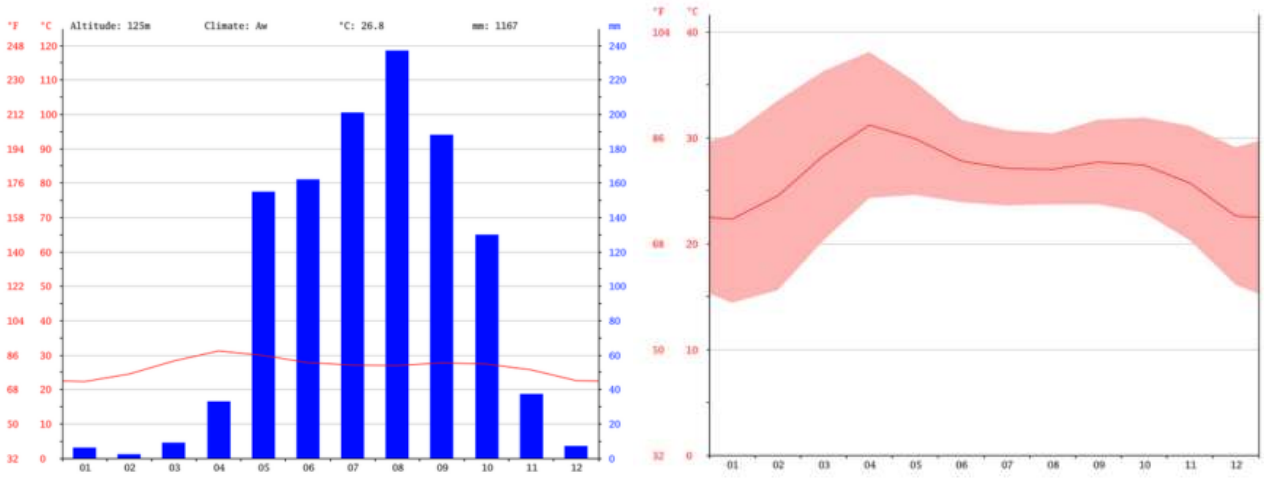


Figura 47.2: Climogramas en Nay Pyi Taw, capital de Myanmar, precipitación (izquierda) y temperatura (derecha), https://en.climate-data.org/.

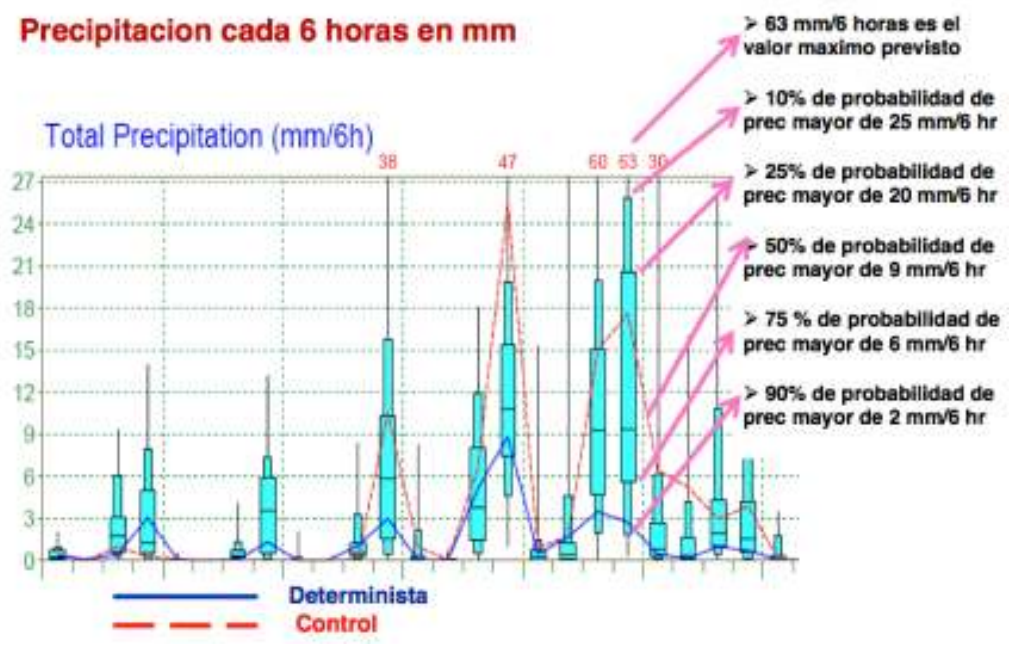


Figura 47.3: Diagrama que muestra la interpretación de un EPSgrama.

47.1 Predicción durante la visita

Aunque el motivo de la visita no era actuar como predictor, resultó muy indicado completar la enseñanza con ejercicios de predicción en vivo y en directo. Se comenzó por asegurar que los predictores hacían una interpretación correcta de los EPSgramas. Éste ha sido un problema recurrente en muchos países, tanto en Latinoamérica como en Europa, África y Asia. La Figura 47.3 es un ejemplo de esta interpretación [492].

Para comenzar, a final de noviembre hubo cuatro días seguidos con temperaturas extremas. Extremas en el sentido de temperaturas máximas sobre el percentil 99 de la climatología del modelo (ver 27.7.1 en la página 425). Esto es lo que muestra el EPSgrama (ver 27.8.1 en la página 431) de la Figura 47.4 que incluye la prediccion a 15 días vista con las temperaturas máximas y mínimas junto con la climatología del modelo.

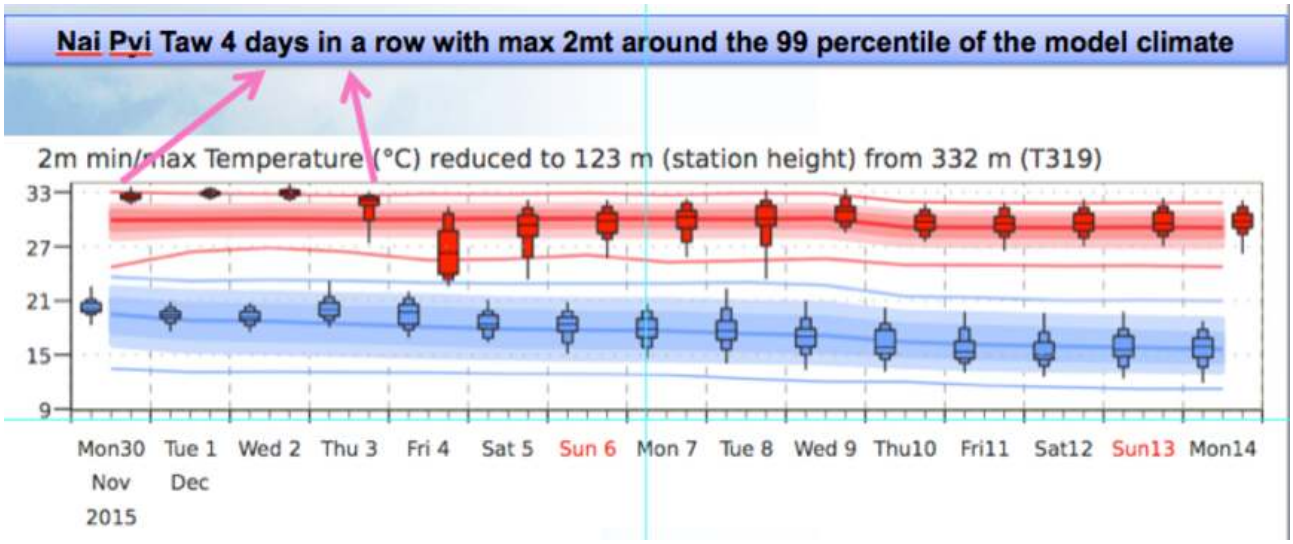


Figura 47.4: EPSgrama del ECENS (sec. 19.3 en la página 299) con clima del modelo mostrando temperaturas máximas extremas en Nai Pyi Taw.

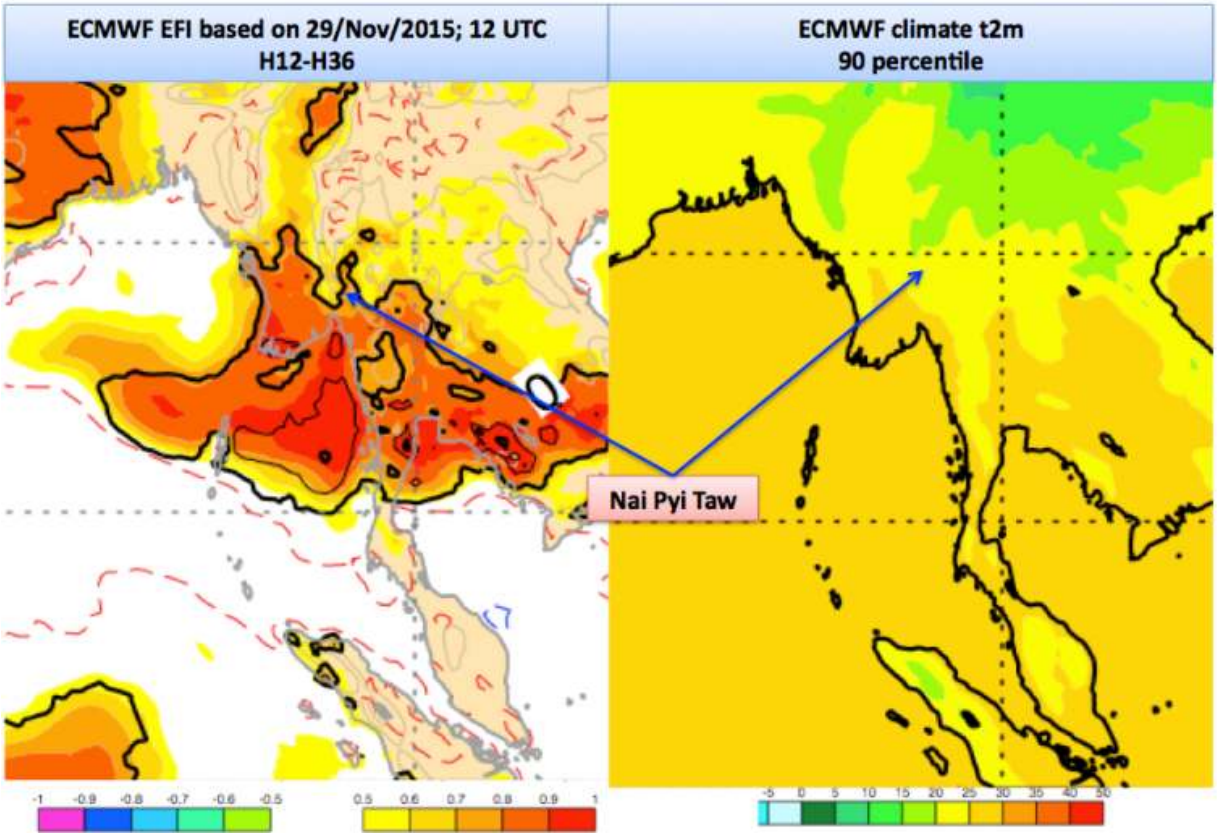


Figura 47.5: EFI t2m y clima del modelo para el percentil 90.

El uso de conceptos probabilistas y parámetros derivados como el EFI (sec. 27.7.2 en la página 426) y su aplicación práctica, fueron determinantes para este caso en particular mediante la comparación de las salidas ECENS con la climatología del modelo.

Desde la introducción de importantes mejoras en el modelo (configurando la versión llamada *ciclo 41R1*) en la primavera del 2015, esta climatología del modelo se recalcula dos veces a la semana usando las repredicciones de los últimos 20 años, 11 miembros del ECENS (incluyendo el control) y 5 semanas (la semana en curso, además de dos anteriores y dos posteriores). Así, para cada posición y período de predicción, la climatología del modelo está constituida por 1980 valores, multiplicando por tres los valores disponibles en versiones anteriores, disminuyendo de esta forma errores en el muestreo (sec. 27.7.1 en la página 425).

La Figura 47.5 muestra un ejemplo de EFI y SOT (sec. 27.7.3 en la página 427) con validez para el 29 de noviembre de 2015. La climatología del modelo a la derecha está calculada para el percentil 90, es decir sólo en 10 de cada 100 casos la temperatura resulta superior a la mostrada en el mapa. La parte central y meridional de Myanmar y países limítrofes al este, muestran valores EFI por encima de 0,6 y valores de SOT superiores a cero. La Figura 47.4 en la página anterior complementa detalles para la localización concreta de Nai Pyi Taw. Efectivamente, las temperaturas fueron inusualmente altas para esta época del año en esta zona (35 ºC tres días seguidos).

A partir de aquí puede hacerse un ejercicio de predicción usando el material disponible del ECMWF en sus páginas web (desgraciadamente, gran parte del material no es de acceso abierto). Antes de comenzar dicho ejercicio, es necesario tener en cuenta las siguientes recomendaciones para un proceso que llamaremos de *predicción en cascada*, moviéndonos desde el plazo largo hasta la predicción a muy corto plazo.

47.2 Proceso de predicción en cascada

Se dan aquí unas recomendaciones para el proceso de predicción en cascada, durante el cual aprendimos mucho.

47.2.1 Predicción a largo-medio plazo

Cada lunes y/o jueves mirar la *Predicción Mensual* (sec. 28.2 en la página 466). Esto proporciona una visión global de las condiciones generales para al menos la semana en curso y la siguiente. La tercera semana ofrece también indicaciones útiles en el caso de tendencias fuertes. En particular, deben estudiarse:

- Anomalías de precipitación, MSLP y T2m.
- Probabilidades en los terciles superior e inferior de la climatología del modelo.

47.2.2 Predicción a plazo medio

- Utilizar desde el D+3 al D+10 el ECENS. Promedio y dispersión para MSLP, T y viento a 850 hPa y 500 hPa.
- Comprobar el EFI para valorar si algún suceso inusual esta presente en la predicción. En el caso de encontrar valores relevantes de EFI en el área de interés deben mirarse más detalles (punto siguiente).
- Se pueden extraer detalles de parámetros meteorológicos en áreas particulares de los EPSgramas a 10 y 15 días (incluyendo EPSgramas de olas).
- Trayectorias de ciclones tropicales en el caso en que uno de ellos se encuentre en nuestra área de responsabilidad.
- Hacer comparaciones con el modelo determinista, es decir, comparar ECENS con ECHRES.

47.2.3 Predicción a corto plazo

- Combinación del modelo determinista, modelos de área limitada y, si se dispone de ellos, modelos de mesoescala (e. g. HARMONIE-AROME, sec. 20.4 en la página 316).

47.2.4 Predicción a corto y muy corto plazo hasta T+24

- Combinación de radar, imágenes de satélite y observaciones en tiempo real, con modelos de mesoescala si se dispone de ellos.

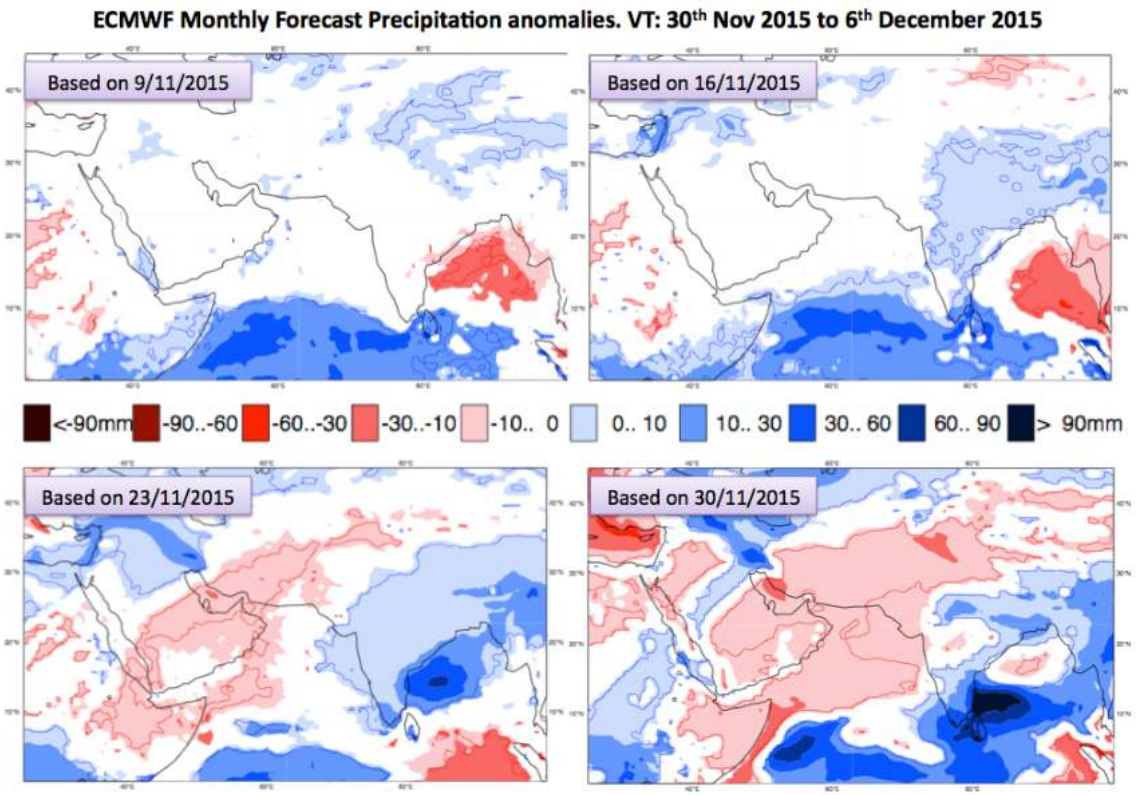


Figura 47.6: Predicción mensual ECMWF válida para 30 Nov 2015 a 6 Dic 2015.

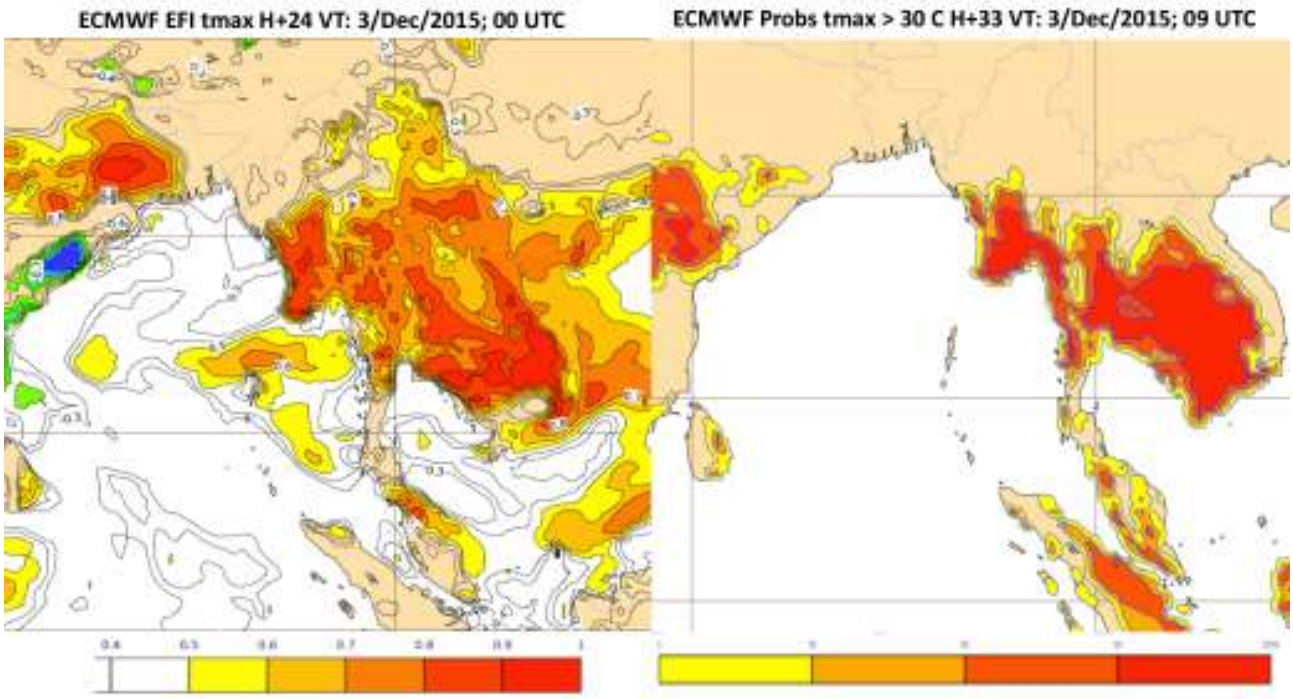


Figura 47.7: EFI tmax y probabilidades de tmax > 30 ºC, válido para 3 de diciembre de 2015.

47.3 Ejercicio de predicción para Nai Pyi Taw (Myanmar)

Predicción a largo plazo. La prediccion mensual (Figura 47.6 en la página anterior) muestra anomalías de precipitación en Myanmar para la semana entre el 30 Nov 2015 y el 6 Dic 2015 con dos semanas de antelación y una señal creciente.

Predicción a medio y corto plazo. Con una antelación entre 5 y 6 días, el ECENS muestra señales de precipitación para el viernes 4 de diciembre por encima de los valores climáticos medios.

Valores de temperaturas máximas a 2 metros por encima o sobre el percentil 99 de la climatología del modelo se muestran con claridad los tres primeros días de la semana (Figura 47.4 en la página 741). El percentil 99 de la climatología para la temperatura máxima era 33 ºC y la temperatura que se registró en Nai Pyi Taw el martes 29 de noviembre fue de 35 ºC.

Los valores de EFI y las probabilidades para la Tmax por encima de 30 ºC pueden verse en la Figura 47.7.

El mapa de EFI multiparámetro (Figura 47.8, t2m, viento a 10 metros y precipitación), muestra un valor de EFI para la precipitación de 0,6, lo que indica valores significativos por encima de los valores climáticos medios. Hay que tener en cuenta que estos valores medios son bajos en esta época del año, por lo que un EFI=0,6 no indica cantidades altas de lluvia. Los predictores locales llaman a esta lluvia en diciembre *untimely precip*, que se podría traducir como *precipitación fuera de temporada*.

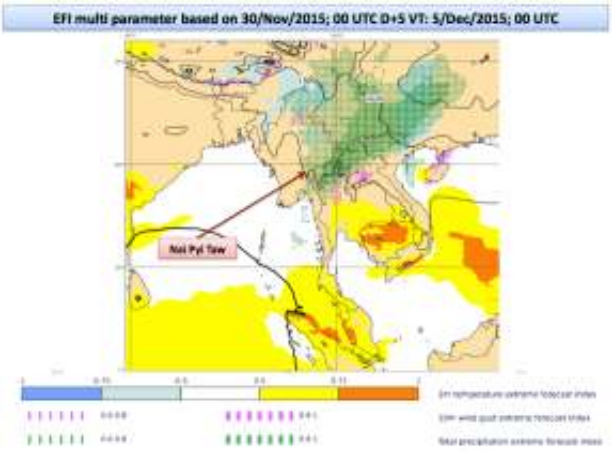


Figura 47.8: EFI multiparámetro.

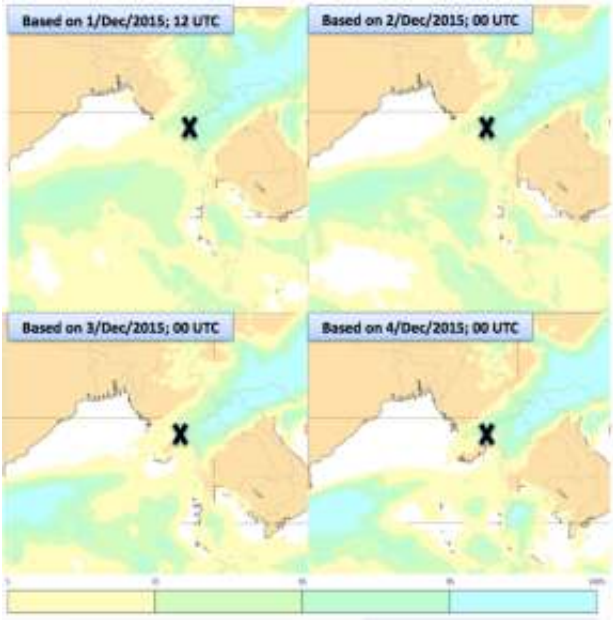


Figura 47.9: Probabilidades de precipitación superior a 10 mm / 24 h, T+84, T+72, T+48 y T+24. Válida para 4 diciembre de 2015, 00 a 24 UTC.

Antes de sacar conclusiones manejando el EFI es conveniente primero conocer con precisión su significado (para más detalles, consultar 27.7.2 en la página 426 y 27.7.3 en la página 427). El EFI es un parámetro diseñado para evaluar las diferencias entre las predicciones y la climatología del modelo. Está normalizado para un rango de valores entre -1 (todas las predicciones están por debajo del valor mínimo de la climatología) y +1 (todas las predicciones superan el valor máximo de la climatología). Una vez que se alcanzan los valores de saturación (-1 ó +1), el EFI pierde información. Lo que se pierde en tales casos, es la valoración de cómo es de extremo el fenómeno meteorológico que queremos predecir. Para subsanar este problema, se utiliza el SOT (Shift of Tails) que aparece explicado en otro caso de estudio. De cualquier forma no debe asociarse necesariamente un valor significativo de EFI con una situación de fenómenos adversos. Imaginemos por ejemplo una predicción del ECENS en agosto para Sevilla o Córdoba para T_{max} con valores entre 20 y 25 ºC, mientras la climatología del modelo ofrece valores entre 30 y 42 ºC. En esta situación el EFI ofrecería una señal con valor EFI=-1 y aparecería en un mapa como «frío extremo». Obviamente no se trataría de una situación peligrosa para la población, excepto quizás para la venta de helados y refrescos.

La Figura 47.9 muestra cómo las probabilidades para precipitaciones por encima de 10 mm / 24 horas toman valores entre el 60 y el 90 % para el viernes 4 de diciembre. Esto es consistente con lo visto anteriormente para los valores de EFI.

Más detalles pueden extraerse de la Figura 47.10, donde se representa un EPSgrama a 15 días (ver sección 27.8.1 en la página 431) de precipitación y de la climatología del modelo para esta localidad. Aquí se observa lo escasas que son en la climatología las precipitaciones en diciembre. El percentil 99 de la climatología es de sólo 12 ó 13 mm / 24 horas (es decir, sólo en un caso de cada 100 la climatología supera esos valores). También se observa en el EPSgrama que la media del ECENS para el 4 de diciembre es de unos 3 mm / 24 horas, si bien con una dispersión apreciable. De este gráfico se infiere también que la probabilidad de superar los valores del percentil 99 de la climatología es de aproximadamente un 30-35 %.

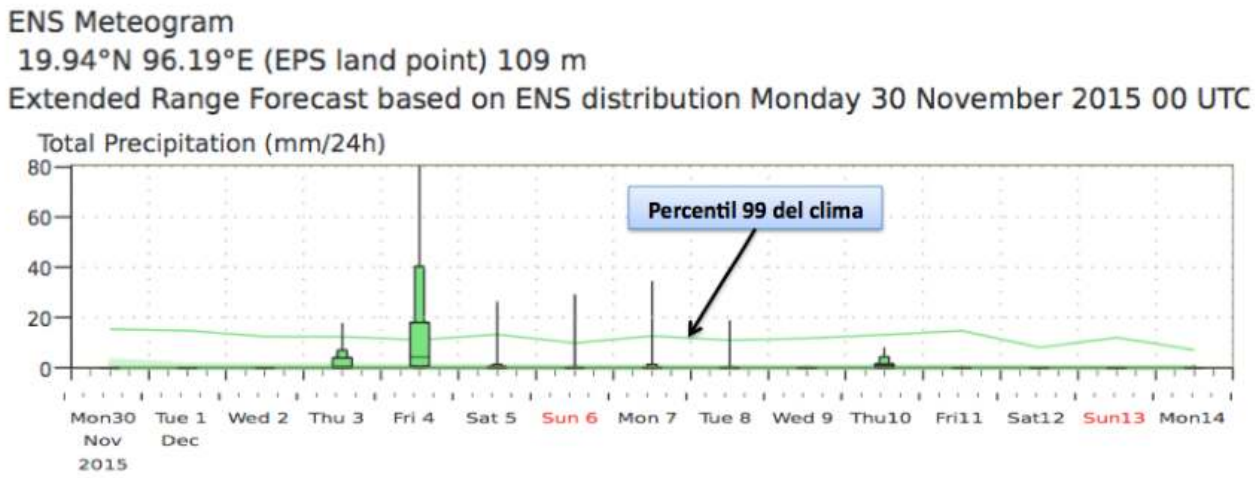


Figura 47.10: EPSgrama a 15 días para Nai Pyi Taw.

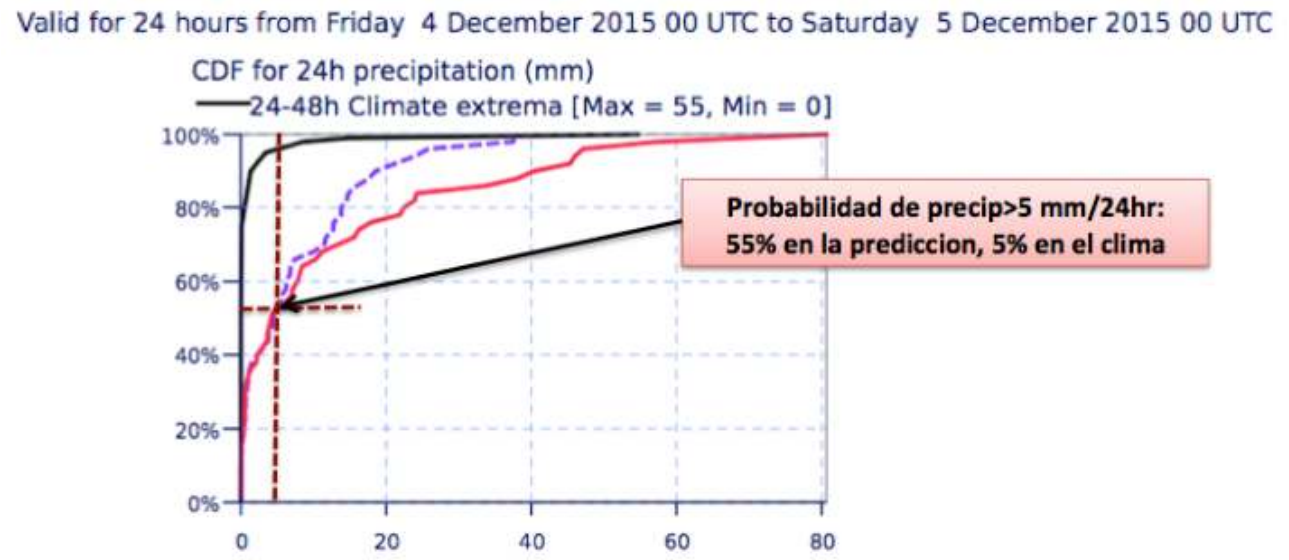


Figura 47.11: CDF de precipitación D+2 para Nai Pyi Taw.

La Figura 47.11 muestra lo que se conoce como CDF (función de distribución acumulada). La información que puede extraerse de este gráfico es que en una predicción a 48 horas las probabilidades de recibir mas de 5 mm / 24 horas son del 55 % en la predicción y sólo del 5 % en la climatología del modelo. Este gráfico también da cuenta del motivo de los valores EFI de 0,6. El valor del EFI es a grandes rasgos proporcional al área entre la curva de la predicción ECENS y la de la climatología del modelo. Ambos gráficos nos permiten refinar y llegar a más detalles locales.

Llegados a este punto, podemos preguntarnos hasta qué punto el ECENS ha sido consistente en la predicción de este parámetro. En las Figuras 47.12 y 47.13 en la página siguiente, se muestra una secuencia de EPSgramas con predicciones ECENS de precipitación. La señal está presente desde 6 días antes, con variaciones en la dispersión. Esta dispersión, tanto de los valores como de la ventana de precipitación, decrece claramente con el rango de la predicción. La media del ECENS es más consistente, como era de esperar, que el modelo determinista. El modelo determinista ECHRES normalmente ofrece consistencia óptima en el corto plazo, y el ECENS en el medio plazo.

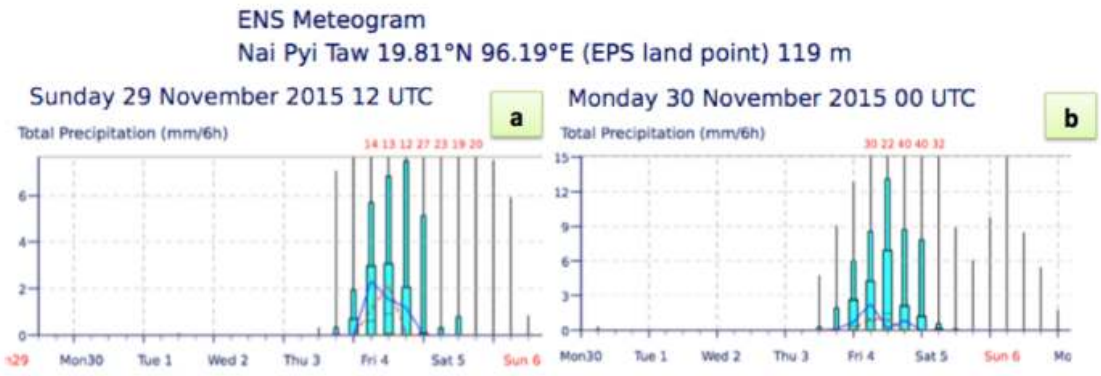


Figura 47.12: EPSgramas de precipitación del ECENS para Nai Pyi Taw (a, b).

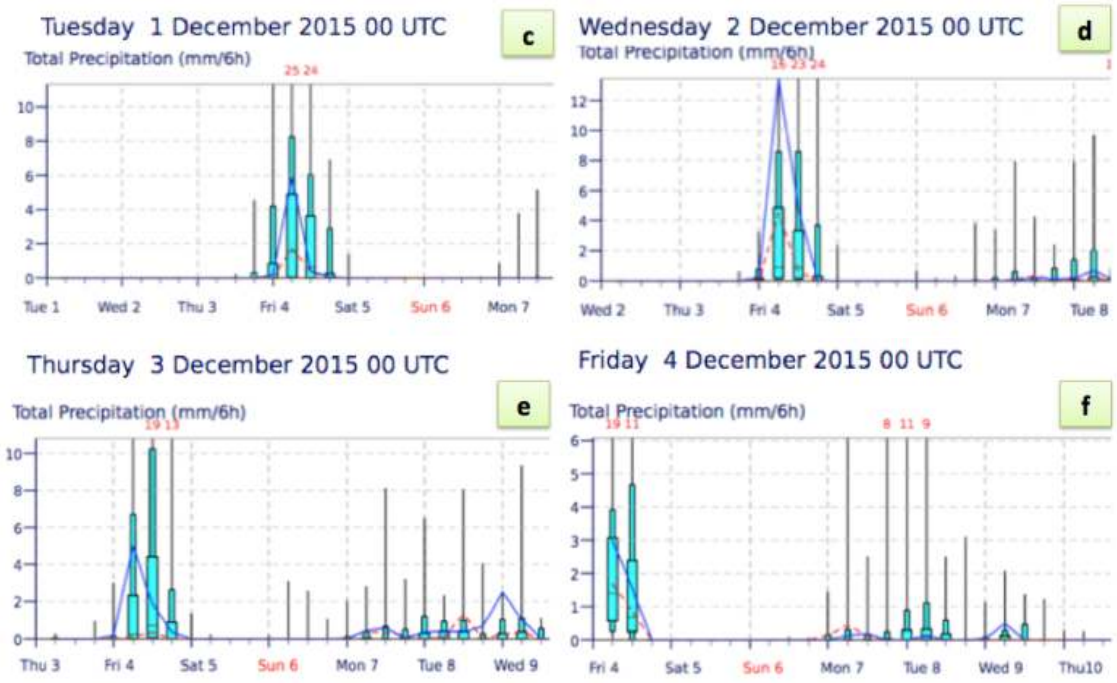


Figura 47.13: EPSgramas de precipitación del ECENS para Nai Pyi Taw (c, d, e, f).

La predicción de precipitaciones del modelo determinista se muestra en la Figura 47.14 con rangos entre 132 y 36 horas todas ellas válidas para el 4 de diciembre de 2015 entre 06 y 18 UTC. La consistencia del modelo determinista es bastante buena como puede apreciarse.

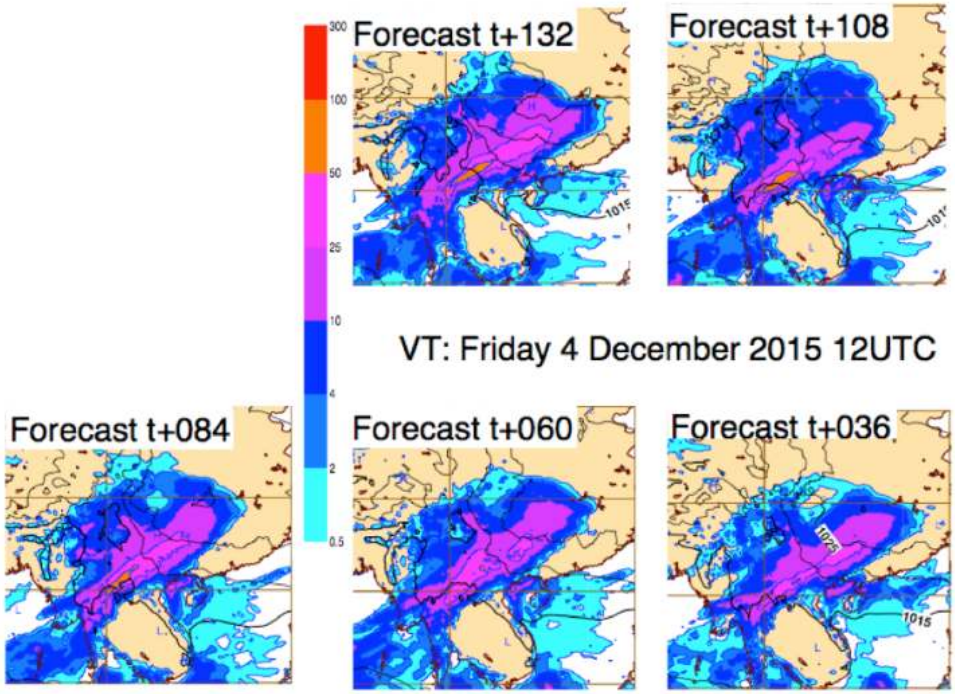


Figura 47.14: Precipitación determinista prevista por el modelo ECHRES (ECMWF T1279), válida para el 4 diciembre de 2015 06-18 UTC.

La Figura 47.15 muestra imágenes Meteosat IR, en particular VISSR (IODC) 057.0E IR válidas para los días 4 y 5 de diciembre de 2015 a las 00 y 12 UTC. En ellas se aprecia convección profunda en el océano Índico y alrededores del golfo de Bengala y una banda de precipitación barriendo Myanmar y adentrándose en China y Tailandia.

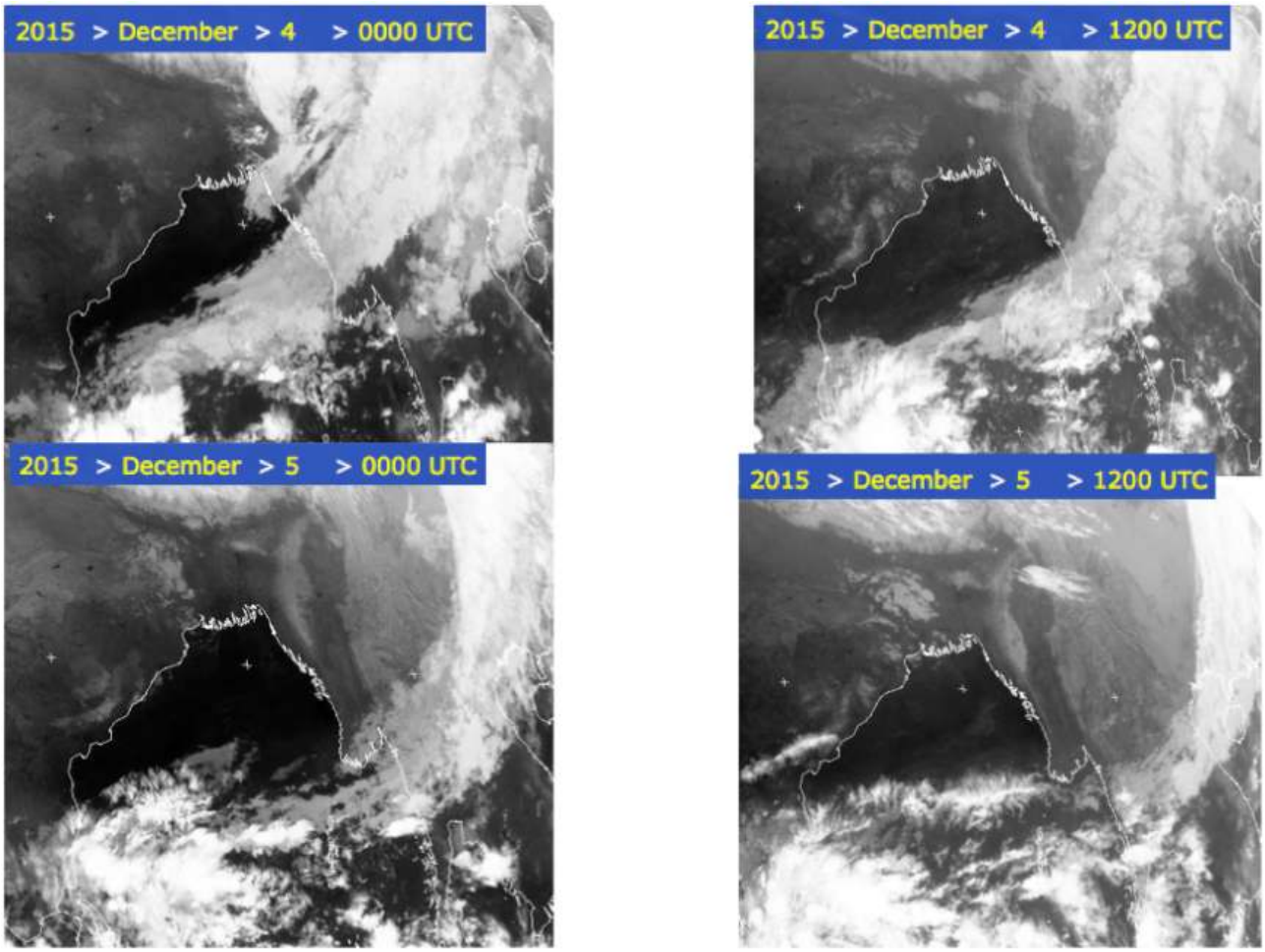


Figura 47.15: Imágenes Meteosat VISSR (IODC) 057.0E IR válidas para los días 4 y 5 de diciembre de 2015 a las 00 y 12 UTC.

Imágenes Meteosat IR del sensor VISSR (IODC) 057.0E IR. El satélite geoestacionario Meteosat 7, perteneciente a la serie de satélites Meteosat de primera generación, ha estado posicionado en 57 °E de longitud con el objetivo de tomar datos sobre la zona del océano Índico hasta el 31 de marzo de 2017. Dicho satélite lleva a bordo el sensor VISSR (Meteosat Visible/Infrared Spin Scan-Radiometer) que consta de tres canales: uno en el rango visible, otro en la zona de absorción de vapor de agua y otro en una región ventana del IR térmico.

En particular, el canal IR térmico tiene una resolución horizontal de 5 km en nadir, una resolución temporal de 30 minutos y un intervalo espectral entre 10.5-12.5 μm. Dicho canal se usa para la obtención de imágenes, tanto de día como de noche, y también para determinar la temperatura de los topes nubosos y de la superficie del mar, ya que esta banda corresponde a un máximo de emisión de radiación por parte de la superficie terrestre y de la atmósfera, de acuerdo con sus respectivas temperaturas. Para obtener más información sobre este sensor, puede consultarse el capítulo 7 en la página 89 y la siguiente web: https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments/view/337.

47.4 Conclusiones

La utilización de las herramientas que proporciona el ECENS permite el estudio y evaluación de escenarios alternativos a la predicción, aun cuando no estemos lidiando con casos extremos.

En este caso se realiza un ejercicio cotidiano de predicción, en Myanmar, sudeste asiático, lo que pone de relieve la versatilidad de las herramientas del ECMWF (aunque desgraciadamente, gran parte del material en sus páginas web no es de acceso abierto).

Se presenta un procedimiento denominado *predicción en cascada*, moviéndonos desde el plazo largo hasta la predicción a muy corto plazo. En los diferentes pasos se recorren distintas escalas espaciales y temporales, aspectos predictivos y diferentes herramientas.

Resulta de particular importancia e interés la posibilidad de evaluar el potencial de fenómenos adversos, contrastando la predicción probabilista con la climatología del sistema.

Influencia de la tormenta tropical *Gastón* en ola de calor en España (Sep 2016)

48

ANTONIO GARCÍA MÉNDEZ
Ex Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Ex Meteorological Analyst, European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF)

Este día de invierno hace calor al sol. Pero frío.

UEJIMA ONITSURA, Poeta Japonés

El 22 de agosto de 2016, la tormenta tropical Gastón se desarrolló al suroeste de cabo Verde. Su desplazamiento fue en dirección noroeste hasta el 30 de agosto cuando, al alcanzar los 30º N 55º W, giró en dirección noreste. El cambio de trayectoria ocasionó una inyección masiva de energía en la circulación de los denominados *Oestes* (vientos del oeste) en el Atlántico, lo que se tradujo en un aumento notable de la incertidumbre atmosférica. Bajo esta influencia, el flujo zonal en el Atlántico se amplificó rápidamente, desarrollando una *configuración omega* muy marcada con la dorsal central sobre el suroeste de Europa y norte de África. Una consecuencia fue la llegada a la península ibérica de flujos muy cálidos y secos desde el norte de África.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, tormenta tropical Gastón, ola de calor en España septiembre 2016.

Imagen parte superior: "Olas en el mar de nubes". Desde el Pico de la Cruz, en la isla de La Palma, el 4 de septiembre de 2007 a las 18:52 horas. Fotografía de FERNANDO BULLÓN.

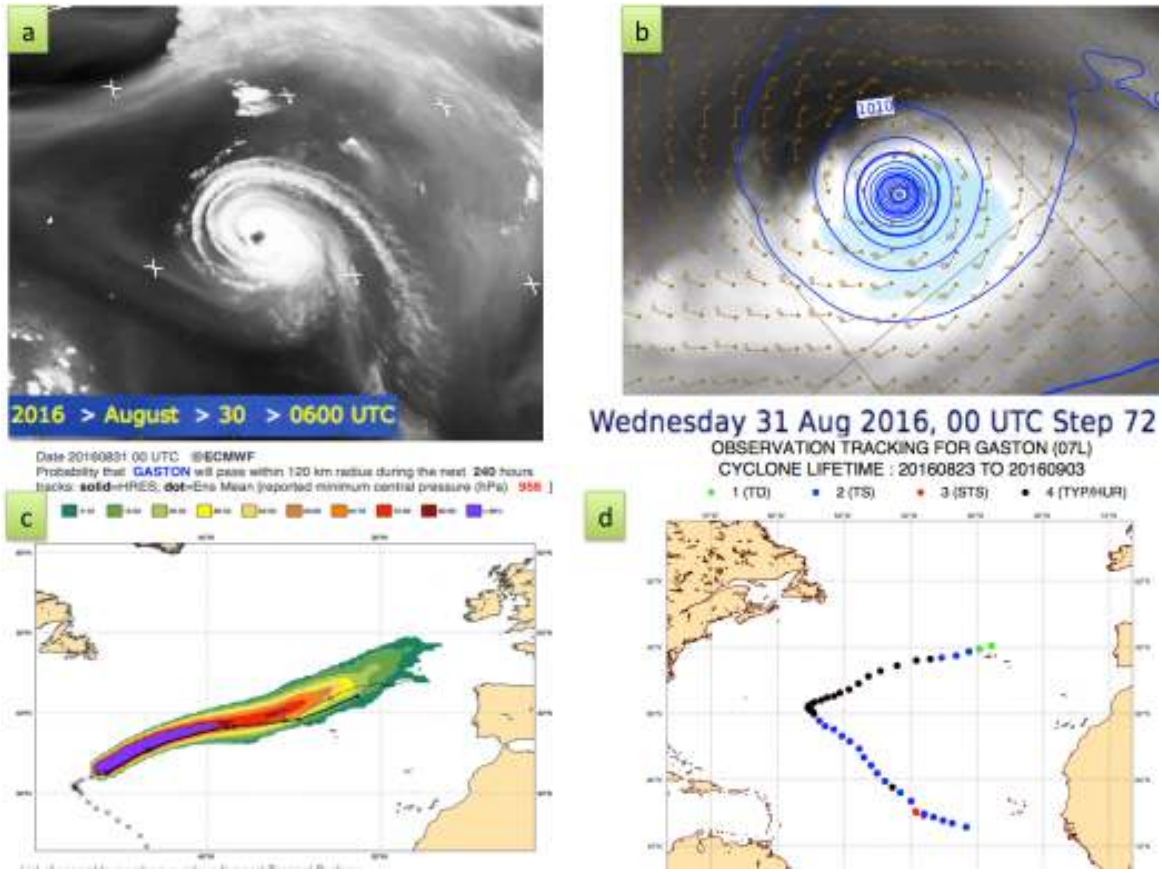


Figura 48.1: (a) Imagen WV con el huracán Gastón el 30 de agosto de 2016
(b) Imagen simulada WV ECMWF y MSLP H+72 VT: 31 de agosto de 2016; 00 UTC (c) Probabilidad de Gastón de pasar en un radio de 120 km. ECMWF H+00 a H+240 (d) Posicion observada de Gastón 23 de agosto de 2016 a 3 de septiembre de 2016.

48.1 Descripción sinóptica y predicción mensual

La Figura 48.1 muestra al huracán Gastón el 30 de agosto de 2016, una simulación determinista a 72 horas, el seguimiento probabilista de su trayectoria a partir del 31 de agosto y finalmente la trayectoria observada desde el 23 de agosto al 3 de septiembre de 2016. Los puntos que marcan la trayectoria están coloreados de acuerdo a la categoría de la perturbación. TD (depresión tropical), TS (tormenta tropical), STS (tormenta tropical severa) y TYP/HUR (huracán).

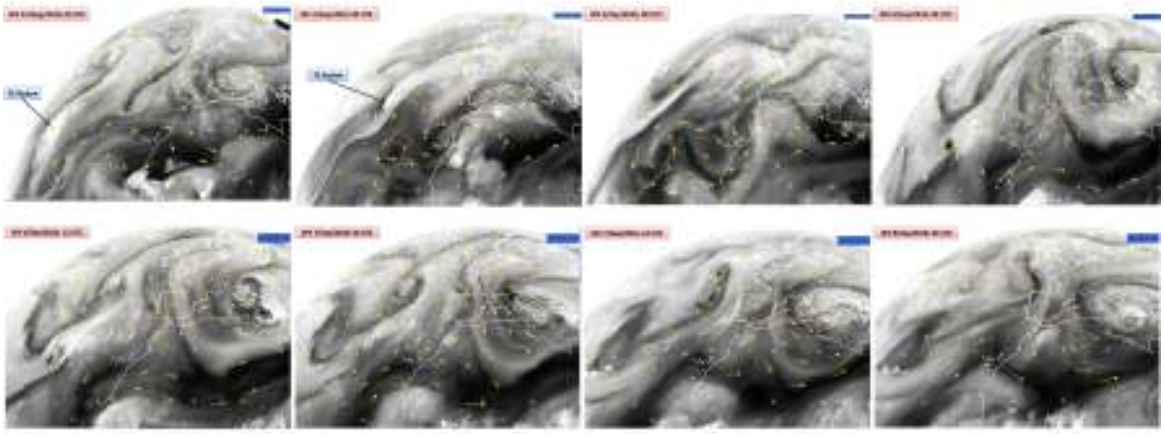


Figura 48.2: Imágenes Meteosat WV, flujo superpuesto subjetivamente, para 31 de agosto 00 UTC y 2 a 7 de septiembre de 2016.

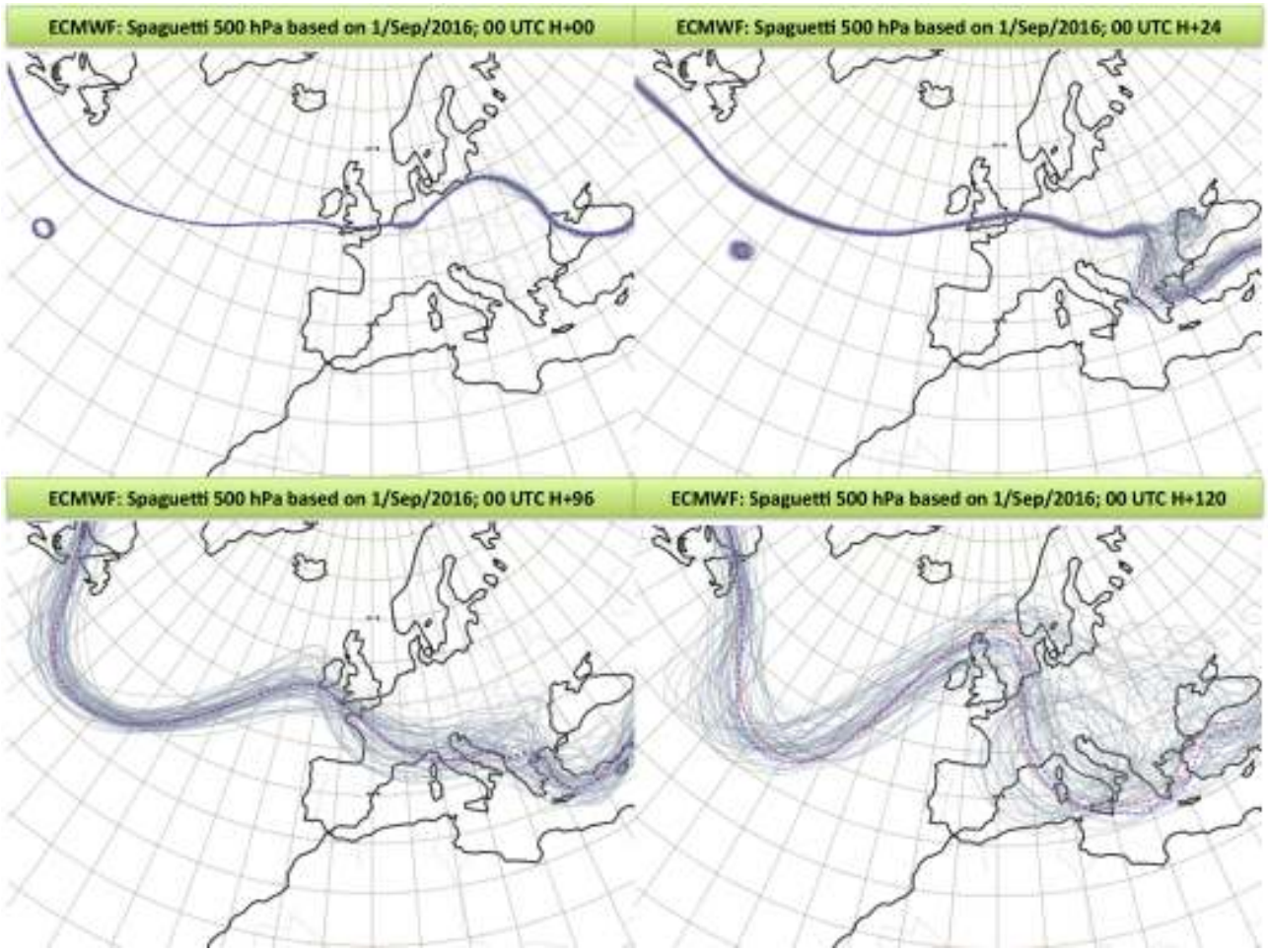


Figura 48.3: Espaguetis (ver 27.2.2 en la página 410) del campo de altura geopotencial en 500 hPa, para 560 dam basados en el 1 de septiembre de 2016 a 00 UTC (H+00, H+24, H+96 y H+120).

La Figura 48.3, muestra como el ECENS describe la captura de los restos de Gastón y el impacto brutal que esta captura tiene, perturbando extraordinariamente un flujo zonal y desarrollando una *configuración omega* con gran amplitud.

Esta descripción prevista por el ECENS, queda corroborada por lo que se aprecia en las imágenes de WV de la Figura 48.2 en la página anterior. El desarrollo muy rápido de la dorsal sobre las islas británicas entre el 2 y el 4 de septiembre, atrae flujos africanos de componente sur sobre la península ibérica. Este flujo cálido y muy seco queda aún más realzado por la presencia de una baja en los alrededores del golfo de Cádiz.

La predicción mensual [492] comienza a dar señales de anomalías cálidas (respecto al clima del modelo) con tres semanas de anticipación, dos semanas antes la señal es muy clara no solo sobre la península ibérica, sino también extendiéndose a Europa occidental y central. La excepción a estas anomalías cálidas se circunscribe al oeste de Portugal. Ver Figuras 48.4, 48.5 y 48.6 en la página siguiente.

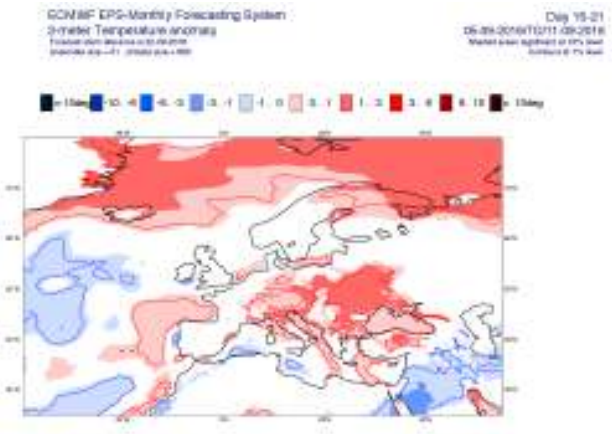


Figura 48.4: ECMWF Predicción mensual, semana+3, VT: 5-11 de septiembre de 2016.

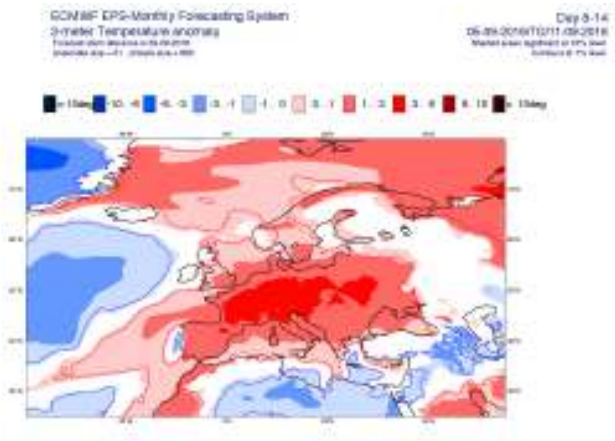


Figura 48.5: ECMWF Predicción mensual, semana +2, VT: 5-11 de septiembre de 2016.

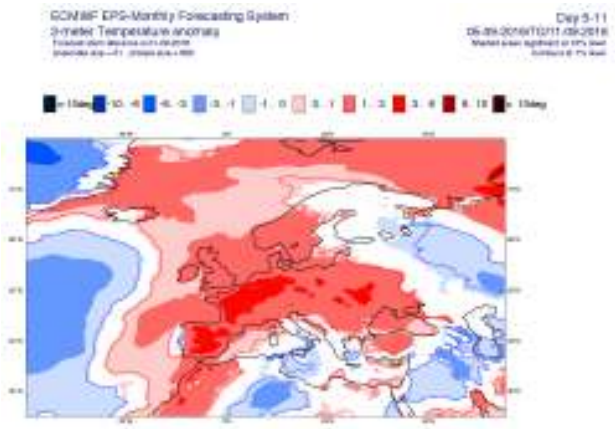


Figura 48.6: ECMWF Predicción mensual, semana +1, VT: 5-11 de septiembre de 2016.

Cuando hablamos de anomalías, obviamente necesitamos un patrón de comparación. Este patrón esta constituido por el clima del modelo (ver detalles en 27.7.1 en la página 425). Este clima se calcula en la actualidad dos veces a la semana, usando siempre la versión operativa del IFS. El cálculo consiste en repredicciones usando 10 miembros ECENS más el *miembro de control*, 5 semanas (la semana en curso, las dos anteriores y las dos posteriores) para los últimos 20 años. El resultado final se construye usando 9 conjuntos de repredicciones siendo la fecha central la del Jueves o Lunes anterior mas próximo a la ensemble a utilizar. En resumen, tenemos 20 años x 11 miembros x 9 repredicciones = 1980 valores que describen el clima del modelo para un lugar dado y un rango de predicción. Este clima se utiliza no solo para la predicción mensual, sino también para los parámetros derivados del ECENS, como son el EFI y el SOT de los que vamos a ver detalles más adelante.

48.2 ECENS

En las Figuras 48.7 y 48.8 en la página siguiente, se muestran series temporales de predicción de temperaturas a 2 metros, máxima y mínima, para Sevilla y Córdoba con base en la pasada del 3 de septiembre de 2016 a 00 UTC. El tamaño de las cajas en estos gráficos está directamente relacionado con la dispersión del ECENS para cada parámetro y rango de predicción. Igualmente, las marcas que aparecen en las cajas, tienen relación con el porcentaje de miembros del ECENS que predicen un determinado valor. Una explicación cualitativa aparece, superpuesta, en la parte superior de cada figura.

Tanto en las series de Sevilla como en la de Córdoba, se aprecian valores de la temperatura máxima prevista sobre el percentil 90 del clima durante cinco días consecutivos, desde el 3 hasta el 7 de septiembre; y superando el percentil 99 los días 5 y 6.

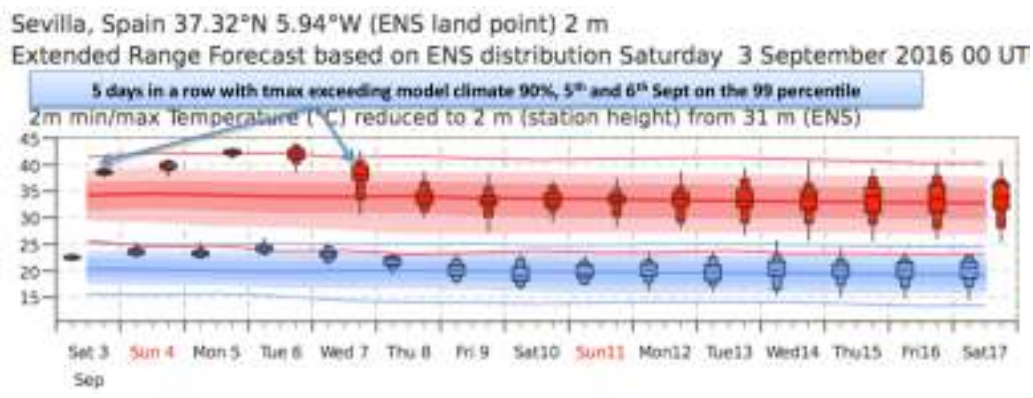


Figura 48.7: EPSgramas 15 días, temperatura a dos metros (T2m) con clima para Sevilla.

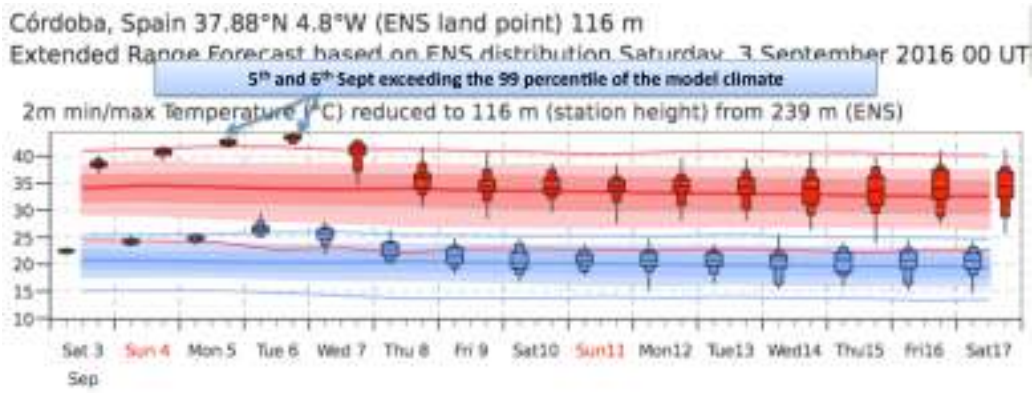


Figura 48.8: EPSgramas 15 días, T2m con clima para Córdoba.

Esta pauta, traducida en números redondos significa que solo en 20 ocasiones los valores del clima han superado este umbral durante los últimos 20 años. Por lo que, en promedio, cada verano el percentil 99 solo se supera en una ocasión y en el caso que nos atañe la predicción del ECENS nos dice que se va a superar dos días consecutivos, lo que supone una situación de extrema rareza.

Los EPSgramas de Cáceres y Madrid de las Figuras 48.9 y 48.10, muestran de nuevo cinco días consecutivos con temperaturas máximas superando el percentil 90 y alcanzando o superando el percentil 99 dos de estos días. El máximo de temperaturas alcanza Madrid un día mas tarde que en Andalucía y Extremadura.

Estos EPSgramas muestran claramente un caso extremo. El clima del modelo para temperaturas máximas en el percentil 99 se puede ver en la Figura 48.11 en la página siguiente. Aquí pueden apreciarse valores que superan los 40 ºC en el valle del Guadalquivir.

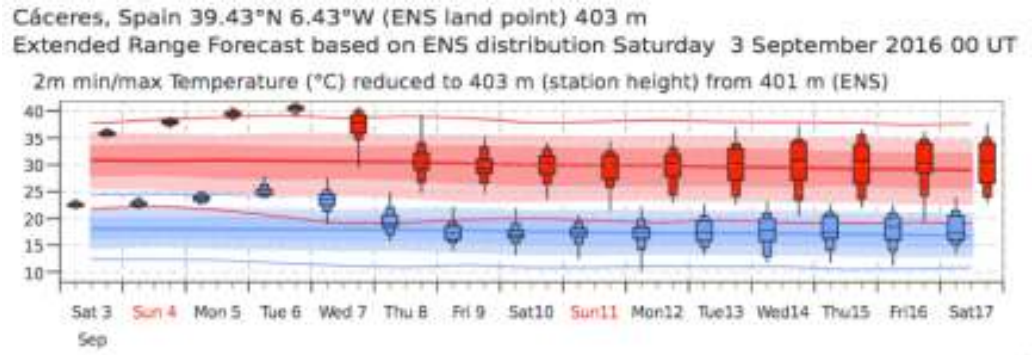


Figura 48.9: EPSgramas 15 días, T2m con clima para Cáceres y Madrid.

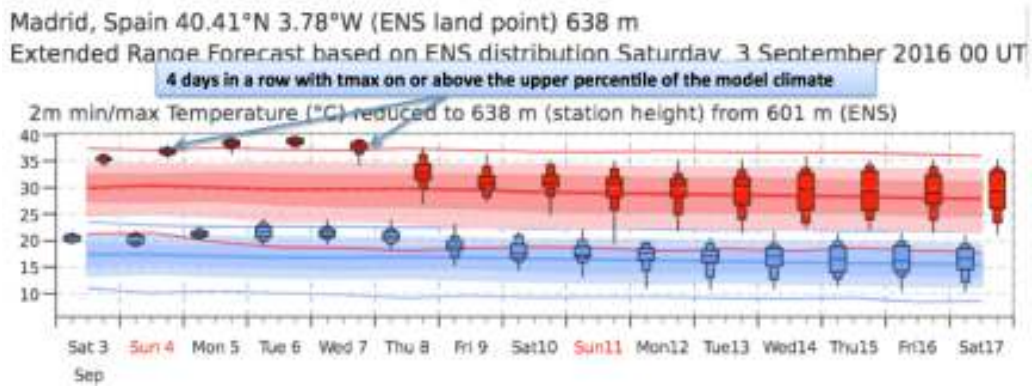


Figura 48.10: EPSgramas 15 días, T2m con clima para Cáceres y Madrid.

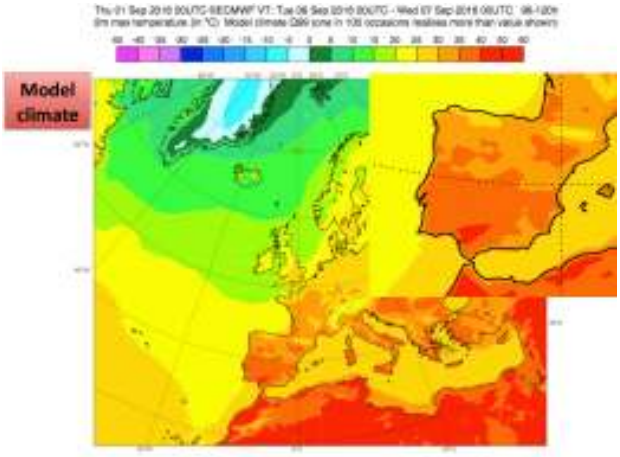


Figura 48.11: Clima del modelo tmax percentil 99, 06-09-2016.

El índice de predicciones extremas EFI (Extreme Forecast Index, ver sección 27.7.2 en la página 426), es un parámetro que evaluá en que medida las predicciones del ECENS se apartan de los valores climáticos. Este índice esta normalizado con un rango entre -1 y +1. Un valor EFI=-1 significa que todas las predicciones están por debajo del valor mínimo del clima y un valor EFI=+1 significa que todas superan el valor máximo del clima.

La Figuras 48.12 y 48.13, muestra predicciones EFI validas para el 7 de septiembre usando distintos rangos de predicción. Se observa un incremento gradual de este índice según nos aproximamos a la fecha antes citada. Superpuesto al EFI, en estos gráficos se muestra también el llamado SOT (Shift of Tails, ver sección 27.7.3 en la página 427) que podría traducirse como desplazamiento en los extremos. Este índice nos proporciona información sobre como es de extremo un fenómeno previsto. La señal del SOT surge cuando un número apreciable de predicciones ECENS superan el valor máximo o están por debajo del valor mínimo. La utilidad del SOT estriba en que, en tales casos extremos, el EFI pierde información en las colas de la distribución ECENS. Algunos detalles sobre su cálculo se muestran en las Figuras 48.17 en la página 758 y 48.18 en la página 758 (más detalle en la sec. 27.7.2 en la página 426 y la sec. 27.7.3 en la página 427).

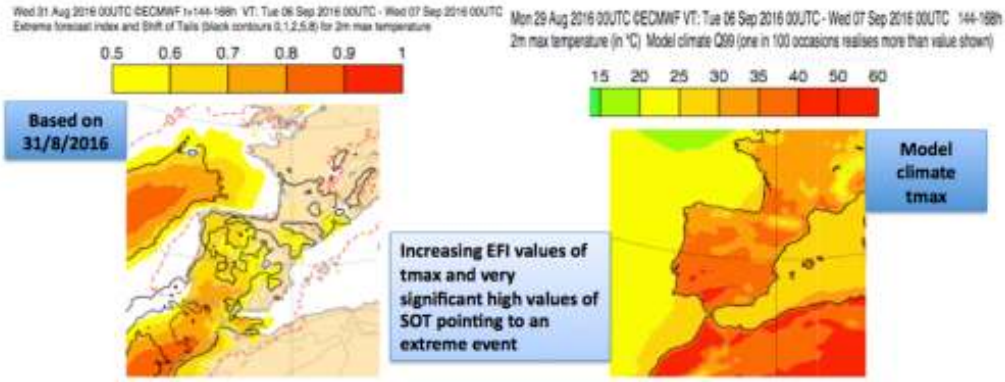


Figura 48.12: ECENS 31-08-2016 H+144-168 VT: 06-09-2016 00 UTC - 07-09-2016 00 UTC. Izquierda: EFI y SOT T2m. Derecha: percentil 99 de la climatología correspondiente.

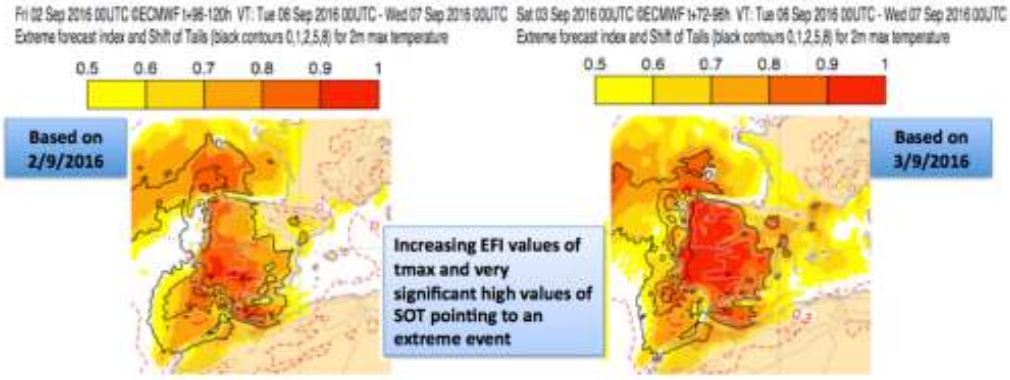


Figura 48.13: ECENS 02-09-2016 H+96-120 VT: 06-09-2016 00 UTC - 07-09-2016 00 UTC, EFI y SOT T2m. Derecha: los mismo para ECENS 02-09-2016 H+72-96.

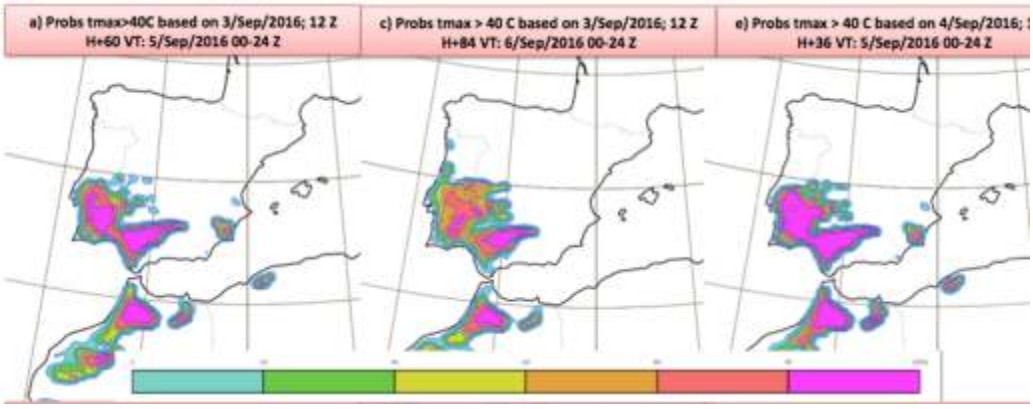


Figura 48.14: Probabilidades de T_{max} > 40 ºC.

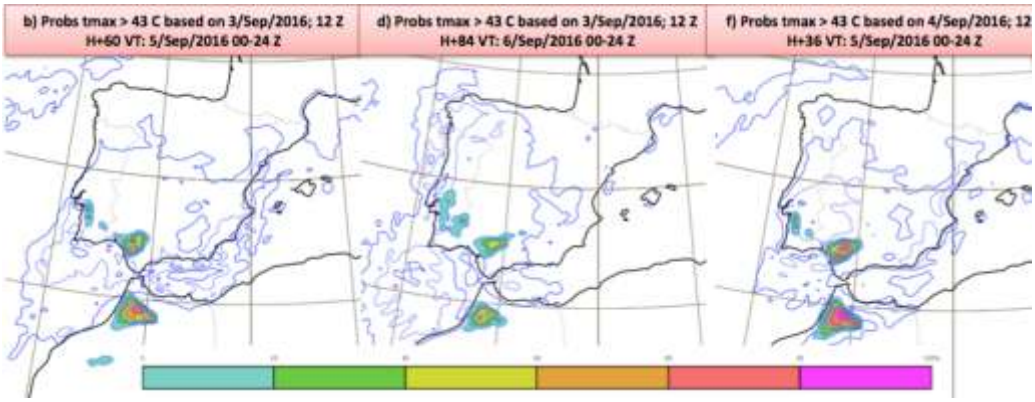


Figura 48.15: Probabilidades de T_{max} > 43 ºC.

Otra importante aportación del ECENS es la posibilidad de producir datos y gráficos de probabilidades usando diferentes umbrales y parámetros. Esto es lo que muestra las Figuras 48.14 y 48.15, donde aparecen probabilidades (ver sección 27.6.1 en la página 422) de que la temperatura máxima supere los 40 ºC y los 43 ºC. El valle del Guadalquivir marca la zona donde los valores máximos absolutos se podrían registrar de acuerdo con el ECENS.

Otra aplicación muy valiosa del ECENS para parámetros, rango de predicción y localidades concretas es la evaluación de las CDF (*Cumulative Distribution Functions*) o funciones de distribución acumuladas. En ellas se representan el clima del modelo (línea negra) y las predicciones ECENS (en colores) para rangos diferentes de predicción, todas ellas válidas para el mismo periodo temporal. Aquí puede evaluarse no solo cuantitativa sino cualitativamente el EFI. La pendiente de las curvas EFI aportan también una información valiosa, cuanto mayor es la pendiente de estas curvas menor es la dispersión, dispersiones grandes se corresponden con curvas con pendientes menores.

La Figura 48.16 en la página siguiente, muestra un ejemplo de una predicción de temperatura media a 2 metros para Sanlúcar la Mayor, en la provincia de Sevilla, válida el 5 de septiembre. En este gráfico, se observan en primer lugar curvas ECENS con una pendiente alta y por tanto pequeña dispersión (lo que se traduce en un alto grado de confianza). Además puede evaluarse fácilmente, por ejemplo, la probabilidad de que la temperatura media a 2 metros supere los 32 ºC. En este caso, la probabilidad citada es del 80 % en la predicción ECENS, mientras que es del 0 % en el clima del modelo. Las figuras 48.17 y 48.18 en la página siguiente, muestran algo similar para Cáceres y Córdoba el 6 de septiembre. Aquí, nuevamente, se aprecia un número notable de valores ECENS que superan el máximo del clima. También se muestran en esta figura, detalles sobre el cálculo del SOT para el percentil 90. No hace falta añadir mucho mas, para darnos cuenta que estamos ante un caso realmente extremo con temperaturas muy altas incluidas en el percentil superior del clima.

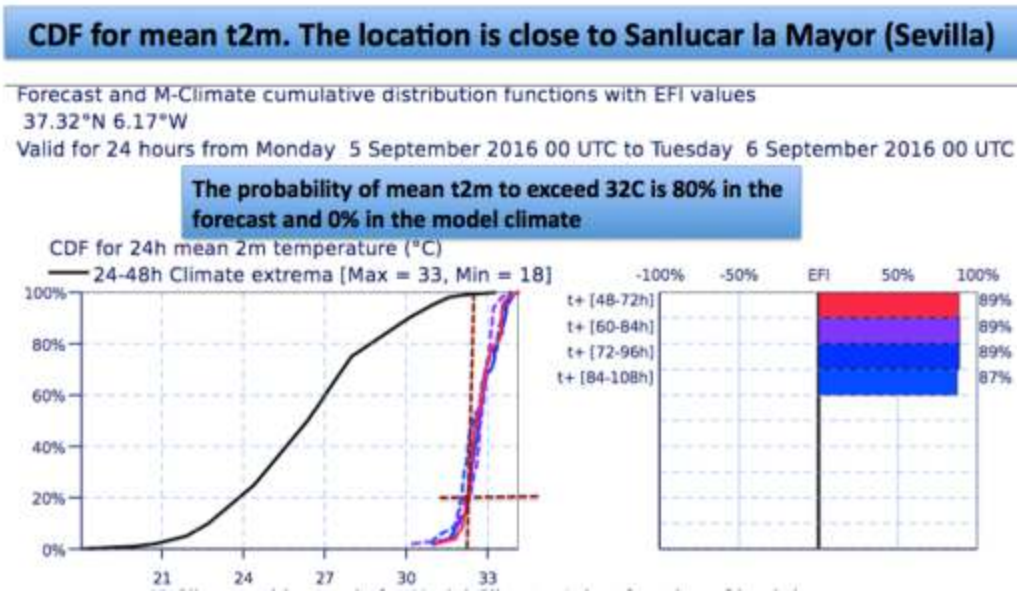


Figura 48.16: T2m media CDF para un lugar cercano a Sanlúcar la Mayor. VT: 05-09-2016.

Figura 48.17: T2m media CDF y SOT para un lugar cercano a Cáceres. VT: 06-09-2016.

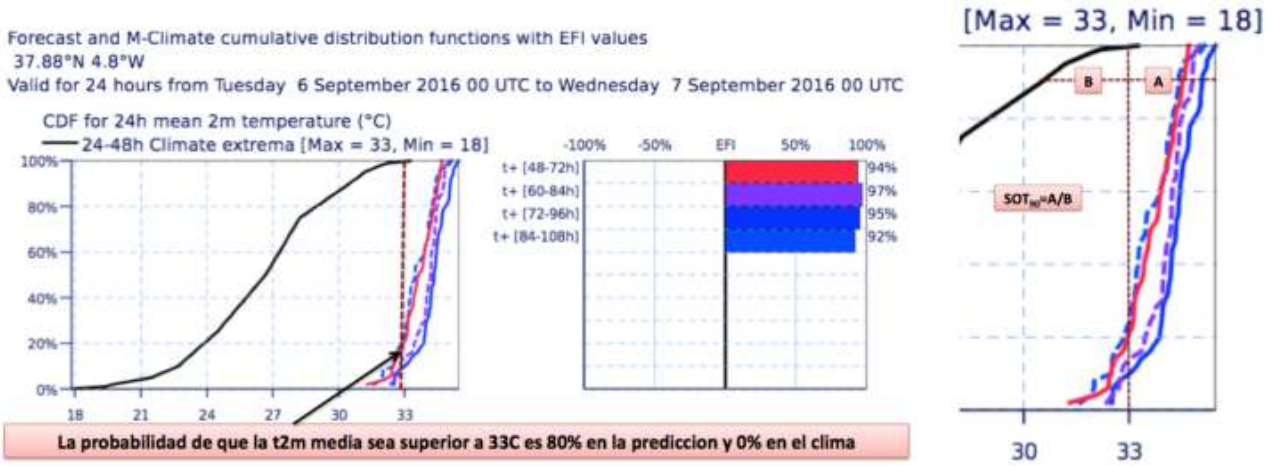


Figura 48.18: T2m media CDF y SOT para un lugar cercano a Córdoba. VT: 06-09-2016.

48.3 Modelo determinista

Las Figuras 48.19, 48.20 y 48.21 muestran predicciones a corto plazo de geopotencial y temperatura a 850 hPa válidas para el 6 y 7 de septiembre. En estas predicciones a corto plazo deterministas se observa claramente la irrupción de aire africano extremadamente cálido.

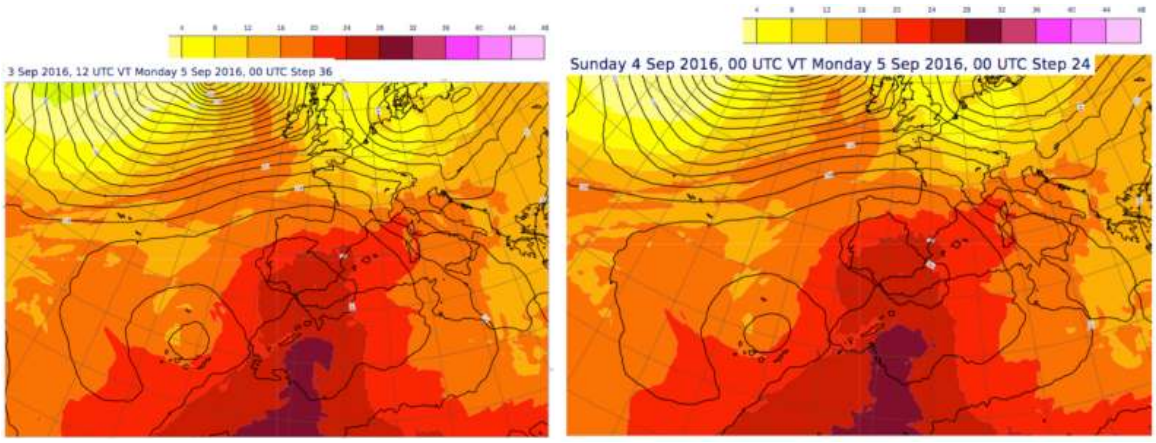


Figura 48.19: Predicción determinista Z850 y T850 hPa H+36 y H+24, VT: 05-09-2016 00 UTC.

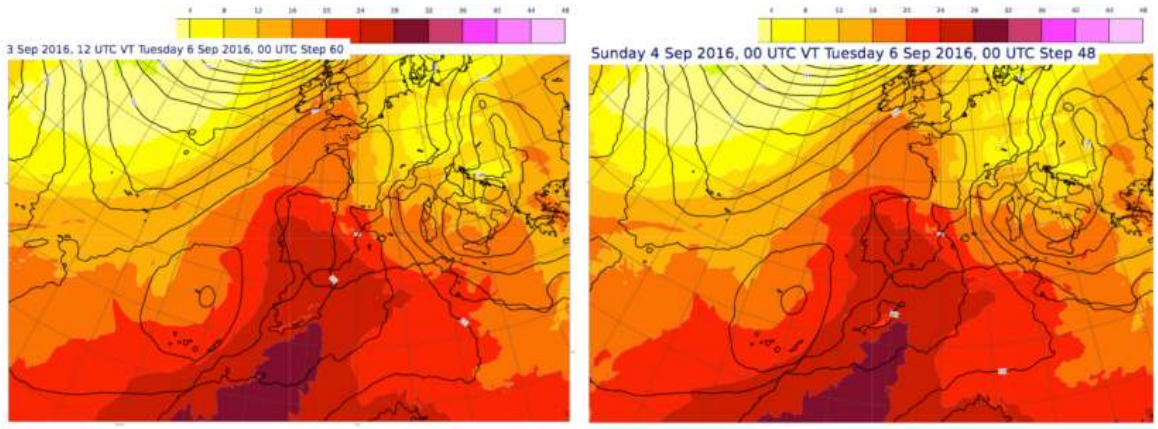


Figura 48.20: Predicción determinista Z850 y T850 hPa, H+60 y H+48 VT: 06-09-2016 00 UTC.

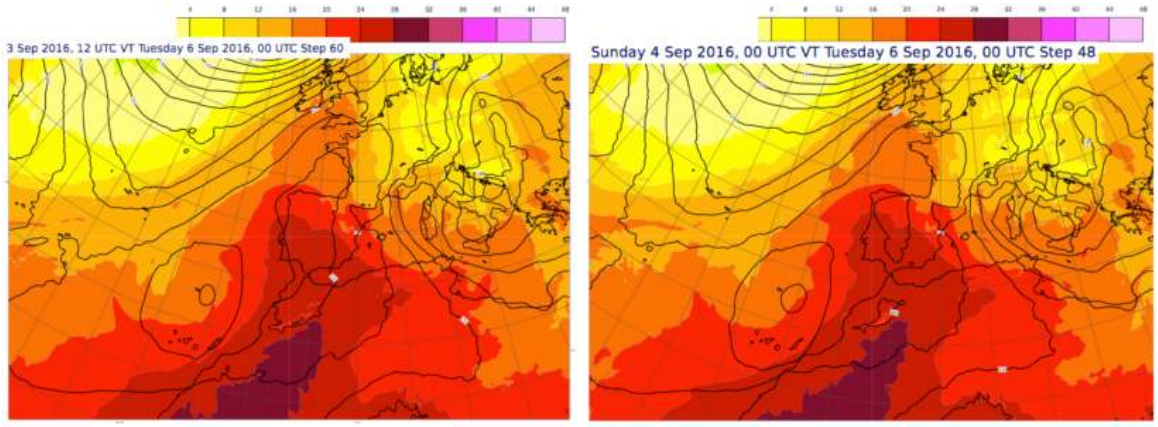


Figura 48.21: Predicción determinista Z850 y T850 hPa, H+24 VT: 06-09-2016 00 UTC y H+48 VT: 07-09-2016 00 UTC.

48.4 Observaciones

Las observaciones sinópticas (ver surface synoptic observations (SYNOP)) que se utilizan para construir las series temporales de las Figuras 48.22 y 48.23, verificaron lo extraordinario del caso. En estas series, se muestran reportes sinópticos de temperatura y punto de rocío a 2 metros, de las estaciones de Sevilla, Córdoba, Murcia y Madrid. Los registros observados de 44.3, 44.8 y 43.2 ºC en Sevilla, Córdoba y Murcia, respectivamente, el 5 de septiembre, si bien no rompen el récord absoluto de la época de 47.2 ºC en Murcia (julio 1994) y 46.6 ºC en Sevilla y Córdoba (julio 1995), no anduvieron muy lejos (en la actualidad, la tendencia a batir récords de temperaturas máximas es creciente: se baten todos los años, muchos meses, en muchísimas localidades).

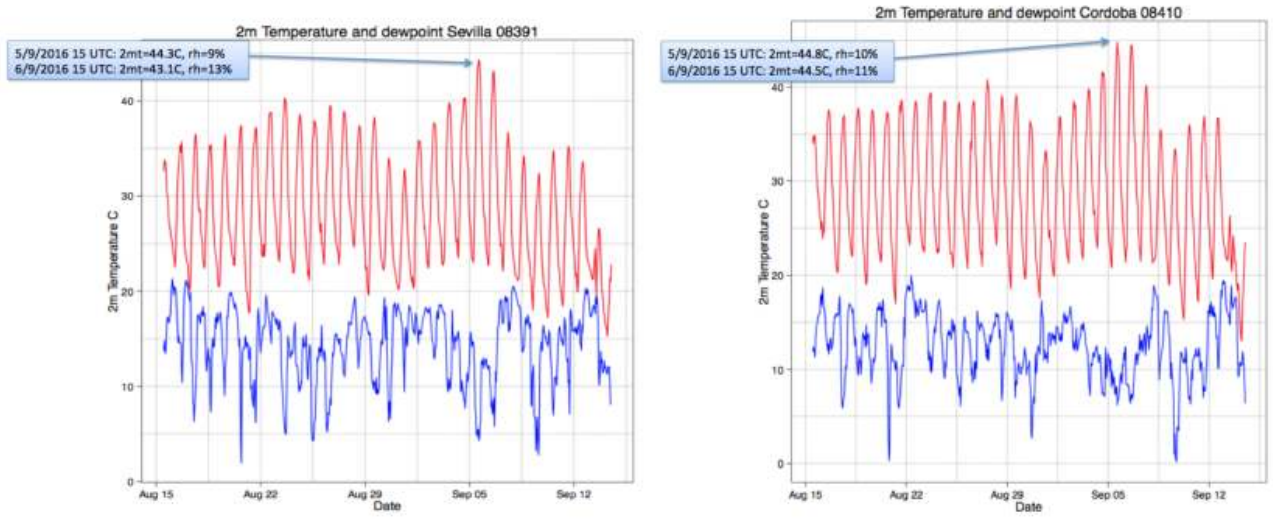


Figura 48.22: Series de temperatura y punto de rocío a 2m. 15 de agosto a 15 de septiembre de 2016. Datos extraídos de report sinópticos: Sevilla y Córdoba.

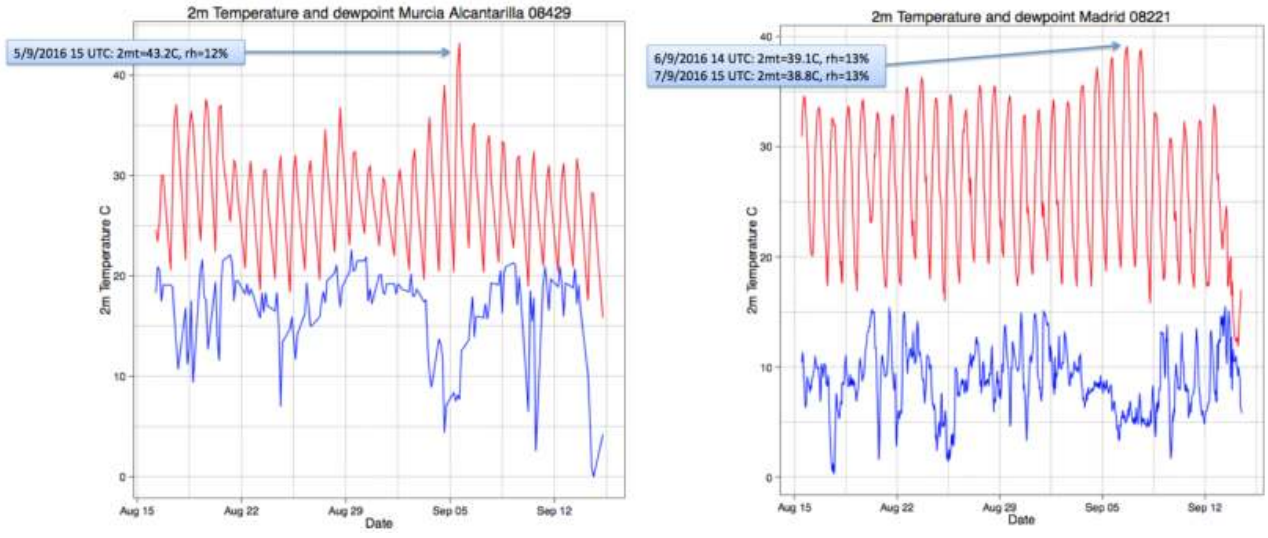


Figura 48.23: Como Figura 48.22, Murcia y Madrid.

Los perfiles de los sondeos (ver sondeo meteorológico) de Madrid (6 de septiembre a 12 UTC y 8 de septiembre a 12 UTC) y La Coruña (7 y 8 de septiembre a 00 UTC) se muestran en las Figuras 48.24 y 48.25, respectivamente. La ausencia de humedad es evidente en estos perfiles. Finalmente, la entrada de un frente frío la noche del 7 de septiembre por Galicia desplazó el aire caliente de la península ibérica.

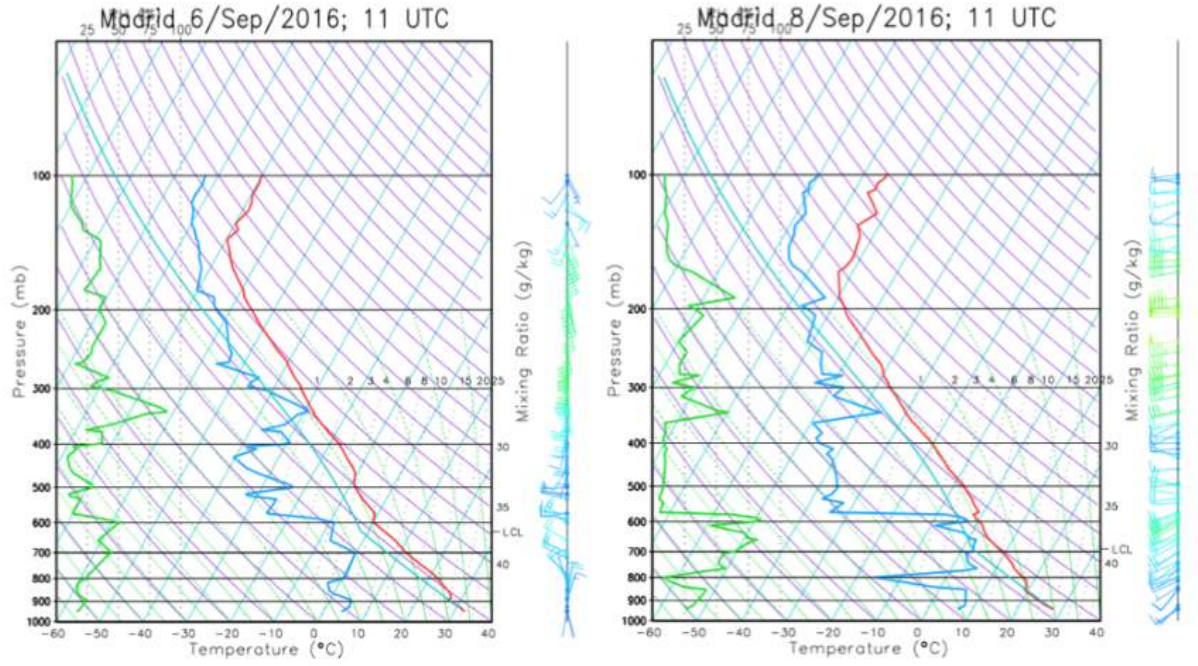


Figura 48.24: Sondeos de Madrid 06-09-2016 a 12 UTC y 08-09-2016 12 UTC.

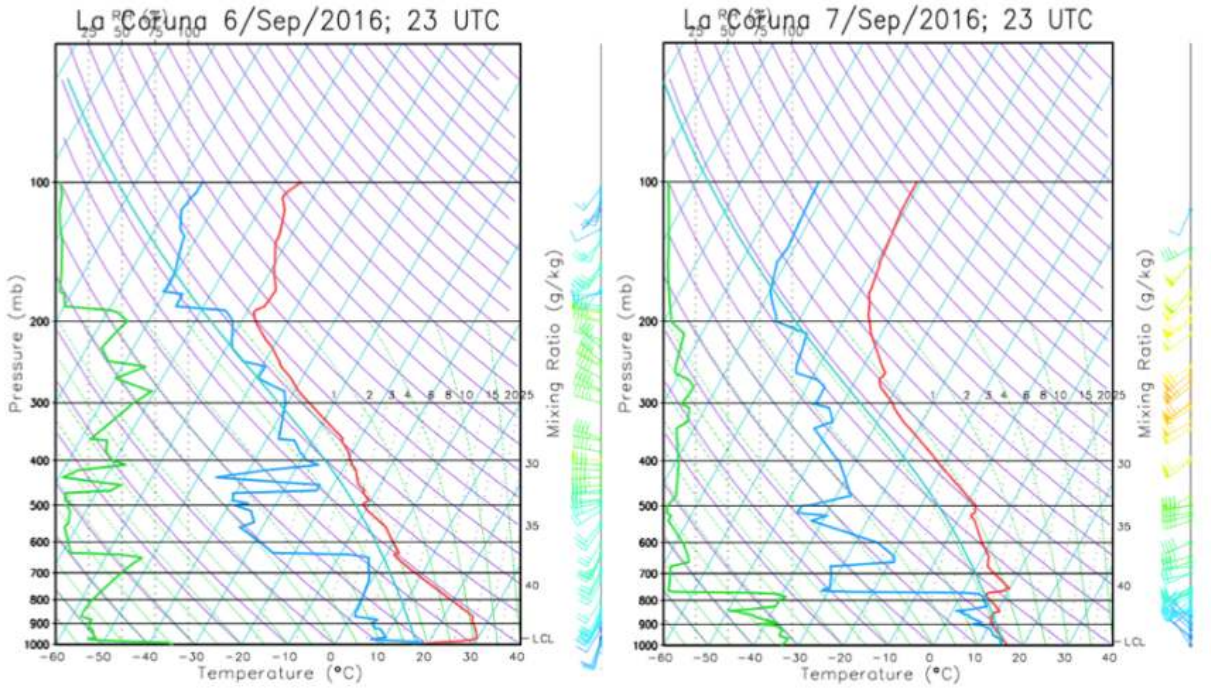


Figura 48.25: Sondeos de La Coruña 07-09-2016 a 00 UTC y 08-09-2016 a 00 UTC.

	MADRID		LA CORUÑA		SANTANDER		MURCIA		BARNA		PALMA	
	TT(C)	RH(%)	TT(C)	RH(%)	TT(C)	RH(%)	TT(C)	RH(%)	TT(C)	RH(%)	TT(C)	RH(%)
Date: 04/09/2016 23:00	24.5	30.4	16.4	27.0	17.1	45.1	25.8	18.0	23.1	36.9	23.4	29.3
Date: 05/09/2016 11:00	23.3	33.0	19.4	12.7	16.2	33.1	26.0	19.0	20.5	42.0	23.4	28.7
Date: 05/09/2016 23:00	25.4	24.7	22.0	5.1	19.1	46.1	26.7	15.0	21.2	33.3	21.3	39.4
Date: 06/09/2016 11:00	25.8	16.5	24.8	4.7	22.6	28.0	24.4	10.5	17.6	60.5	16.6	61.5
Date: 06/09/2016 23:00	27.7	17.3	24.5	20.7	26.4	8.8	27.6	13.0	17.1	80.4	17.5	65.9
Date: 07/09/2016 11:00	26.3	27.3	18.3	11.6	25.1	21.2	24.9	20.0	15.4	74.0	15.8	71.1
Date: 07/09/2016 23:00	24.6	21.2	9.4	60.1	11.8	92.0	25.3	25.4	14.9	71.0	16.2	59.4
Date: 08/09/2016 11:00	19.0	41.0	7.4	68.2	9.5	99.5	22.4	30.6	14.8	70.5	14.4	96.1

Tabla 48.1: Temperatura y humedad relativa en 850 hPa. Datos de los sondeos de Madrid, La Coruña, Santander, Murcia, Barcelona y Palma de Mallorca.

La Tabla 48.1, muestra los valores de temperatura y humedad relativa a 850 hPa extraídas de los sondeos de Madrid, La Coruña, Santander, Murcia, Barcelona y Palma de Mallorca entre el 5 de septiembre a 00 UTC y el 8 de septiembre a 12 UTC. Solo por citar La Coruña, la temperatura cayó 15.1 ºC en 850 hPa en el periodo de 24 horas entre el 7 de septiembre a las 00 UTC y el 8 de septiembre a las 00 UTC.

48.5 Resumen final

La utilización de las herramientas que proporciona el ECENS permite no solo el estudio y evaluación de escenarios alternativos a la predicción, sino la determinación de los grados de probabilidad en casos extremos.

En este caso de estudio se ha utilizado esta técnica para una predicción de temperaturas extremas, pero técnicas similares se utilizan para diferentes casos extremos como precipitación líquida y sólida, viento, estabilidad atmosférica etc.

En definitiva, la atmósfera es un sistema caótico y la predicción de su evolución ha de ser probabilista o no será nada.

Lluvias torrenciales en el Maresme, Barcelona (Oct-2016)

49

GABRIELA CUEVAS, RAMÓN PASCUAL, ALFONS CALLADO Y MARC COMPTE
Delegación territorial (DT) en Cataluña, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Plou poc, però per al poc que plou, plou prou.

Embarbussament – ANÓNIMO

Durante el miércoles 12 y el jueves 13 de octubre de 2016 tuvo lugar un episodio de precipitaciones intensas y generalizadas en toda la península ibérica. En la comarca del Maresme (Barcelona), se acumularon en diversas zonas más de 200 mm en menos de 4 horas, con cortes de tráfico, trenes, suministro eléctrico y arrastre de coches en rieras, uno de los cuales provocó la desafortunada pérdida de una vida humana. Estos episodios altamente convectivos sobre el Mediterráneo occidental suelen tener corta duración, ocurriendo en verano-otoño y provocando a menudo el desbordamiento repentino de ríos provenientes de los Pirineos y de arroyos/torrentes costeros. El litoral catalán es una de las regiones más afectadas por episodios de lluvias repentinas y, en particular, el Maresme es el área de más impacto así como una de las más pobladas, por lo que el riesgo natural asociado a este fenómeno es muy elevado. Este capítulo presenta un análisis meteorológico detallado, así como los impactos del evento, evaluando la predicción por contraste con los avisos de fenómenos adversos emitidos para ese día por AEMET. *El análisis de este caso de estudio se presentó en el 10th HyMeX Workshop, celebrado entre el 4 y el 7 de julio de 2017 en Barcelona [145]. En este mismo workshop del Moral y col. [438] también analizaron este episodio.*

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, episodio de lluvias torrenciales en el Maresme octubre 2016.

Imagen parte superior: Desbordamiento de rieras y calles anegadas en la confluencia con la N-II en el Maresme, fotografía del Consell Comarcal del Maresme.

Figura 49.1: Situación de la zona donde tuvo lugar el episodio de lluvias torrenciales (Maresme, Cataluña).

49.1 Introducción

Durante el miércoles 12 y el jueves 13 de octubre de 2016 tuvo lugar un episodio de precipitaciones intensas y generalizadas en toda la península ibérica. Un frente frío atravesó la Península, seguido de dos líneas de inestabilidad posfrontal, causando chubascos frecuentes y ocasionalmente fuertes en puntos del suroeste y centro peninsular. Previamente al paso del frente, la confluencia de flujos de recorrido mediterráneo configuró una línea de inestabilidad que atravesó el litoral catalán durante la tarde del miércoles 12. Esta línea originó tormentas con chubascos muy fuertes, incluso torrenciales y de larga duración en puntos de la comarca del Maresme (Barcelona), que acumularon más de 200 mm en menos de 4 horas en diversos lugares. La intensa lluvia provocó cortes de tráfico y de la circulación de trenes, cortes de suministro eléctrico, arrastre por las aguas de coches aparcados junto a rieras y, desafortunadamente, la muerte de una persona dentro de un coche atrapado en un paso subterráneo.

Los episodios altamente convectivos sobre el Mediterráneo occidental suelen ocurrir en verano y a comienzos del otoño. En Cataluña, el otoño es la estación que concentra la mayor ocurrencia de inundaciones. Estos eventos suelen tener corta duración y pueden conducir al desbordamiento repentino de ríos provenientes de los Pirineos y de arroyos/torrentes costeros. De hecho, el litoral catalán es una de las regiones más afectadas por episodios de lluvias repentinas y, en particular, el Maresme (Figura 49.1) es el área de más impacto así como una de las más pobladas [119, 481]. A consecuencia de esto, el riesgo natural asociado a este fenómeno es muy elevado [376].

Este estudio presenta un análisis del entorno sinóptico y mesoescalar del episodio, y de la fenomenología asociada a través de la exploración de imágenes de satélite y de radar, campos de modelos numéricos de predicción y observaciones convencionales. Los impactos del evento también son estudiados a partir del análisis de la información en los medios. Finalmente, se discute la precisión de la predicción mediante el análisis de los avisos de fenómenos meteorológicos adversos emitidos para ese día por Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

Daños y víctimas (mayoritariamente en el Maresme)
Más de 900 llamadas a Emergencias de la Generalitat de Cataluña durante el episodio y 300 al servicio de bomberos. Activada la alerta de inundaciones INUNCAT.
Carretera nacional N-II y secundaria C-31 cortadas. Servicio de tren suspendido durante varias horas.
Personas atrapadas en la N-II y en pasos subterráneos inundados tuvieron que ser rescatadas.
Récord de precipitación en 24 h en Cataluña desde 1943.
Un hombre muere atrapado en su coche arrastrado por la lluvia en Cabrils.
Varias rieras desbordadas y coches arrastrados por las riadas.
Más de 200 hogares en 4 ciudades afectados por cortes de electricidad.
Daños materiales importantes. Tres escuelas inundadas cerradas en Vilassar.

Tabla 49.1: Resumen de impactos producidos por el episodio del Maresme.

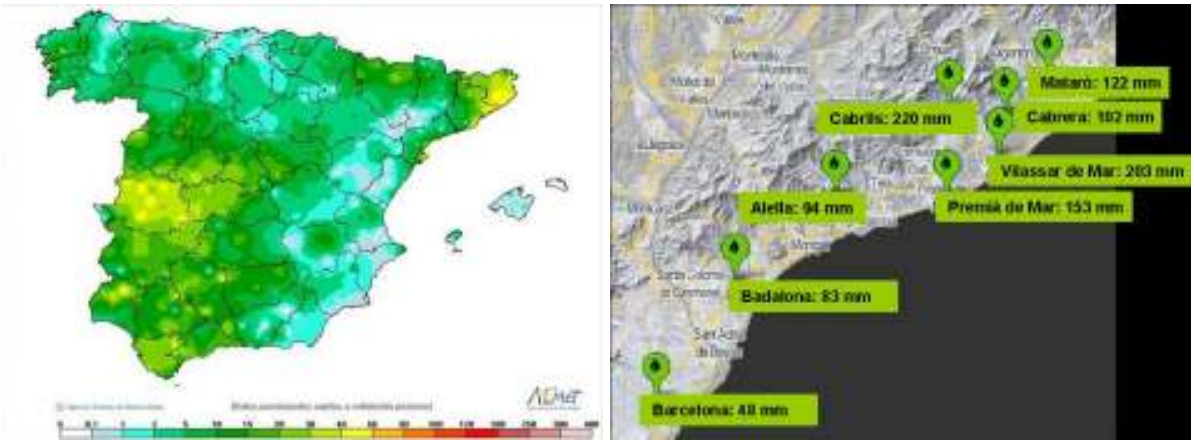


Figura 49.2: Izda: Precipitación acumulada de 00 UTC del 12 octubre a 00 UTC del 13 octubre en la red de estaciones automáticas de AEMET. Dcha: Registros de precipitación recogidos en diversas redes (AEMET, Meteoclimatic, Meteocat) para la zona del Maresme durante el día 12 de octubre.

Figura 49.3: Desbordamiento de rieras y calles anegadas en la confluencia con la N-II en el Maresme, fotografía del Consell Comarcal del Maresme.

49.2 Impactos del episodio

Episodios como el mostrado en este estudio tienen a menudo un alto impacto en zonas muy pobladas como la comarca del Maresme [32] (Tabla 49.1 en la página anterior). A lo largo del día 12 de octubre se registraron más de 100 mm en 24 horas en al menos 5 ciudades del Bajo Maresme (Figura 49.2). La lluvia torrencial hizo que se batiera el récord de intensidad en Cataluña en Cabrils, donde se registraron 85 mm en 30 minutos.

49.3 Análisis sinóptico y mesoescalar

El entorno sinóptico y mesoescalar en el suroeste de Europa durante el 12 de octubre de 2016 estaba regido por el paso de un frente frío asociado a una baja fría centrada al noroeste de Portugal. Dicha baja, de hasta -20 ºC en 500 hPa, se fue desplazando hacia el sudeste a lo largo del día. A su vez, en niveles medios-altos (500-300 hPa) había durante la mañana del día 12 una dorsal poco marcada sobre el este peninsular y el sur de Francia. Al desplazarse ligeramente esta dorsal hacia el este, quedó un área difluente sobre Cataluña que favorecía los ascensos. El flujo predominante en altura sobre la Península era del sudoeste (Figura 49.4 en la página siguiente a y b). Asimismo, a las 18 UTC se situaba sobre la zona de estudio a 300 hPa la parte delantera de un *jet streak* (máximo de viento confinado) (Figura 49.4 en la página siguiente c).

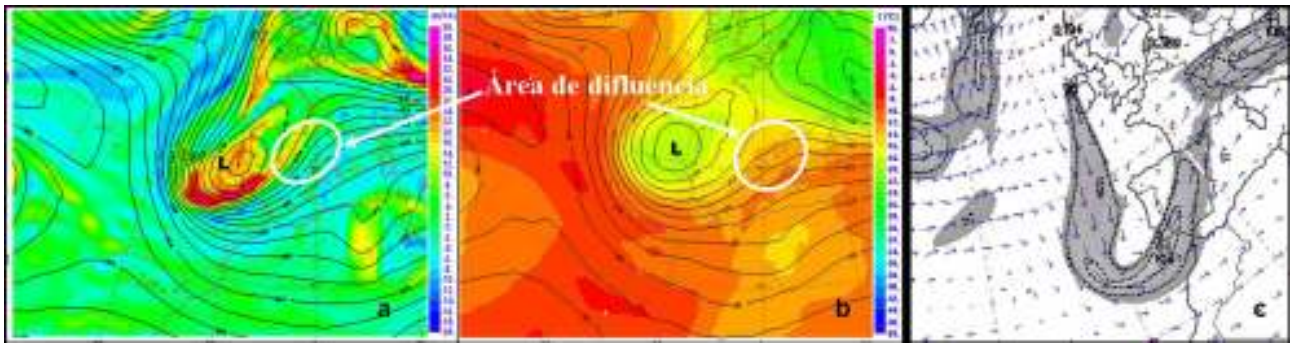


Figura 49.4: Campos de análisis del modelo ECHRES del 12 de octubre a las 12 UTC: (a) altura geopotencial (isohipsas negras representadas cada 30 mgp) y vorticidad relativa en 300 hPa (coloreada) y (b) altura geopotencial (isohipsas negras representadas cada 30 mgp) y temperatura en 500 hPa (coloreada en ºC) (Fuente: AEMET). Análisis de modelo GFS para el 12 de octubre a las 18 UTC: (c) corriente en chorro en nudos en 300 hPa (Fuente: California Regional Weather Service `http://squall.sfsu.edu/crws/jetstream.html`). El área sombreada empieza en los 60 kt (kt=nudos) y las isolíneas a trazos empiezan en 70 kt y se representan cada 20 kt. Las flechas azules señalan la dirección y velocidad del viento y su longitud es proporcional a la velocidad.

Por otro lado, la depresión en superficie ligada a la baja fría llevaba asociada un activo frente frío, que se situaba sobre Galicia a las 00 UTC, y que fue moviéndose hacia el Mediterráneo a lo largo del día, seguido de dos líneas de inestabilidad posfrontal (Figura 49.5 izquierda). Previamente al paso de dichas estructuras frontales, la confluencia de flujos de recorrido mediterráneo generó un chorro en niveles bajos o *Low Level Jet* (low level jet (LLJ)) que acompañó a una línea de inestabilidad que fue barriendo el litoral catalán a lo largo de la tarde (Figura 49.5 derecha). La línea de inestabilidad y el LLJ contribuyeron a originar los fuertes chubascos, incluso torrenciales, que afectaron al Maresme. Sobre la zona de estudio los análisis de los modelos mostraban convergencia del flujo de humedad hasta 850 hPa.

Otros factores que pudieron contribuir a la intensidad y copiosidad de las precipitaciones fueron una temperatura de la superficie del mar (SST) 3 ºC mayor que la media de octubre para la zona y la presencia de la cadena montañosa litoral con desniveles desde el mar de hasta 700 m en solamente 7 km de distancia en línea recta. En condiciones inestables el forzamiento orográfico que sufren los flujos procedentes del mar, como en este episodio, facilita el disparo de la convección.

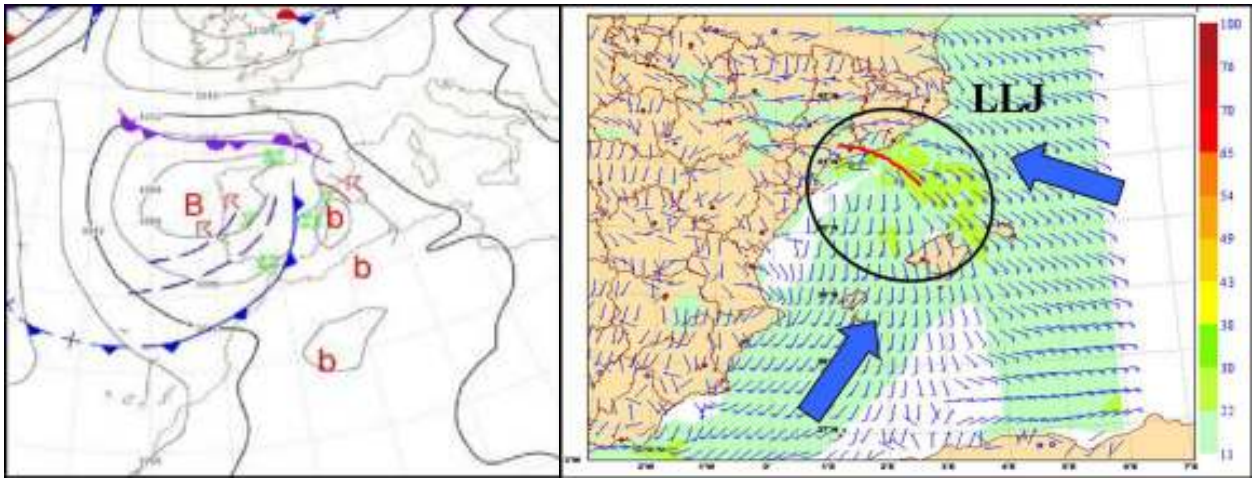


Figura 49.5: Izquierda: Análisis frontal de superficie y presión media a nivel del mar (MSLP) para el 12 de octubre a las 12 UTC. Isobaras representadas cada 4 hPa. Derecha: Campo de viento en superficie de modelo HARMONIE-AROME a las 18 UTC del día 12 (predicción H+18 de la pasada de las 00 UTC del día 12). Las barbas indican la dirección y la velocidad del viento en kt y las zonas coloreadas la velocidad del viento en kt (Fuente: AEMET).

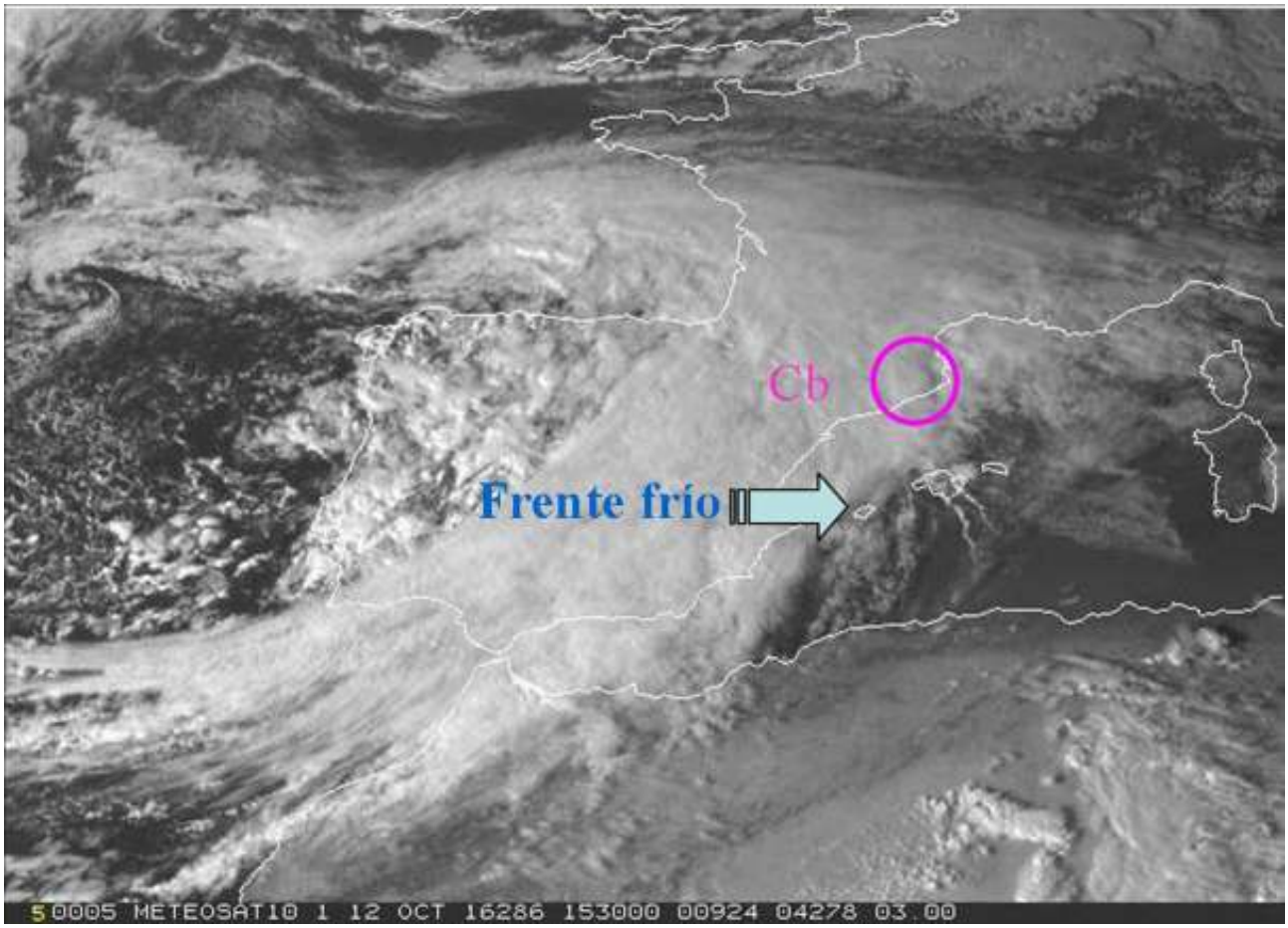


Figura 49.6: Imagen de Meteosat 10. Canal VIS0.6 15:30 UTC. La flecha azul indica el avance del frente (Fuente: AEMET).

49.4 Nubosidad, sistemas precipitantes y tormentas

En el análisis de las imágenes de los canales VIS0.6 (Figura 49.6) e IR10.8 del Meteosat 10 (no mostrada) se puede apreciar la banda nubosa asociada al frente que se desplazaba hacia el este. El movimiento de las nubes era hacia el nordeste debido al flujo del sudoeste predominante en niveles medios-altos. En la imagen del canal visible (Figura 49.6) se aprecia con dificultad, gracias a las sombras proyectadas en su lado oriental, el cumulonimbo responsable de las fuertes lluvias en el nordeste de Cataluña, embebido en la parte delantera de la banda nubosa frontal. Las temperaturas de brillo de los topes nubosos de dicho cumulonimbo no eran excesivamente bajas (estaban comprendidas entre -52 y -56 ºC), lo cual indica que la convección no era muy profunda.

El análisis de las imágenes del radar de AEMET situado en Cataluña (banda C, rango 240 km (modo normal)/ 120 km (modo *Doppler*)) revela aspectos interesantes. La acumulación total de precipitación en el Maresme fue subestimada por el radar (64 mm estimados frente a los 215 mm registrados) debido probablemente a la atenuación del haz radar debida a la intensa precipitación y a la producida por la película de agua presente en la superficie exterior del *radomo*.

Se puede apreciar en la Figura 49.7 en la página siguiente la evolución en el tiempo (secuencia de PPI) de una célula convectiva cuasi-estacionaria. Dicha célula presentaba unos valores (no mostrados) relativamente bajos o moderados de ZMAX (reflectividad máxima en la columna, sec. 8.7.4 en la página 115) (< 52 dBZ), VIL (*Vertically Integrated Liquid*, sec. 8.7.5 en la página 115) (< 1g/cm 3) y Echotop (altura máxima a la cual se encuentra un valor de reflectividad de 12 dBZ, sec. 8.7.3 en la página 114) (< 8 km). Sobre los fundamentos de estos u otros tipos de imágenes de radar, puede consultarse el capítulo 8 en la página 109. Estos parámetros se mantuvieron en estos valores durante todo el ciclo de vida de la célula. Aunque el campo de velocidad radial Doppler (no mostrado) muestra claramente un desplazamiento hacia el nordeste de la precipitación, los chubascos de mayor intensidad se mantuvieron prácticamente estacionarios debido a la persistencia del LLJ.

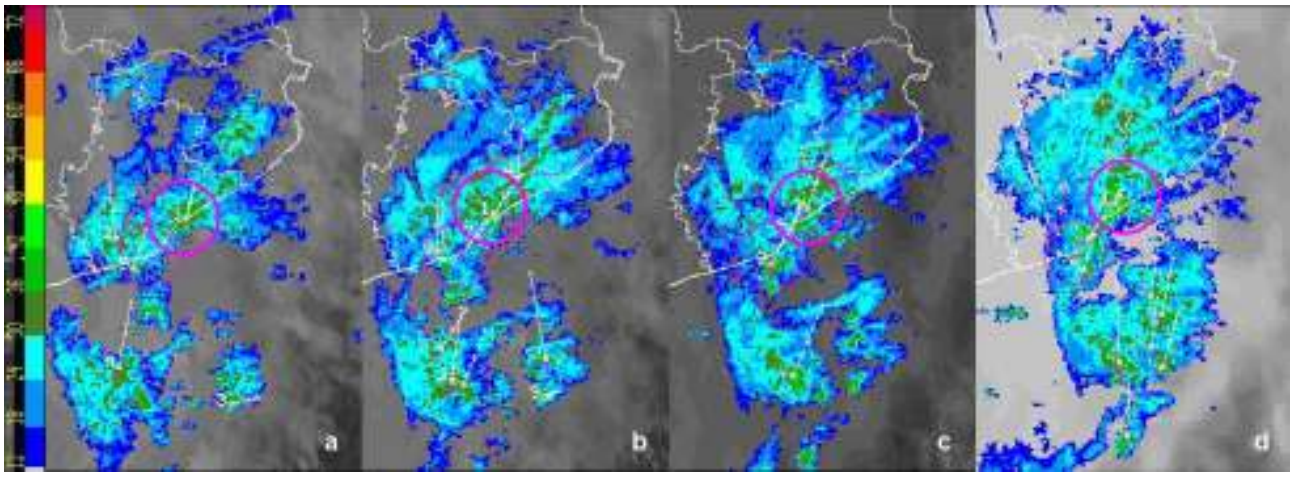


Figura 49.7: Imágenes de reflectividad radar PPI(dBZ) a las (a) 15:30, (b) 15:50, (c) 16:10 y (d) 16:30 UTC. (Fuente: AEMET).

El análisis de los rayos nube-tierra caídos durante el episodio (Figura 49.8) reveló un bajo número de ellos asociado a la célula convectiva de interés. Se registraron 40 entre las 15:23 UTC y las 18:05 UTC, con una baja frecuencia de los mismos: 0.33/min entre las 15:23 y las 17:13 UTC. Entre dichas descargas se dio un alto porcentaje de rayos positivos (68 %) que podría explicarse por una posición relativamente baja de la capa principal de carga positiva en la nube de tormenta. La tormenta analizada estaba muy aislada, ya que la más cercana (y mucho más intensa) se situaba a 90 km mar adentro hacia el sudeste. La tormenta fue casi estacionaria, como ya se ha visto al analizar las imágenes de radar.

49.5 Predicción determinista y probabilista de la precipitación

En AEMET se usan operacionalmente tanto el modelo determinista ECHRES (9 km de resolución horizontal) como el modelo mesoescalar no hidrostático HARMONIE-AROME (2.5 km de resolución horizontal; para este estudio se han usado las salidas del ciclo 38 de este modelo).

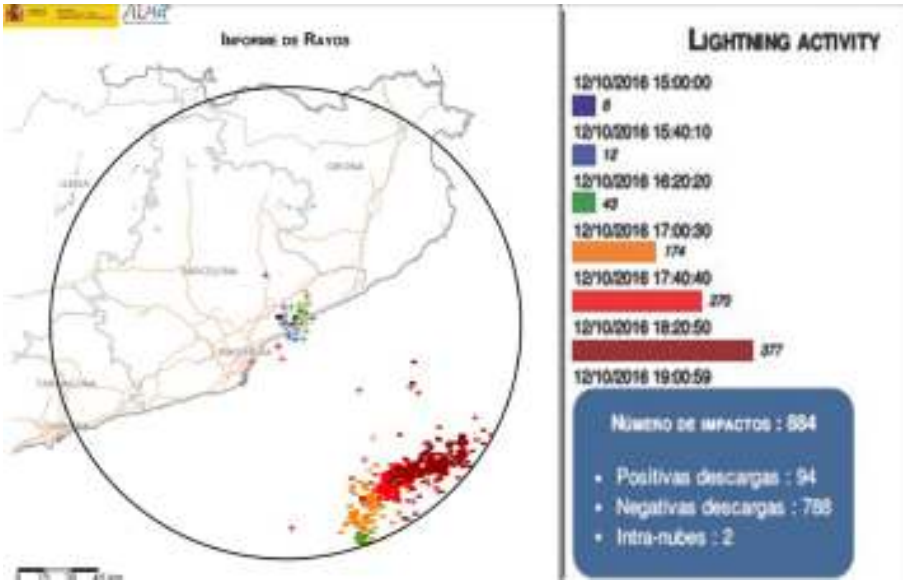


Figura 49.8: Rayos nube-tierra detectados entre las 15 y las 19 UTC en un radio 100 km en torno a la localidad de Cabrils (Fuente: AEMET).

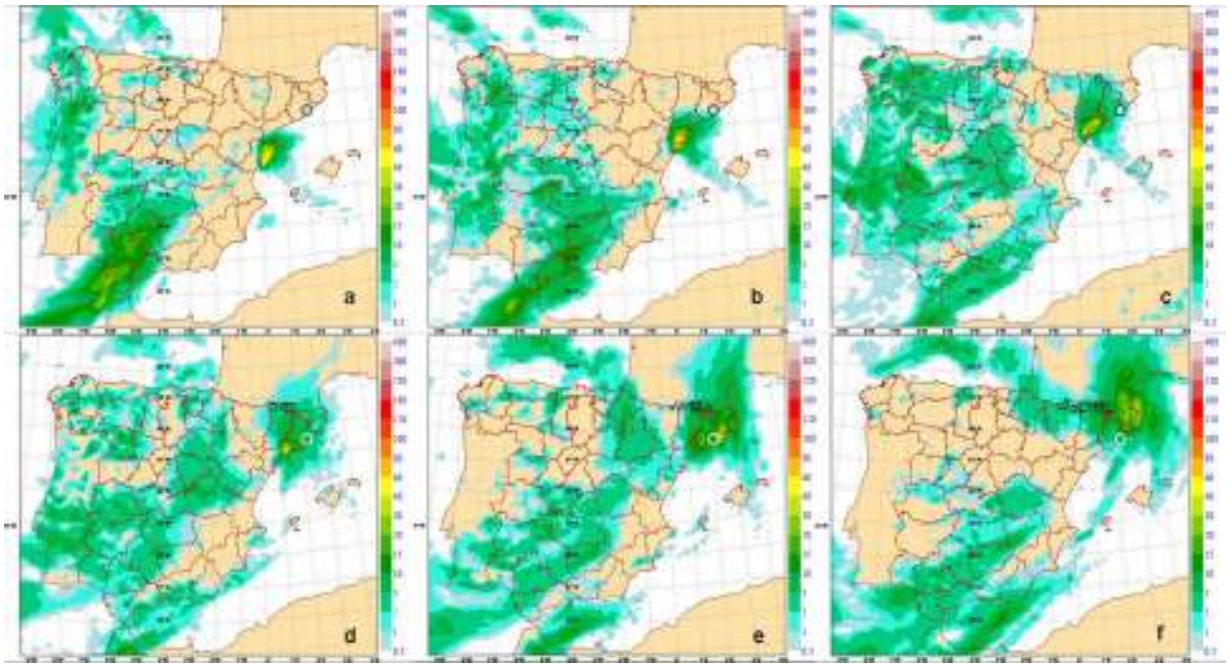


Figura 49.9: Campos de precipitación acumulada (mm) en 3 h previstos por el modelo ECHRES (pasada del 20161012 a 00 UTC) válido para: 06-09 UTC (a), 09-12 (b), 12-15 (c), 15-18 (d), 18-21 (e), 21-24 (f). El pequeño círculo negro o blanco indica el punto de máxima intensidad de precipitación observada. (Fuente: AEMET).

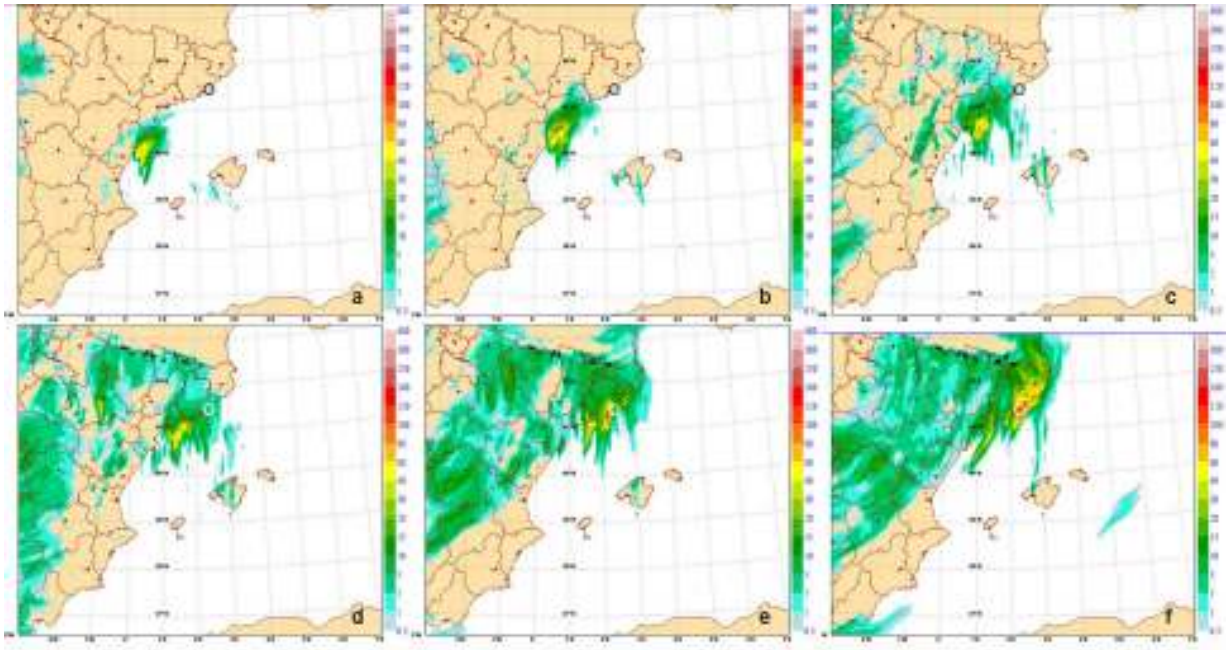


Figura 49.10: Como en la Figura 49.9 pero para HARMONIE-AROME (Fuente: AEMET).

Para este caso de estudio, ambos modelos mostraban un área de intensa precipitación moviéndose durante el día 12 hacia el nordeste, siguiendo la línea de costa en Cataluña (Figuras 49.9 y 49.10). Se observó que ambos modelos presentaban un retraso de más de 3 h respecto al periodo en el que se dio la mayor intensidad de precipitación en el lugar de interés, a la vez que una subestimación de la intensidad respecto a los valores observados. En concreto, para la zona de estudio el modelo ECHRES alcanzaba unos 40 mm/3 h (valor muy inferior al observado), mientras que el HARMONIE-AROME presentaba 120 mm/3 h (mucho más realista).

Por otro lado, en este estudio se ha hecho un análisis desde el punto de vista de la predicción probabilista usando el AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339), un sistema de mesoescala de predicción por conjuntos desarrollado por AEMET, muy similar a su predecesor a 25 km AEMET-SREPS (cap. 21 en la página 319). El sistema γSREPS es un ensemble multimodelo multicondiciones de contorno de predicción a corto plazo compuesto por 20 miembros (producto del uso de 4 modelos no hidrostáticos (sec. 6.3.2 en la página 84) y de las condiciones de contorno de 5 modelos globales), posee 2.5 km de resolución horizontal y tiene la convección explícita.

Para el caso de estudio, 4 miembros del γSREPS mostraron acumulaciones mayores que 50 mm/3 h y sólo 2 mayores que 120 mm/3 h, todos ellos situando los máximos en un área costera al norte de la ciudad de Barcelona (Maresme y proximidades) (Figura 49.11 con precipitaciones y Figura 49.12 en la página siguiente con probabilidades de precipitación). Si bien un cierto número de los miembros del ensemble presentaba precipitación intensa en áreas costeras y marítimas cercanas, la lógica incertidumbre espacial y temporal en las localizaciones de los máximos hace que la probabilidad local decrezca.

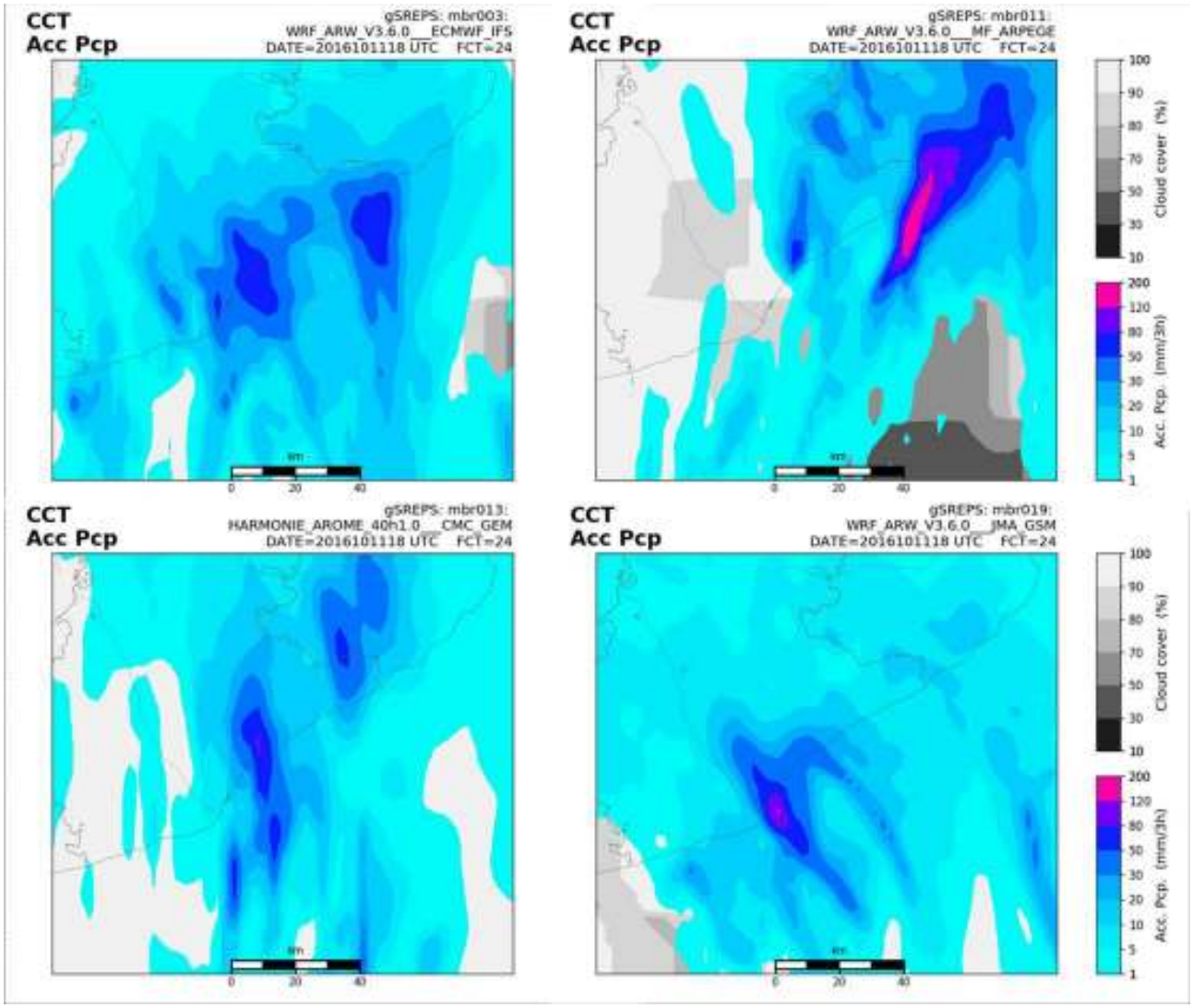


Figura 49.11: Campos previstos por el sistema γSREPS (pasada del 20161011 a las 18 UTC): acumulación de precipitación (mm) en 3 h de 15-18 UTC para los 4 miembros con mayor acumulación y cubierta nubosa (%).

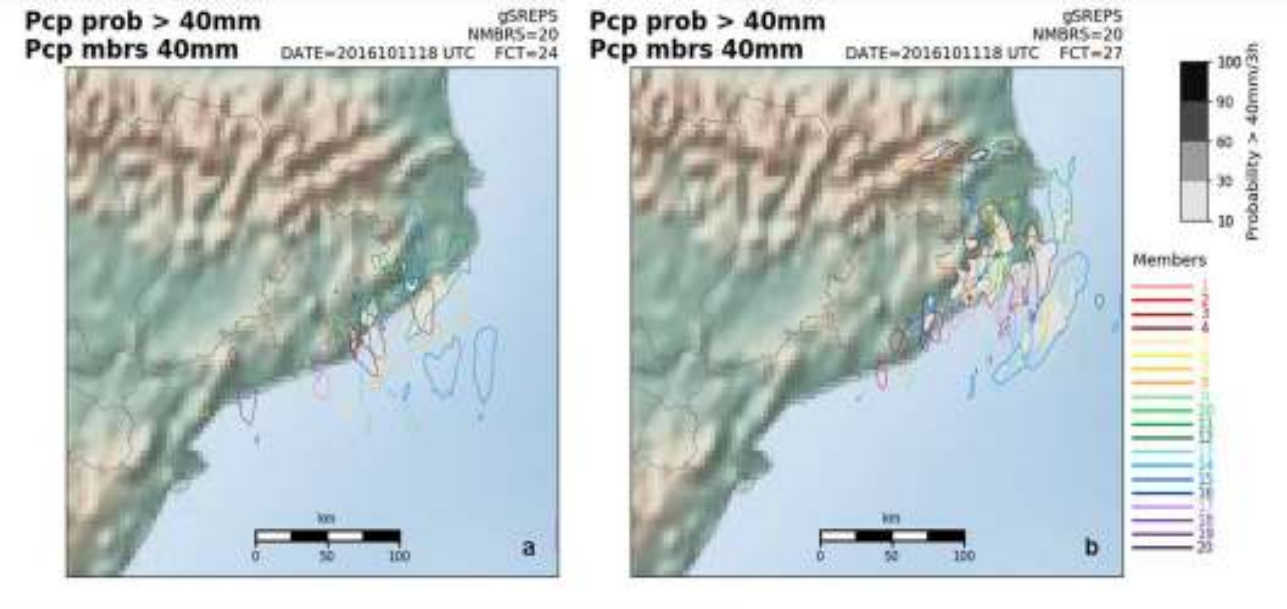


Figura 49.12: Campos previstos por el sistema γSREPS (pasada del 20161011 a las 18 UTC): probabilidad de acumulación en 3 h >=40 mm (sombreado), y contorneados en colores de las áreas con acumulaciones superiores a 40 mm asociadas a los distintos miembros para los periodos 15-18 UTC (izquierda) y 18-21 UTC (derecha).

A su vez, γSREPS fue integrado para este estudio sin usar ningún método de asimilación, aunque en la actualidad se están implementando el LETKF (sec. 16.2.2 en la página 252) y el 3-DVAR (sec. 16.6 en la página 253), lo cual pudo suponer un problema a la hora de simular la precipitación intensa ya que probablemente el sistema no tuvo en cuenta algún factor meteorológico mesoescalar local clave en el desarrollo de la convección.

Sin embargo, el grupo de miembros con precipitación intensa presenta un movimiento hacia el nordeste al igual que las estructuras precipitantes simuladas por los modelos deterministas.

49.6 Avisos: un episodio complicado

A lo largo del evento se emitieron, desde el grupo de predicción y vigilancia (GPV) de AEMET en Barcelona, varios avisos de fenómenos meteorológicos adversos. Existen dos tipos de avisos de precipitación: acumulación de precipitación en 1 h (P1) y en 12 h (P2), con sus correspondientes umbrales para los distintos niveles de aviso, amarillo, naranja y rojo (sec. 41.1 en la página 636).

Ya desde el día anterior se abrieron para la zona de aviso Litoral de Barcelona, que incluye a la comarca del Maresme, avisos de nivel naranja de P2 (100 mm/12 h) y de P1 (40 mm/1 h) con una probabilidad superior al 70 %.

El miércoles 12 a las 16:33 hora local (H. L.), tras unas horas sin precipitaciones intensas ni tormentas, se decidió bajar el nivel de P1 pero una hora después comenzaron a aparecer indicios de la tormenta en cuestión, lo cual hizo que se elevaran a las 19:19 H. L. a nivel rojo los avisos, tanto de P1 (80 mm/1 h) como de P2 (180 mm/12 h), con una probabilidad del 40 al 70 %. A esa misma hora se estableció que los valores de P1 y P2 a partir de las 20 H. L. se reducían a 20 mm/1 h y 100 mm/12 h, respectivamente.

49.7 Conclusiones

El caso de estudio presentado muestra el desarrollo de una tormenta en la comarca litoral catalana del Maresme, aislada, con un número reducido de rayos, muchos de ellos positivos y una elevada eficiencia en cuanto a la generación de precipitación, a pesar de su modesta profundidad.

El entorno sinóptico, baja fría al oeste peninsular y un activo frente frío moviéndose hacia el este, era claramente favorable al desarrollo de nubosidad y precipitaciones en buena parte de la península ibérica. A mesoescala, una línea prefrontal de inestabilidad se situó sobre el nordeste peninsular pero el elemento probablemente clave en el desarrollo de la precipitación torrencial del Maresme fue un LLJ que aportó un flujo de aire cargado de humedad hacia la cordillera litoral que se extiende de sudoeste a nordeste en esa comarca.

Tanto los modelos numéricos deterministas, globales o de mesoescala, como el sistema de predicción probabilista a mesoescala y corto plazo usados, indicaban la elevada probabilidad de precipitaciones fuertes en la zona de estudio pero ninguna de sus salidas mostró valores de la intensidad horaria de precipitación y de sus valores acumulados en períodos de tiempo mayores suficientemente realistas.

Este caso de estudio supone un buen ejemplo de la complejidad de algunos episodios meteorológicos a la hora de emitir avisos a la población y a los servicios de Protección Civil. No siempre las principales herramientas de predicción, los modelos numéricos, reflejan cuantitativa y/o temporalmente lo finalmente observado, poniéndose de relieve la importancia de la figura del predictor, tanto en la *vigilancia* como en el *nowcasting*.

Temporal de levante en Baleares, la Comunidad Valenciana, Murcia y Almería (Dic-2016)

50

JOSÉ MANUEL LÓPEZ PÉREZ Y JOSÉ ÁNGEL NÚÑEZ MORA
Delegación territorial (DT) en Valencia, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Al meu país la pluja no sap ploure:
o plou poc o plou massa;
si plou poc és la sequera,
si plou massa és la catàstrofe.

Al meu país la pluja, lletra i música, 1983 – RAIMON

Este es el primero de los dos grandes temporales que se produjeron entre diciembre de 2016 y enero de 2017 en el litoral mediterráneo español. Este episodio afectó a Baleares, la Comunidad Valenciana y Murcia además de la provincia de Almería. Si bien los temporales de levante no son infrecuentes en estas zonas, lo que es menos habitual es la presencia de dos episodios en un período tan corto de tiempo, la época tan tardía (ambos en el invierno meteorológico) y la larga duración de los episodios, con dos fases claramente diferenciadas en ambos. Durante estos días se produjeron precipitaciones generalizadas, muy abundantes, con intensidades moderadas, aunque puntualmente llegaron a ser fuertes o muy fuertes en los momentos más activos del temporal. Las lluvias fueron persistentes en el tiempo y dieron lugar a totales acumulados de precipitación muy importantes (entre la mitad y el total del valor climatológico anual de las precipitaciones en esas zonas). Además y, como corresponde a todo temporal de levante, hubo vientos muy fuertes que dieron lugar a un fuerte oleaje con olas que superaron los 4 metros en gran parte del litoral y ocasionaron daños en la costa.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, temporal de levante en el área mediterránea diciembre 2016.

Imagen parte superior: Vista del macizo del Montgó, Denia (visto desde Oliva) en la comarca de la Marina Alta, al norte de la provincia de Alicante, el sábado, 17 de diciembre de 2016 a las 14 horas. Fotografía de JOSÉ ÁNGEL NÚÑEZ MORA.

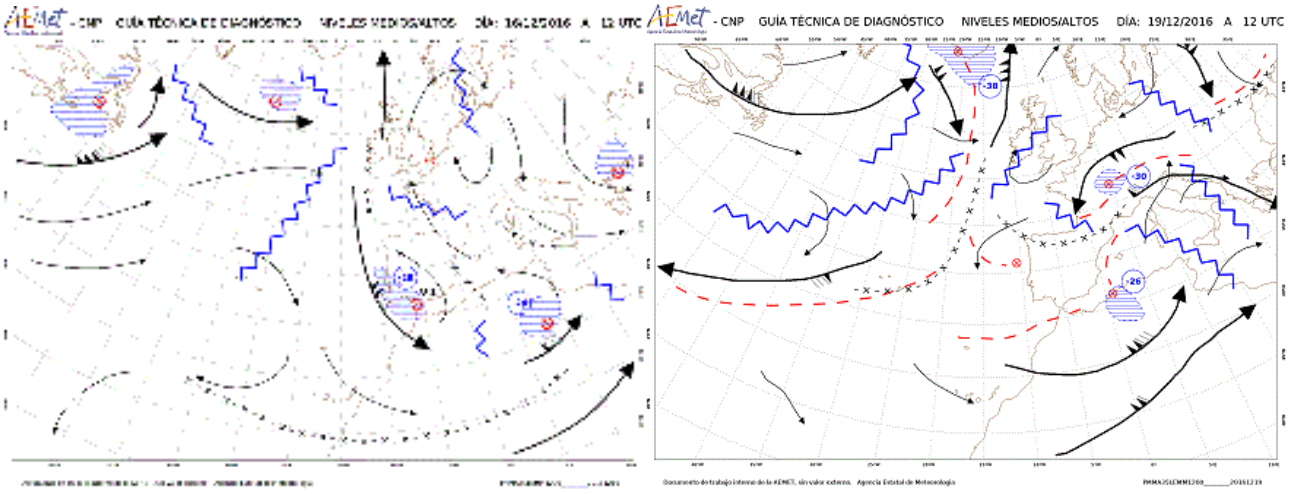


Figura 50.1: Guías técnicas de diagnóstico de niveles medio-altos del 16 de diciembre (izquierda) y 19 de diciembre (derecha), ambas a las 12 UTC. Izquierda: vaguada V1 con máximos de viento de 100 kt y anomalía fría de -28 ºC en 500 hPa sobre el sur de Portugal y Andalucía occidental. Derecha: anomalía fría de -26 ºC en en 500 hPa sobre Argelia.

50.1 Origen del temporal

En niveles medio-altos de la troposfera el episodio se inicia con la aproximación por el oeste peninsular y en dirección norte-sur de una vaguada muy profunda con una anomalía de temperatura de -28 ºC en 500 hPa y con un máximo de viento posterior de 130 kt en 300 hPa (ver Figura 50.1).

La vaguada origina una formación de bajas presiones en superficie (Figura 50.2), primero en Andalucía y el estrecho de Gibraltar, para acabar focalizándose a sotavento del Atlas, en el sur de Marruecos, con 1014 hPa de presión en superficie a las 00 UTC del día 17.

En Gran Bretaña y Centroeuropa las altas presiones relativas en superficie se refuerzan hasta los 1038 hPa, y se mantienen sin cambios significativos durante todo el temporal, mientras que la baja situada en Marruecos se profundiza ligeramente hasta 1012 hPa, y posteriormente se desplaza hacia el nordeste para profundizarse finalmente hasta 1004 hPa y situarse finalmente sobre Baleares (Figura 50.3 en la página siguiente).

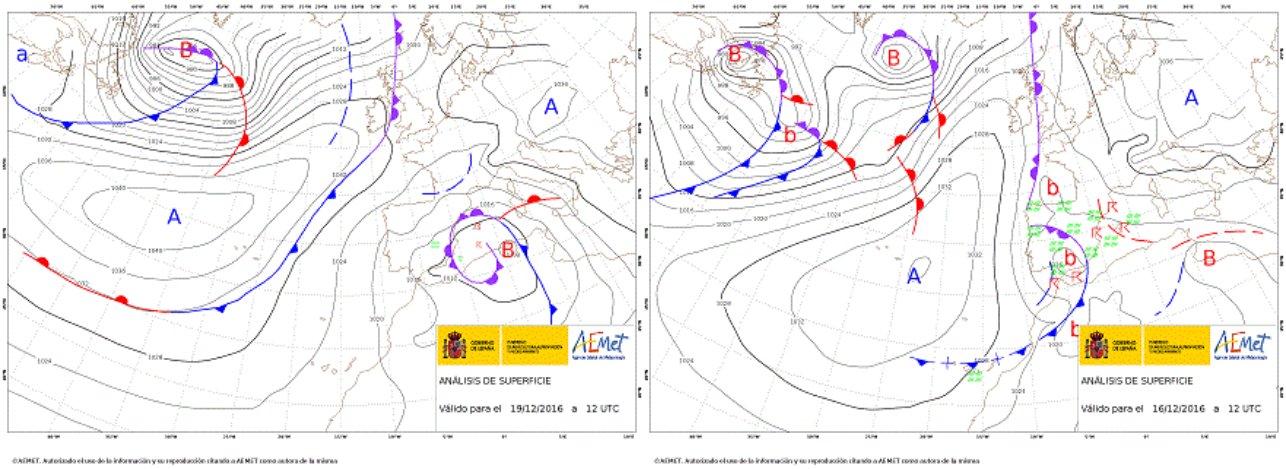


Figura 50.2: Izquierda: análisis de superficie del 16 de diciembre a las 12 UTC, donde destacan el anticiclón de Azores y el de Centroeuropa con un frente frío sobre desplazándose sobre Andalucía y Marruecos. Derecha: análisis de superficie del 19 de diciembre a las 12 UTC con la baja situada sobre Argelia y restos del frente ya ocluido sobre las costas de Valencia y Murcia.

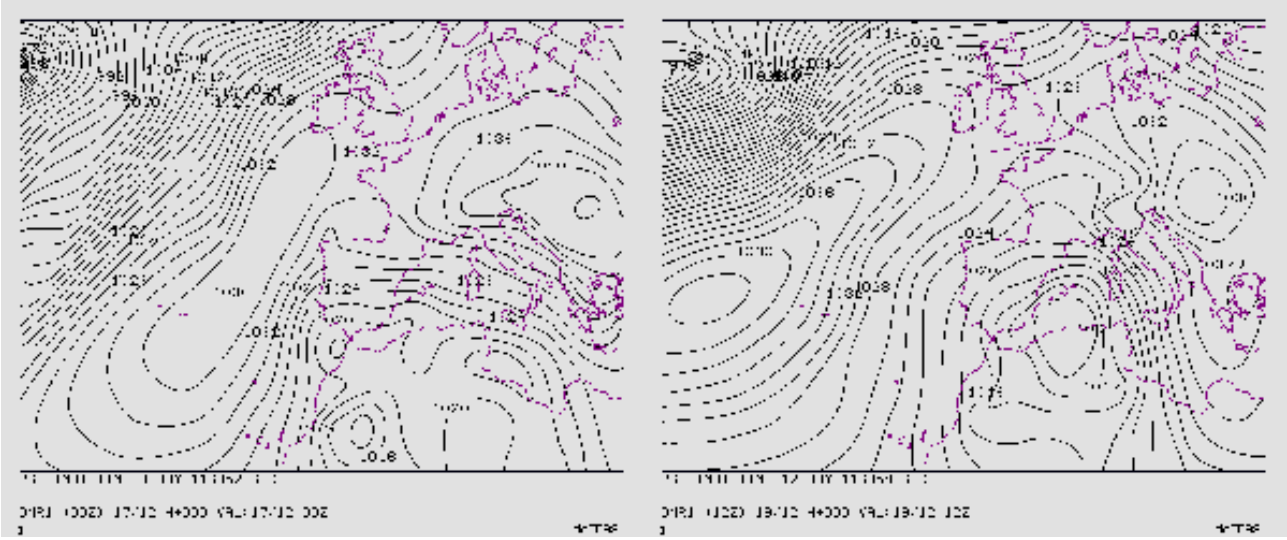


Figura 50.3: Análisis de presión en superficie para el 16-12-2016 a 12 UTC (izquierda) y para el día 19-12-2016 a 12 UTC (derecha).

Entre estos dos centros de acción se canalizó un flujo de componente este, con recorrido marítimo a lo largo de todo el mar Mediterráneo, a partir de la tarde del viernes 16 y hasta el final del episodio, 5 días más tarde. Este flujo de levante, con más de 3 000 km de recorrido sobre el mar, permitió un gran aporte de humedad, desarrollándose las precipitaciones más intensas en las zonas en las que incidía (Figura 50.4).

Este flujo de humedad se desarrolló en dos fases diferenciadas: inicialmente, el viernes 16 incidió sobre Baleares y el sur de la provincia de Castellón, desplazándose hacia el sur de la Comunidad Valenciana, Murcia y la provincia de Almería durante el sábado 17; a partir del domingo 18 y durante el lunes 19, en la segunda fase, la más adversa del temporal, realizó el mismo recorrido pero en sentido inverso. En el extremo meridional de la zona afectada hay un único episodio de precipitaciones mientras que en la Comunidad Valenciana hay dos separados por 24 horas, entre las dos fases.

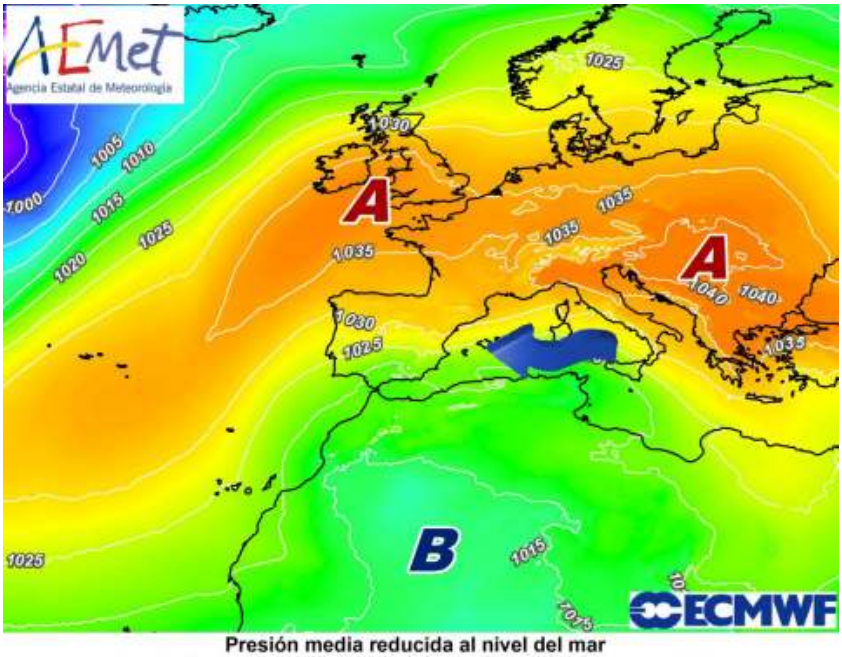


Figura 50.4: Modelo determinista del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECHRES, sec. 19.2 en la página 297). Presión reducida al nivel del mar prevista para el 17 de diciembre a las 12 UTC.

Las imágenes infrarrojas contienen información importante sobre las nubes, pero ofrecen pocos indicios sobre el contenido de vapor de agua. Las de vapor de agua indican el contenido de vapor de agua de niveles medio-altos de la troposfera y no nos ayudan a determinar la cantidad de precipitación que puede acumularse en tierra al no dar información sobre contenido de humedad en niveles bajos.

Los instrumentos de microondas a bordo de los satélites polares permiten generar imágenes del contenido total de agua en columna (TPW, sec. 7.5.2 en la página 104). Este representa la profundidad del agua líquida que se acumularía si todo el vapor de agua contenido en un cilindro hipotético ubicado sobre un determinado lugar de la Tierra se condensara.

El laboratorio de investigación del sistema Tierra (Earth System Research Laboratory, ESRL) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) define los ríos atmosféricos como estrechas bandas atmosféricas responsables de la mayor parte del transporte de humedad desde las regiones tropicales hacia los polos. En los productos TPW estas bandas son visibles como franjas de valores elevados.

En las Figuras 50.5 y 50.6 en la página siguiente, se ve el balanceo del *río de humedad* entre los días 16 al 18 de diciembre de 2016, con sus dos fases bien marcadas, de norte a sur y de sur a norte.

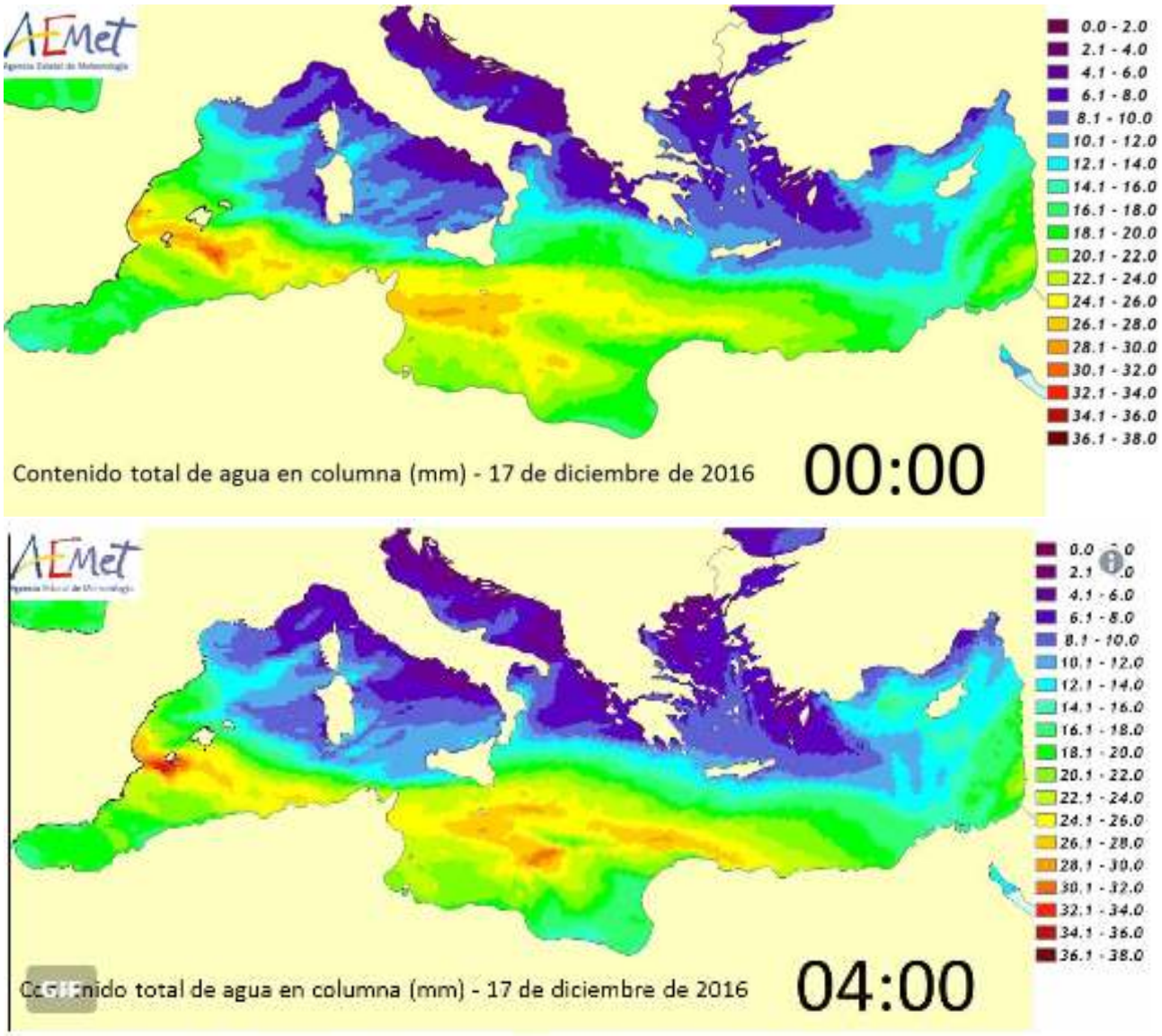


Figura 50.5: Contenido total de agua precipitable en la columna (TPW) de la troposfera para el 17 de diciembre a las 00 (arriba) y a las 04 (abajo), hora oficial peninsular. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

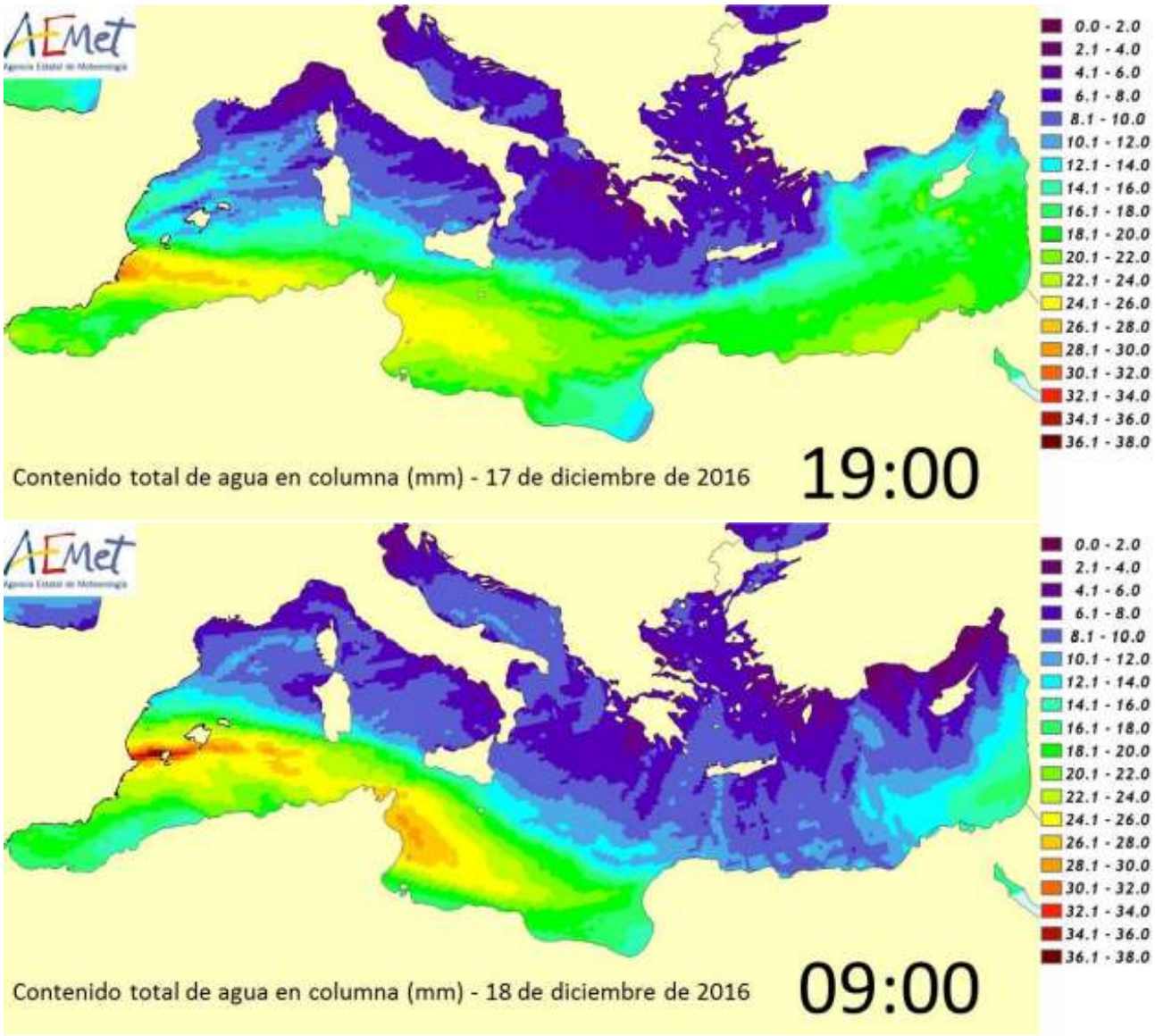


Figura 50.6: Contenido total de agua precipitable en la columna (TPW) de la troposfera para el 17 de diciembre a las 19 (arriba) y el día 18 a las 09 (abajo), hora oficial peninsular. AEMET.

Un temporal en estas fechas tan avanzadas del año, ya casi en invierno, requiere un chorro de viento en capas bajas, es decir, un flujo de aire muy intenso en la baja troposfera. Mientras que en septiembre y a principios de octubre puede haber grandes lluvias simplemente con la inestabilidad termodinámica atmosférica, sin apenas viento, en fecha tan avanzada del año, el viento que canalice las precipitaciones hacia las montañas litorales y prelitorales es necesario.

En la Figura 50.7 en la página siguiente [492] se puede ver el flujo de viento muy fuerte en la madrugada del día 19, cuando las precipitaciones en las sierras del norte de Alicante y sur de Valencia estaban siendo fuertes a muy fuertes y persistentes.

Por eso además de las lluvias, otro fenómeno destacado fue el viento. Las rachas más fuertes de viento durante el temporal en la Comunidad Valenciana se presentan en la Tabla 50.1.

Observatorio	Racha máxima [km/h]
Barx	96
Polinyà	75
Aeropuerto Alicante	74
Jávea / Xàbia	74
Xàtiva	73
Oliva	72
Rojales	71
Carcaixent	70

Tabla 50.1: Rachas más intensas de viento durante el temporal de levante en la Comunidad Valenciana.

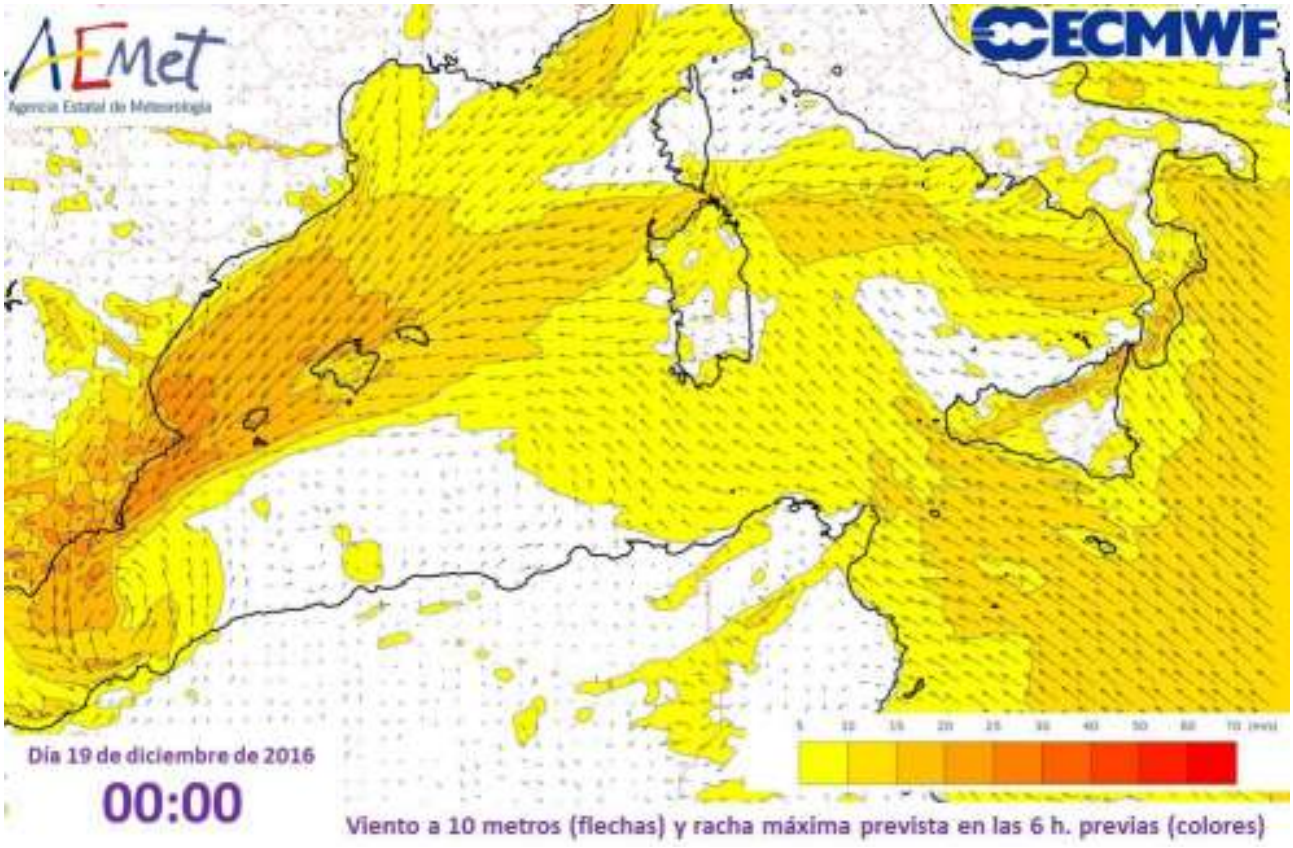


Figura 50.7: Predicción del modelo ECHRES para el 19 de diciembre a las 00 UTC del viento a 10 metros (flechas) y el valor de la racha máxima en las 6 horas previas (colores).

Como consecuencia del fuerte viento, la mar estuvo muy alterada, con olas que llegaron tener una altura de 4.4 metros en el puerto de Valencia y a 4.3 en el de Alicante.

50.2 Descripción de las precipitaciones del episodio

Pero lo más destacado del temporal fueron las precipitaciones, de forma que se puede encuadrar al temporal de diciembre de 2016 como uno de los grandes temporales de levante históricos en la Comunidad Valenciana por el volumen de precipitación registrado, similar a otros grandes temporales registrados en fecha más temprana del otoño.

Los máximos acumulados se han registrado en la montaña del sur de Valencia y norte de Alicante, donde en el episodio se han superado los 400 mm en algunas localidades, y, lógicamente, cuando los máximos de precipitación se registran en zonas de montaña, surgen los problemas derivados de crecidas de ríos, ramblas, etc.

La característica más importante del temporal fue la persistencia. De los datos disponibles, en ninguna estación de la red la intensidad ha sido torrencial. Puntualmente la intensidad fue muy fuerte, con acumulados de entre 30 mm y 60 mm en menos de una hora, a última hora del domingo 18, y en la madrugada del lunes 19, en estaciones del sur de Valencia y norte de Alicante.

La Tabla 50.2 en la página siguiente muestra precipitación acumulada en el episodio, entre el 16 y el 19 de diciembre de 2016 (día pluviométrico 07 a 07 UTC), en estaciones de la red de AEMET y de la Confederación Hidrográfica del Júcar. La Figura 50.8 en la página siguiente muestra mapas de precipitación acumulada registrada en el episodio, por un lado en la Península y Baleares y, por otro, ampliando detalle en la Comunidad Valenciana.

Localidad	Total	Localidad	Total	Localidad	Total
Beniarrés	433.2	Alfondeguilla	212.4	Miramar	130.0
Pinet	398.6	Càrcer	210.6	Valencia	128.3
Orba	379.7	Guadalest	209.8	Rojales	122.4
Barx	365.4	Villalonga	209.0	Almenara	120.1
Millena	356.0	Pilar de la Horadada	208.0	Sagunt	116.0
Vall de Laguart	332.8	Chiva	207.0	Benidorm	111.2
Murla	330.0	Cortes de Pallás	203.8	Pinoso	87.2
Muro de Alcoi	322.8	Teresa de Cofrentes	201.6	Alicante	83.8
Agres	304.6	Chera	200.6	Elche	80.4
Ontinyent	289.2	Alcoi	197.2	Segorbe	80.2
Moixent	271.2	Vva. de Castellón	196.0	Castellón	78.0
L'Adsubia	263.4	Bellús	195.8	Villena	75.4
Vall de Gallinera	263.0	Navarrés	185.6	Chelva	74.0
Navalón	261.6	Picassent	172.6	A. Alicante/Elche	73.1
Enguera	257.4	Pego	170.8	Vilafranca	72.4
Vallada	255.0	Picanya	170.5	Castellfort	66.3
Buñol	253.4	Tous	168.0	Novelda	64.6
Antella	253.0	Real de Montroy	167.4	Torreblanca	61.6
Estubeny	239.8	Bicorp	163.8	Montanejos	51.4
Carcaixent	239.6	Oliva	154.1	Utiel	51.0
Bolbaite	238.0	Xàtiva	152.8	Atz. del Maestrat	50.8
Siete Aguas	233.2	Torrevieja	151.1	Morella	46.0
Alfondeguilla	212.4	Orihuela	138.2	Fredes	28.2

Tabla 50.2: Precipitación acumulada en el episodio, entre el 16 y el 19 de diciembre de 2016 (día pluviométrico 07 a 07 UTC), en estaciones seleccionadas de la red de AEMET y de la Confederación Hidrográfica del Júcar.

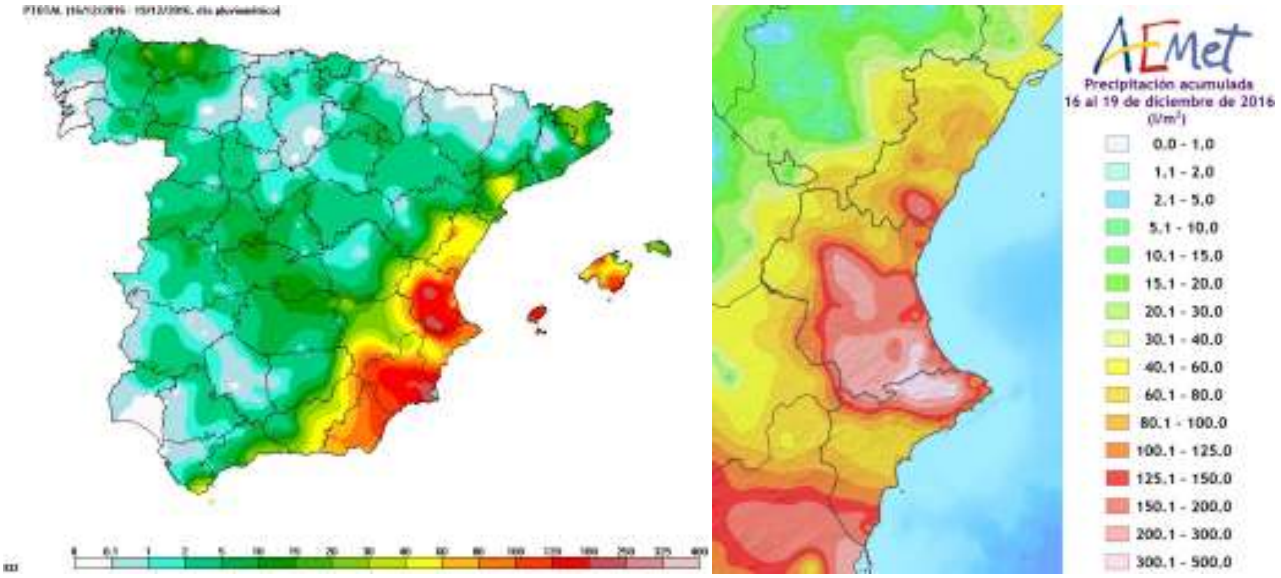


Figura 50.8: Precipitación en mm acumulada entre el 16 y el 19 de diciembre de 2016 (día pluviométrico, 07 a 07 UTC). Datos de las redes de AEMET y la Confederación Hidrográfica del Júcar. Izquierda: Península y Baleares. Derecha: detalle de la Comunidad Valenciana, con otra escala de colores.

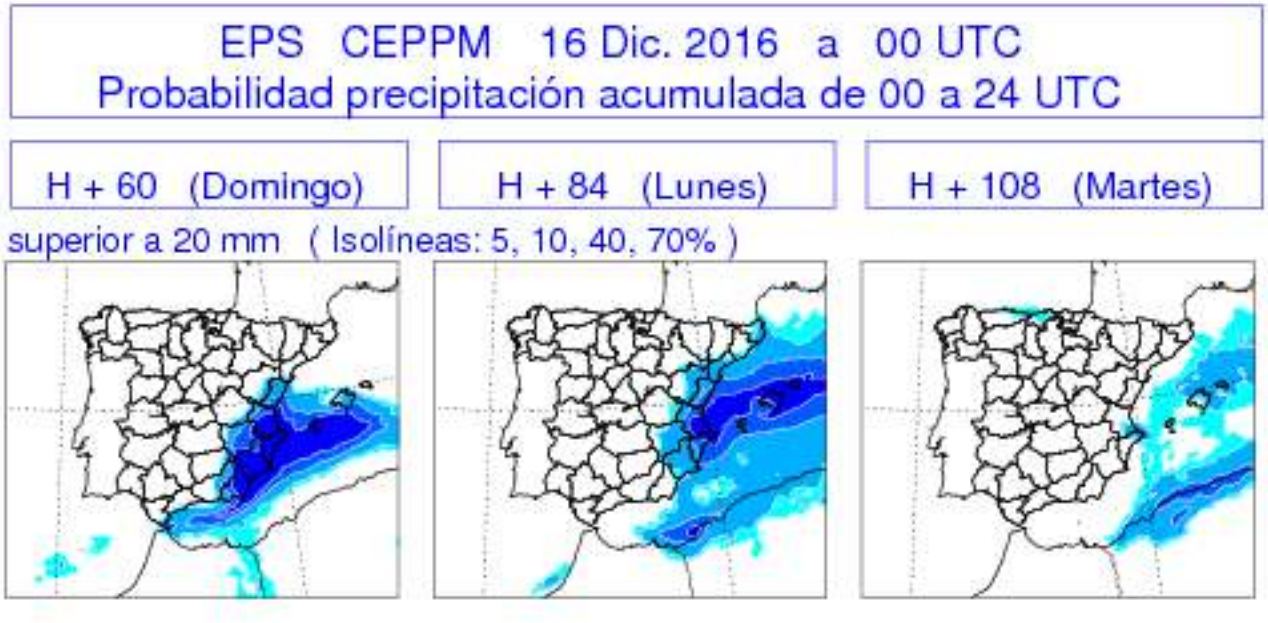


Figura 50.9: Probabilidad de precipitación acumulada superior a 20 mm según el SPC del ECMWF (ECENS, sec. 19.3 en la página 299), pasada de 16-12-2017 00 UTC. Isolíneas delimitando intervalos de probabilidad 5-10 % (cian), 10-40 % (azul claro), 40-70 % (azul marino) y 70-100 % (azul oscuro).

50.3 Predicciones probabilistas

Mostramos dos salidas de las predicciones probabilistas del SPC del ECMWF, ECENS (sec. 19.3 en la página 299): probabilidad de que la precipitación prevista acumulada en 24 horas supere el umbral de los 20 mm para los días D+3, 4 y 5 y probabilidad de altura prevista de olas de mar de viento para los días D+2, 3 y 4.

50.3.1 Precipitación

Analizaremos tres pasadas distintas: viernes 16 a las 00 UTC para el domingo 18 (D+3), lunes 19 (D+4) y martes 20 (D+5); Viernes 16 a las 12 UTC para el lunes 19 (D+3), martes 20 (D+4) y miércoles 21 (D+5) 1C Sábado 17 a las 00 UTC para el lunes 19 (D+3), martes 20 (D+4) y miércoles 21 (D+5).

Pasada de viernes 16 00 UTC. Para el domingo 18, se puede observar una amplia zona con más de un 70 % de probabilidad que abarca la isla de Ibiza y las provincias de Valencia, Alicante, Murcia y Almería oriental. El lunes 19 continuarían las precipitaciones desplazándose la zona con máxima probabilidad hacia el este, con un área de más del 70 % de probabilidad afectando a las islas de Mallorca y Menorca y, en menor medida, a las provincias de Valencia y Alicante. Figura 50.9.

Pasada de viernes 16 12 UTC. La predicción para el lunes 19 similar a la mostrada anteriormente para el mismo día. Para el martes hay cambios y aumenta la zona con una probabilidad mayor del 40 % abarcando desde las islas hasta la costa catalana. Figura 50.10 en la página siguiente.

Pasada de sábado 17 00 UTC. El área con mayor probabilidad se mantiene sin cambios centrada en Baleares, Valencia y Alicante para el lunes 19. Para el martes 20, confirma el desplazamiento de la precipitación hacia Cataluña. Para el miércoles 21 se prevé la finalización del temporal de precipitación. Figura 50.11 en la página siguiente.

En resumen, la predicción probabilista del ECENS del ECMWF para tres días (D+3/H+60) y para cuatro días (D+4/H+84) indica claramente las zonas y días en que se producirán las mayores precipitaciones: Murcia, norte de Alicante y sur de Valencia y las islas de Ibiza y Mallorca.

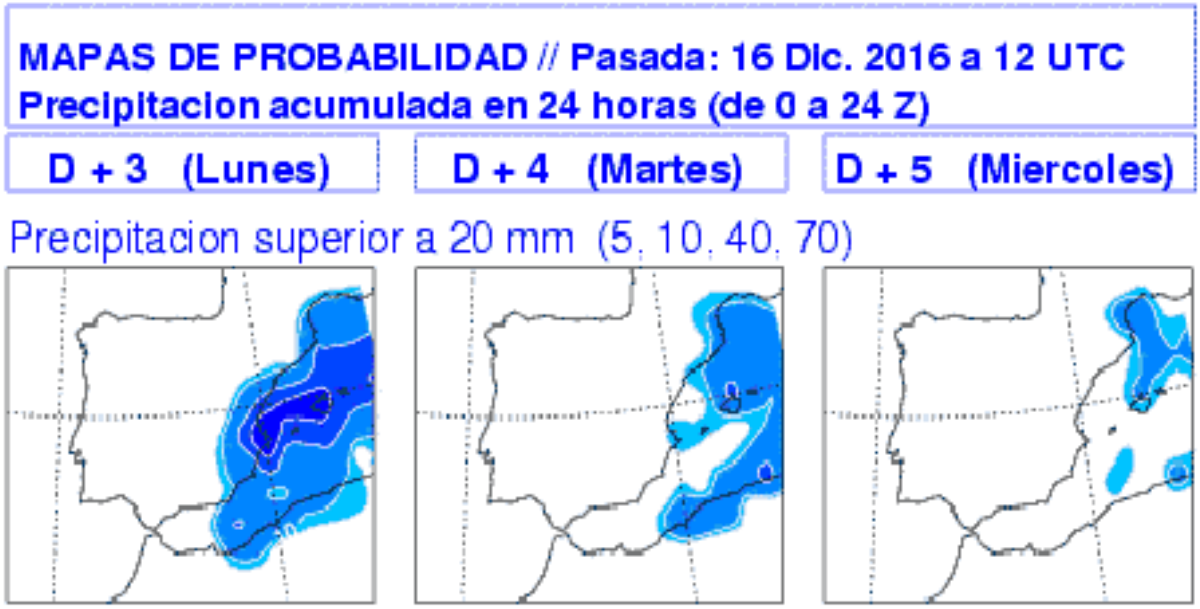


Figura 50.10: Pasada de 16-12-2017 12 UTC.

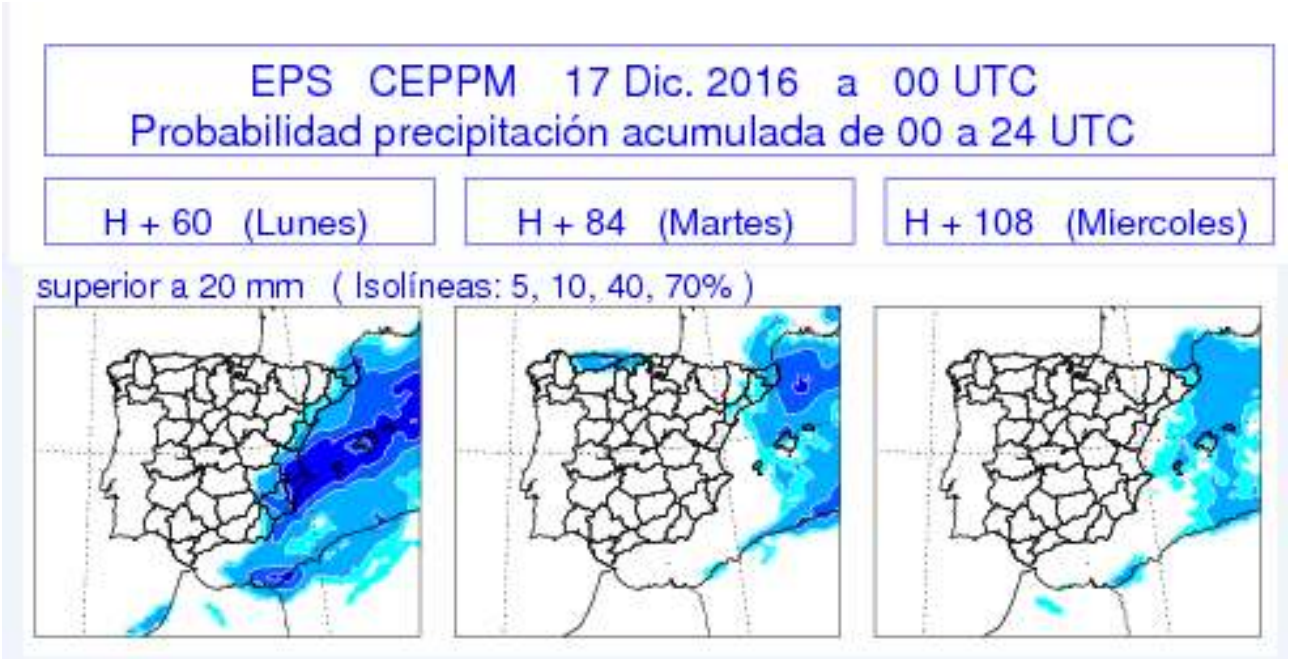


Figura 50.11: Pasada de 17-12-2017 00 UTC.

La Figura 50.12 en la página siguiente ofrece algo más de detalle geográfico. Muestra, igualmente, la predicción probabilista del ECENS de precipitación acumulada superior a 20 mm con mapas de mayor tamaño, todos correspondientes a la pasada de 16-12-2017 12 UTC. Un mapa es válido para el domingo 18 a las 00 UTC (D+2), otro para el lunes 19 a las 00 UTC (D+3) y otro para el martes 20 a las 00 UTC (D+4). Pueden ratificarse los patrones de probabilidad de precipitación descritos anteriormente. La escala de probabilidad en estos mapas, situada a la derecha, abarca desde 2 % (verde manzana) hasta 100 % (rojo).

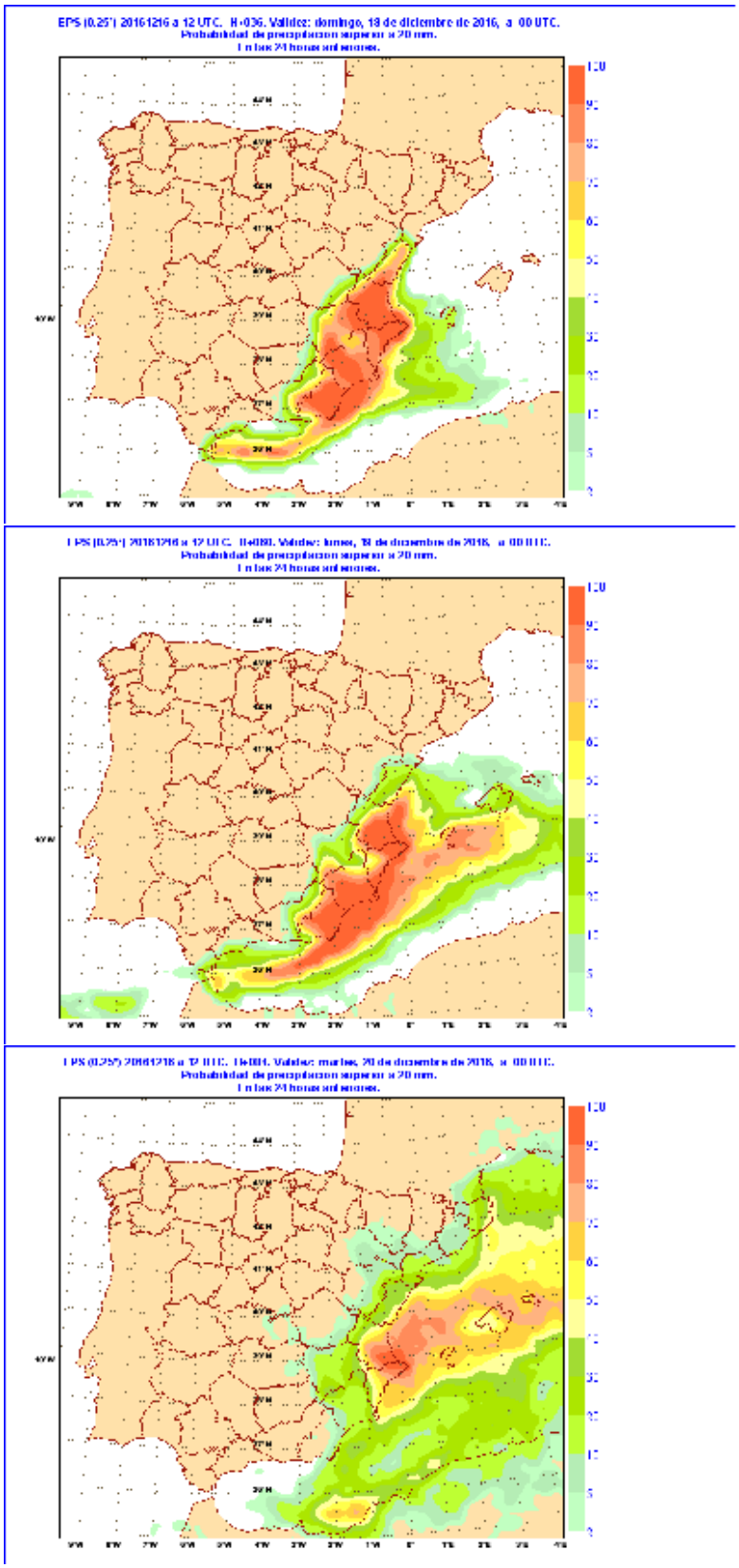


Figura 50.12: Predicción probabilista del ECENS de precipitación acumulada superior a 20 mm con algo más de detalle geográfico, pasada de 16-12-2017 12 UTC. Válida para el domingo 18 a las 00 UTC (D+2, superior), lunes 19 a las 00 UTC (D+3, centro) y martes 20 a las 00 UTC (D+4, inferior). La escala de probabilidad, situada a la derecha de las figuras, abarca desde 2 % (verde manzana) hasta 100 % (rojo).

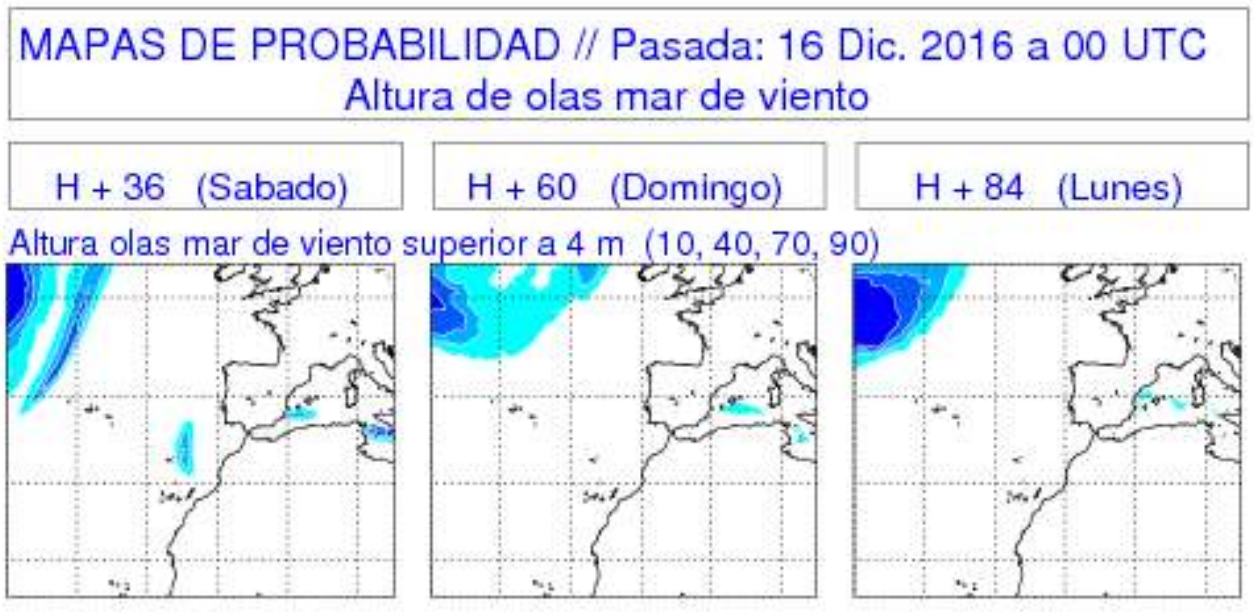


Tabla 50.3: Probabilidad de altura significativa de las olas superior a 4 m según el ECENS. Isolíneas delimitando intervalos de probabilidad de 5-10 % (cian), 10-40 % (azul claro), 40-70 % (azul marino) y 70-100 % (azul oscuro).

50.3.2 Altura del oleaje

La predicción probabilista de altura de olas por el mar de viento del 16 a las 00 UTC para D+2 (sábado), D+3 (domingo) y D+4 (lunes). No hay previsión de altura de olas superior a 4 m en ninguna zona, excepto para el sábado que con una probabilidad mínima del 10 % da una pequeña zona entre Ibiza y Alicante.

La predicción probabilista para el oleaje (también para el viento, ya que el oleaje es muy dependiente del viento, figuras no mostradas), se queda claramente por debajo de las olas observadas (4,2 – 4,3 m). La probabilidad de olas de más de 4 m a 36 horas vista es insignificante. Esto es así porque probablemente el modelo infravalora la profundidad de la ciclogénesis al no tener suficientemente en cuenta la contribución de la liberación de calor latente de condensación que se realiza en una escala espacio-temporal menor que la contribución dinámica.

50.4 Conclusiones

El temporal de los días 16 al 19 de diciembre fue muy adverso en el litoral mediterráneo de la Península, tanto en las precipitaciones como en el viento y, en la franja litoral, el oleaje. La Figura 50.13 en la página siguiente muestra imágenes de algunos de los impactos del episodio.

Además de las causas de la génesis del temporal y su desarrollo, en este capítulo se han analizado productos de sistemas de predicción por conjuntos (SPC) procedentes del Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio (ECMWF, cap. 19 en la página 295), ya que cuando existe la probabilidad de que en los próximos días se pueda desarrollar un temporal especialmente adverso, con serias consecuencias para las infraestructuras y cierto riesgo para la población, la cuantificación de esa probabilidad es una herramienta fundamental para orientar a las autoridades, a los responsables de protección civil y a la población en general.

La probabilidad de las precipitaciones acumuladas está bien prevista por los productos probabilistas del ECENS tanto en las áreas afectadas como el abanico temporal previsto. El umbral de 20 mm considerado es, en principio, demasiado bajo para la acumulación de precipitación que se da en este tipo de episodios, en los que pueden registrarse cantidades muy superiores. Ahora bien, dado que encontrar señal de un evento de estas características es buscar en la cola de la distribución climatológica, sabemos por experiencia que, aunque las señales sean débiles (probabilidades bajas) en umbrales aparentemente bajos (como 20 mm), sí que pueden considerarse significativas.

Respecto al viento y el oleaje, la predicción probabilista no brinda probabilidades altas de superación de umbrales claramente inferiores a las intensidades

o alturas registradas. No obstante y, por todo lo dicho anteriormente, podemos entender que, además de intervenir factores que el modelo no tiene suficientemente en cuenta, debemos tener en cuenta que el SPC ofrece señales tenues en umbrales relativamente altos que, si se interpretan adecuadamente, pueden ofrecer información muy valiosa.

Figura 50.13: Arriba, izquierda: estado de la mar en el episodio del 18 de diciembre de 2016, foto de JOAQUÍN CARRIÓN. *Arriba, derecha: impactos producidos en Torrevieja, foto de* RICARDO GRANADOS. *Abajo: inundaciones en Torrevieja el 17 de diciembre de 2016, calle Roentgen, foto de* RICARDO GRANADOS. *Fotos cedidas a través de* Proyecto Mastral Torrevieja http://www.eltiempoentorrevieja.es/.

Precipitaciones intensas en las zonas del este y del sureste peninsulares (Dic-2016 y Mar-2017)

51

BENITO ELVIRA MONTEJO
Área de Predicción Operativa (APRO), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)MET

CECILIA MARCOS MARTÍN
Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), AEMET

MIGUEL ÁNGEL MARTÍNEZ RUBIO
Unidad de satélites, AEMET

JOSÉ ÁNGEL NÚÑEZ MORA
Delegación territorial (DT) en Valencia, AEMET

No pretendas apagar con fuego un incendio, ni remediar con agua una inundación.

CONFUCIO

En el área mediterránea se dan a menudo episodios de precipitaciones intensas. Hemos elegido dos episodios de este tipo en el este y sureste de la Península para estudiarlos en detalle en este capítulo, uno en torno al 18 de diciembre de 2016 (examinado desde otros puntos de vista en el capítulo 50 en la página 773 de este volumen) y el otro centrado en el 13 de marzo de 2017. En ambos se registraron precipitaciones muy fuertes, incluso torrenciales. Analizamos el comportamiento de los sistemas de predicción del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF, cap. 19 en la página 295), tanto el modelo de alta resolución ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) como el sistema de predicción por conjuntos ECENS (sec. 19.3 en la página 299).

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, precipitaciones intensas en el este y sureste peninsular diciembre 2016 y marzo 2017.

Imagen parte superior: Temporal en Torrevieja el 13 de marzo de 2017, Cala Cornuda, en el entorno de la Playa de Los Locos. Fotografía de JOAQUÍN CARRIÓN a través de Proyecto Mastral Torrevieja http://www.eltiempoentorrevieja.es/.

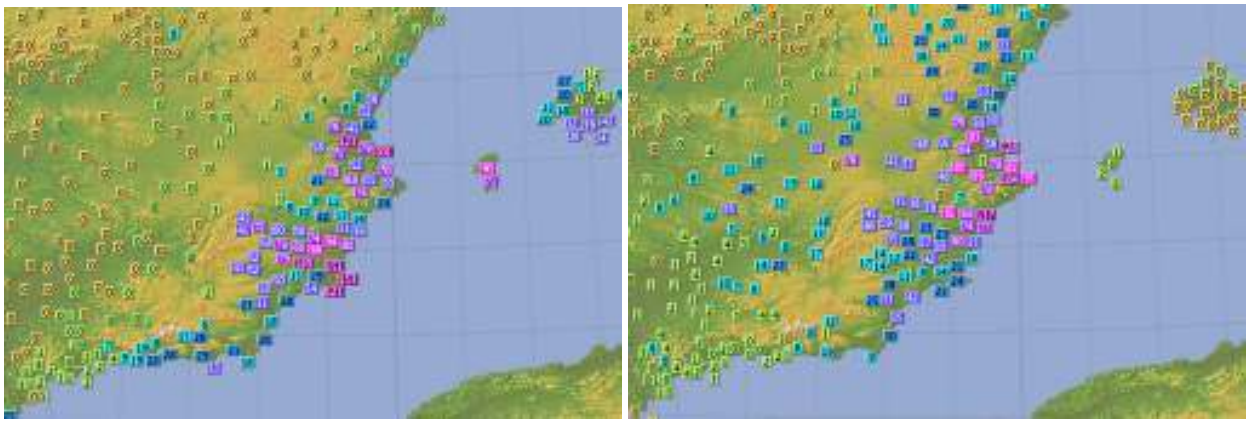


Figura 51.1: Precipitación en 24 horas, 00 a 24 UTC, para el 18-12-2016 (izquierda) y el 13-03-2017 (derecha).

51.1 Introducción

En este trabajo analizamos el comportamiento del modelo de alta resolución y del sistema de predicción por conjuntos (SPC) del ECMWF: ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) y ECENS (sec. 19.3 en la página 299), respectivamente, en la predicción de precipitaciones intensas en el este y sureste peninsular. Hemos elegido dos episodios, uno en torno al 18 de diciembre de 2016 y el otro centrado en el 13 de marzo de 2017, que a partir de ahora denominaremos A y B, respectivamente. En ambos se registraron precipitaciones muy fuertes, incluso torrenciales (ver Figura 51.1). Para llevar a cabo este estudio se ha seleccionado un periodo de 24 horas (00 a 24 UTC) para cada episodio, coincidente aproximadamente con los días naturales: 18-12-2016 y 13-03-2017.

51.2 Diagnóstico de los episodios

51.2.1 Episodio A del 18-12-2016: caracterización sinóptica

El diagnóstico de niveles medios y altos se caracteriza por una depresión aislada de niveles altos (DANA), con varios centros de vorticidad, V1 y V2, presencia de un núcleo frío de hasta -26 ºC en 500 hPa y zona difluente sobre el este peninsular y Mediterráneo occidental, Figura 51.2 (izquierda). En niveles bajos, en la imagen IR se observa una muy larga banda nubosa que se ha interpretado como un frente ocluido y que recorre desde el Mediterráneo central hasta el noreste de Baleares, Figura 51.2 (derecha).

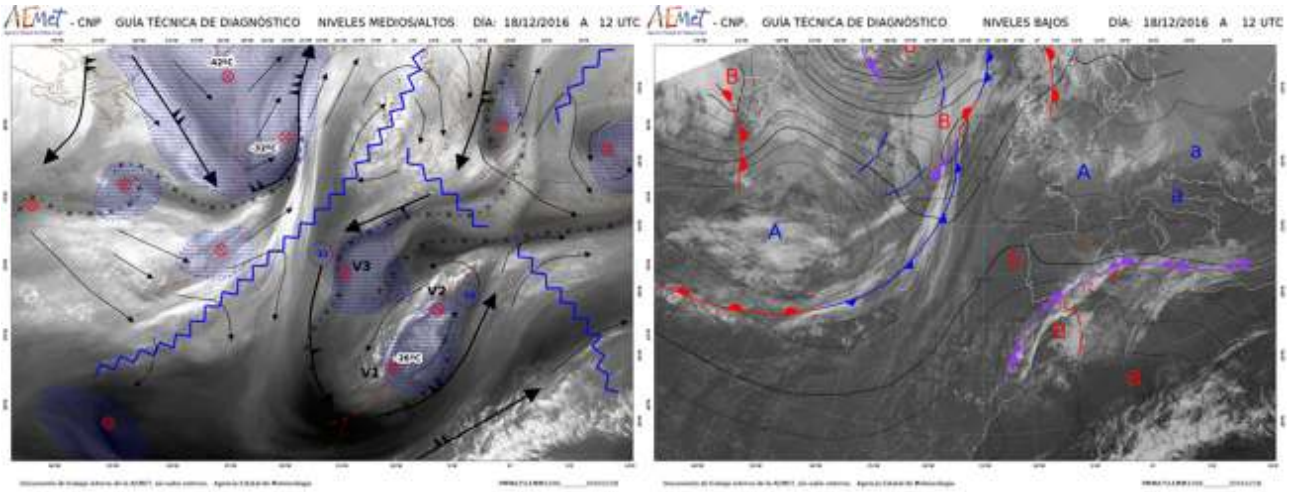


Figura 51.2: Diagnóstico para el día 18-12-2016 a las 12 UTC en niveles medios y altos junto con la imagen de vapor de agua (WV, izquierda, ver capítulo 7 en la página 89) y en niveles bajos junto con la imagen infrarroja (IR, derecha).

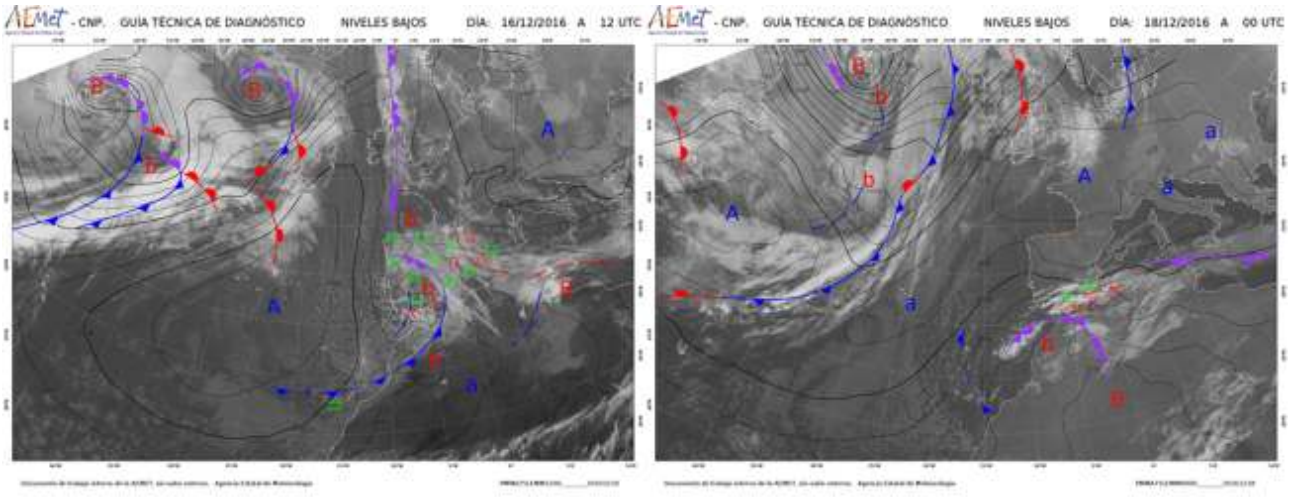


Figura 51.3: Diagnóstico niveles bajos para el día 16-12-2016 a las 12 UTC (izquierda) y para el día 18-12-2016 a las 00 UTC (derecha).

La humedad, según reflejan las imágenes WV (sec. 7.4.3 en la página 98), es alta; y es aportada, por una parte, por un flujo intenso del E, con gran recorrido marítimo, inducido por la presencia de una baja extensa en el norte de África y, por otra, por el viento del SW en niveles medios y altos, asociado a la DANA. Es lo que a veces se denomina chorro de humedad o río atmosférico.

Inicialmente el 16-12-2016 a las 12 UTC, el flujo del E (de levante) es menos marcado pero en las 36 horas siguientes, la ciclogénesis del golfo de Cádiz y la reorientación del anticiclón europeo, han intensificado significativamente el flujo del E sobre el este y sureste peninsular (ver Figura 51.3).

51.2.2 Episodio B del 13-03-2017: caracterización sinóptica

El diagnóstico de niveles medios y altos se caracteriza por una DANA, con dos centros de vorticidad, presencia de un núcleo frío de hasta -26 ºC en 500 hPa y zona difluente sobre el este peninsular y Mediterráneo occidental. En superficie, en la imagen IR se observa una banda nubosa al norte de África, que se ha interpretado como un frente frío y una zona nubosa, que cubre la mitad este peninsular, resultado de la ciclogénesis en niveles bajos que progresivamente intensifica el flujo persistente y húmedo del E y NE sobre la Comunidad Valenciana y Murcia (ver Figura 51.4).

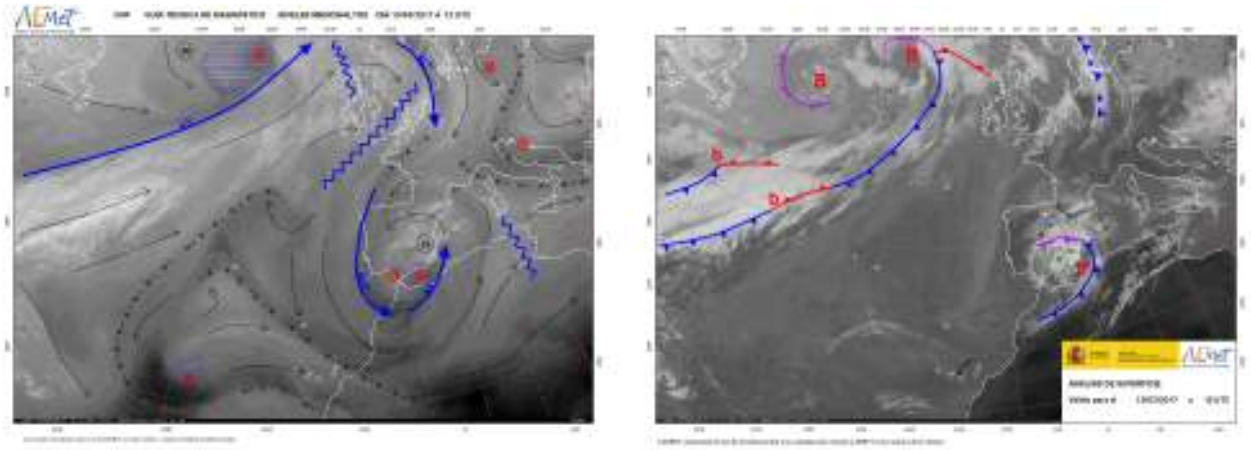


Figura 51.4: Diagnóstico de niveles altos junto con la imagen de vapor de agua (izquierda) y en superficie junto con la imagen infrarroja (derecha) del día 13-03-2017 a las 12 UTC.

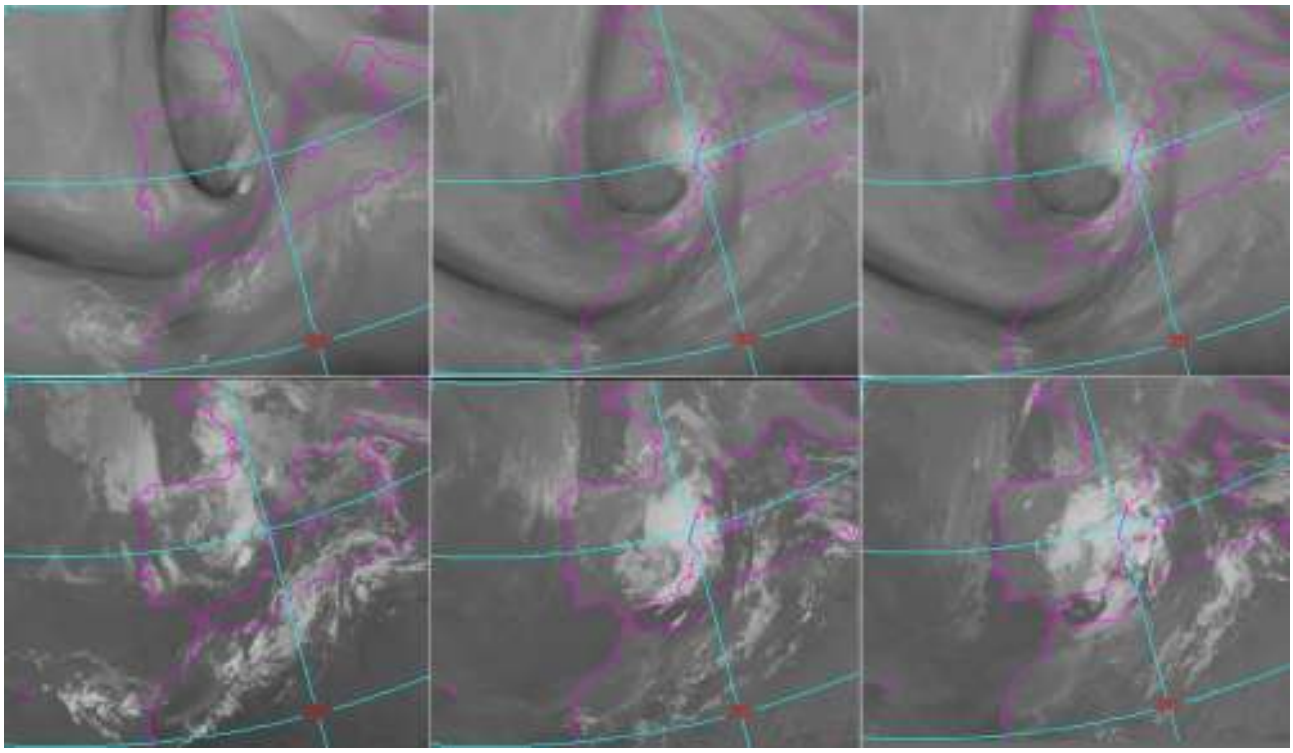


Figura 51.5: Evolución desde el día 12 a las 18 UTC (izquierda) hasta el 13 a las 06 UTC (derecha). Arriba imagen WV. Abajo imagen IR.

En la Figura 51.5 se muestra una evolución previa de las imágenes WV e IR cada 6 horas. En las imágenes WV se observa el proceso de aislamiento de la DANA y como el máximo de viento delantero va adquiriendo mayor protagonismo. Paralelamente tiene lugar una ciclogénesis en niveles bajos que progresivamente intensifica el flujo del E y NE sobre la Comunidad Valenciana y Murcia. Como consecuencia se reorienta y densifica la nubosidad sobre la zona.

51.2.3 Episodio A del 18-12-2016: estudio mediante teledetección y datos observados

A últimas horas del día 15 y primeras del día 16 de diciembre, ya se empieza a ver con nitidez la formación de un río de humedad que recorre el sur del mar Mediterráneo en toda su longitud con ayuda del producto MIMIC, que hace estimaciones de agua precipitable total en la columna (TPW) a partir de datos en frecuencias microondas tomados desde satélites polares.

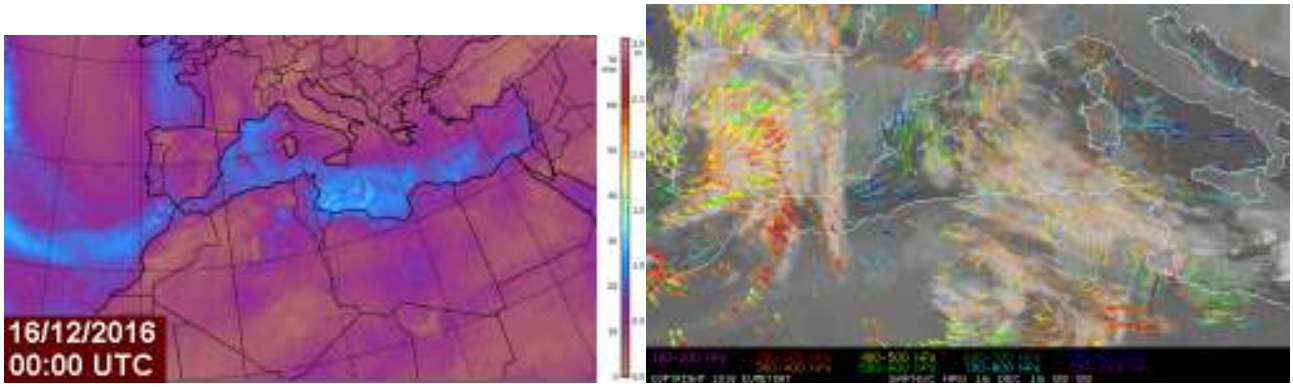


Figura 51.6: Productos MIMIC (© 2017 Space Science & Engineering Center; University of Wisconsin - Madison) (izquierda) y HRW (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) (derecha) ambos a las 00 UTC del día 16-12-2016

Complementando esta información tenemos el producto HRW (High Resolution Winds), desarrollado dentro del proyecto NWCSAF de EUMETSAT, que estima la intensidad y dirección del viento basándose en el movimiento de las estructuras nubosas y de humedad detectadas desde satélite geoestacionario. Dicho producto nos muestra un flujo del SE que transporta la humedad hacia el Levante peninsular. (Ver Figura 51.6 en la página anterior). Con esta información ya se puede intuir un probable episodio de lluvias, más o menos intensas, en esta zona. En este momento, la posible evolución del evento habría que contrastarla con la previsión del modelo numérico.

A lo largo del día 16 dicho río de humedad sigue tomando forma e intensificándose. A primeras horas del día 17 el eje del río de humedad impacta contra las costas de Valencia y empieza un recorrido hacia el sur de la península ibérica hasta alcanzar las costas de Almería al final del día, dejando precipitaciones importantes a lo largo de su recorrido. El día 18 el eje del río de humedad hace un recorrido en sentido inverso, es decir, hacia el norte (Figura 51.7). A la vez que ocurre esto vemos en el producto HRW como los vientos giran a E y se intensifican (Figura 51.8). Esto hace que aumente la formación de precipitación en la costa con la formación de nuevas tormentas.

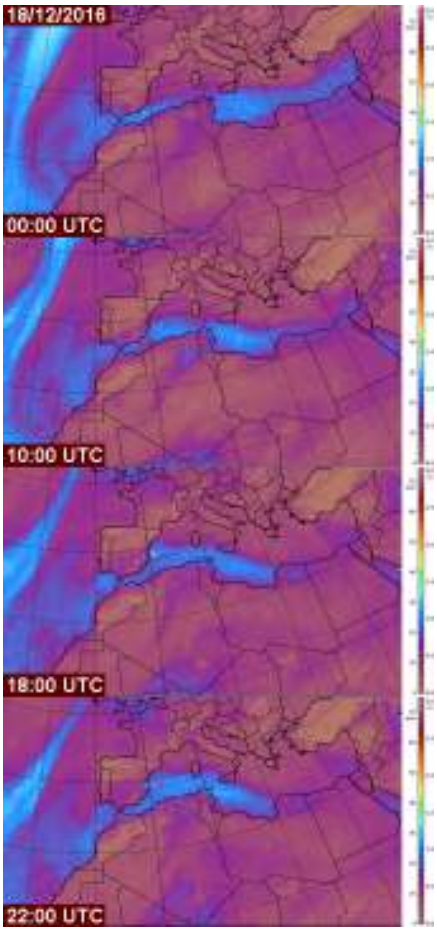


Figura 51.7: Evolución del producto MIMIC (© 2017 Space Science & Engineering Center; University of Wisconsin - Madison) a lo largo del día 18-12-2016.

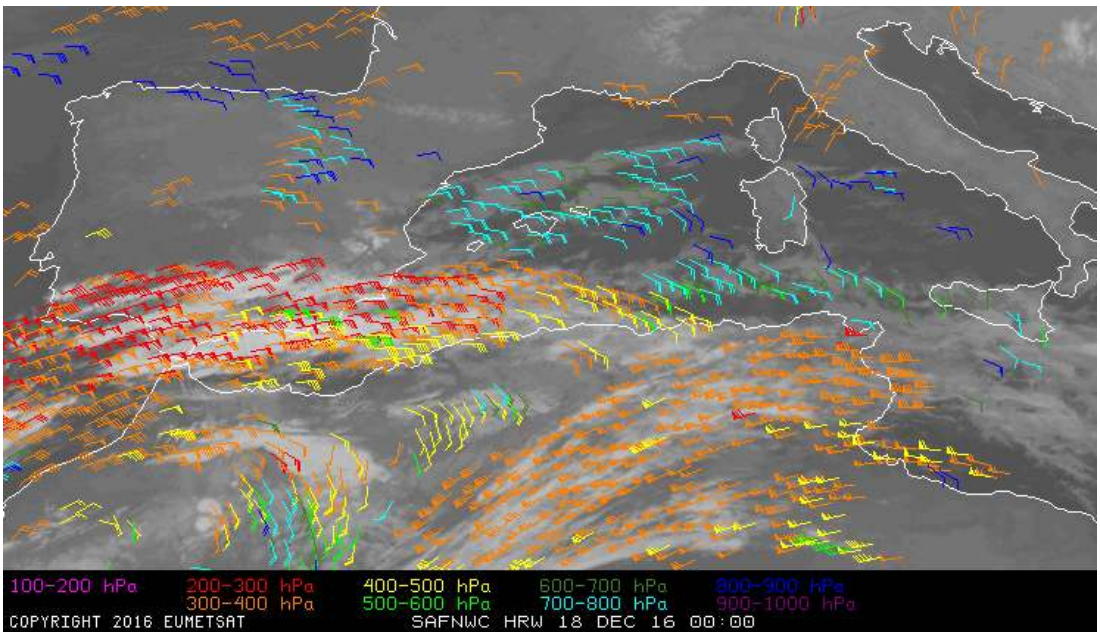


Figura 51.8: Producto HRW (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) a las 00 UTC del día 18-12-2016

Los efectos en cuanto a precipitación de estas altas cantidades de humedad impactando sobre las costas del sur y Levante español se pueden monitorizar casi en tiempo real gracias a las herramientas de teledetección. En las Figuras 51.9, 51.10 y 51.11 en la página siguiente podemos ver una composición de imágenes con las reflectividades del mosaico nacional de la red de radares de Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (ver capítulo sobre radar), a la izquierda y el producto CRR (ver capítulo sobre satélites 7 en la página 89), arriba a la derecha y las mediciones de precipitación de algunas estaciones de la red de observación de AEMET, abajo a la derecha. En la Figura 51.9, que muestra la situación sobre las 00:50 UTC del día 18, se puede ver una banda de precipitación que cubre la costa sureste peninsular dejando altas cantidades de precipitación en las provincias de Málaga, Granada y Almería. Un ejemplo de la evolución horaria de la misma se presenta para la estación de Almería-Aeropuerto.

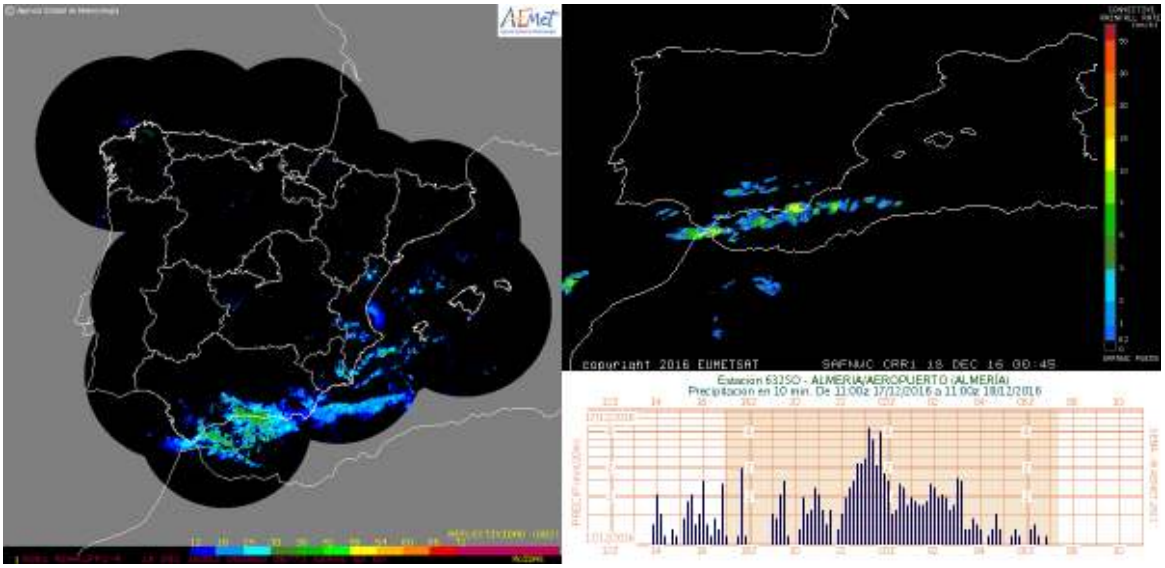


Figura 51.9: Mosaico de la red de radares de AEMET (izquierda) a las 00:50 UTC del día 18. Producto CRR (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) (derecha arriba) a las 00:45 UTC. Registro de precipitaciones en la estación Almería/Aeropuerto desde las 11:00 UTC del día 17 a las 11:00 UTC del día 18.

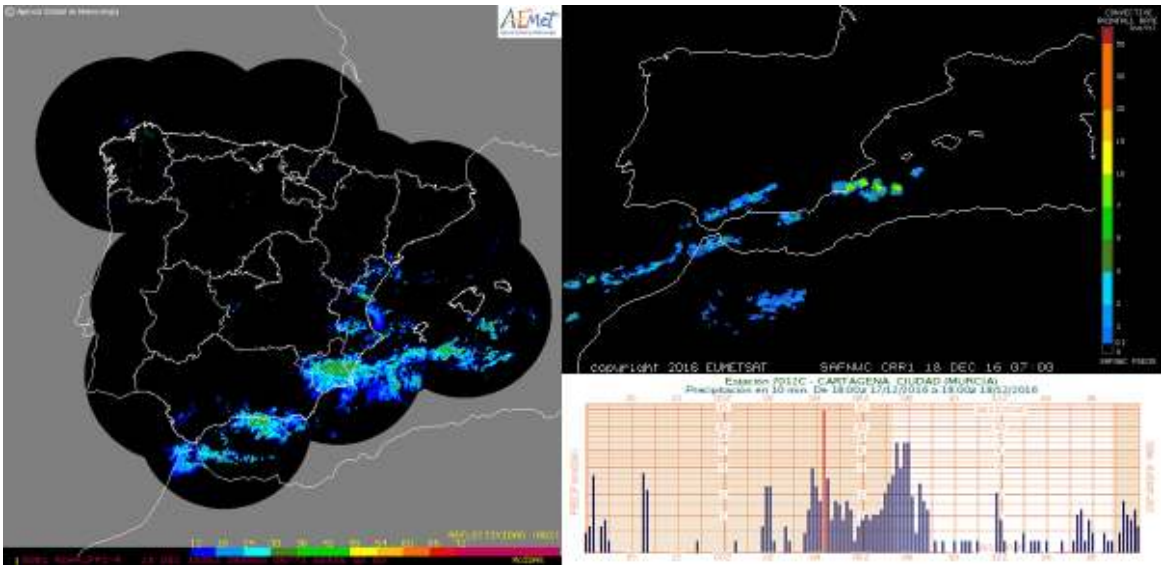


Figura 51.10: Mosaico de la red de radares de AEMET (izquierda) a las 06:50 UTC del día 18. Producto CRR (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) (derecha arriba) a las 07:00 UTC. Registro de precipitaciones en la estación Cartagena Ciudad desde las 18:00 UTC del día 17 a las 18:00 UTC del día 18.

Seis horas más tarde, en la Figura 51.10 en la página anterior, se puede ver como la banda de precipitación se ha desplazado hacia el norte, tal como se vio en el producto de agua precipitable MIMIC, y se encuentra posicionada a la altura de Murcia. A esas horas se están recogiendo en la estación de Cartagena del orden de 7 mm en 10 minutos. Trece horas más tarde (Figura 51.11), la banda de precipitación ya se encuentra a la altura de Valencia y las islas de Ibiza y Mallorca. Alrededor de esa hora, la estación de Oliva registra precipitaciones de más de 15 mm en 10 minutos. La Figura 51.12 muestra las descargas eléctricas producidas durante el episodio.

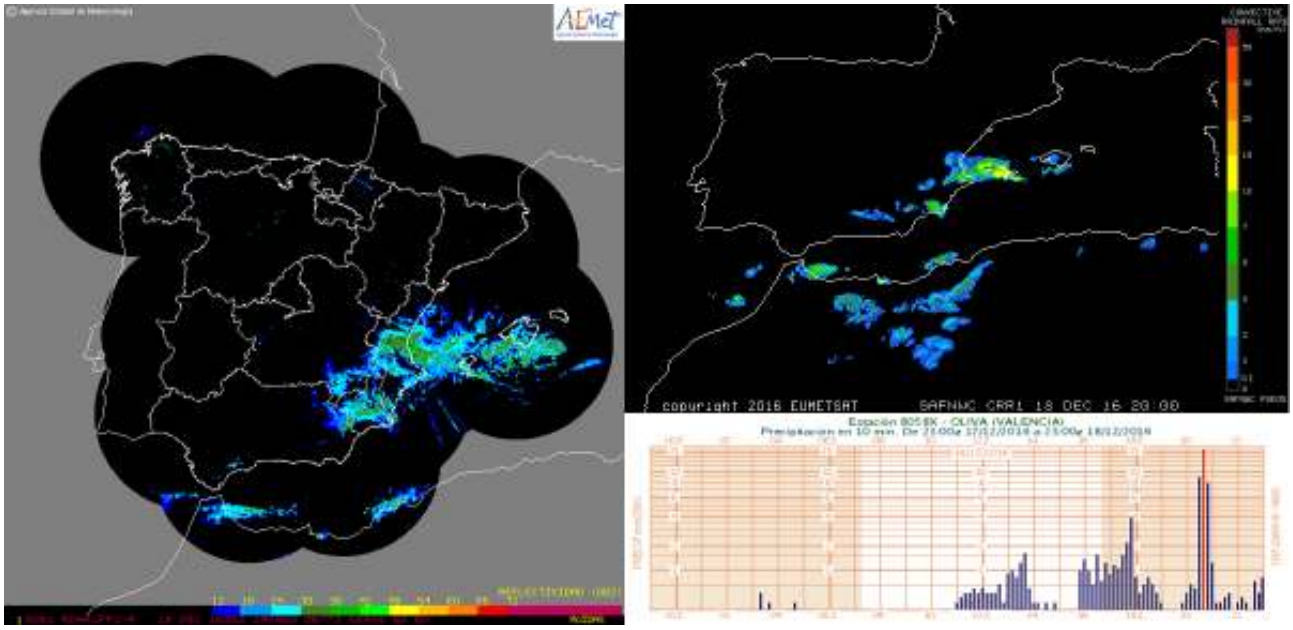


Figura 51.11: Mosaico de la red de radares de AEMET (izquierda) a las 19:50 UTC del día 18. Producto CRR (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) (derecha arriba) a las 20:00 UTC. Registro de precipitaciones en la estación Cartagena Ciudad desde las 23:00 UTC del día 17 a las 23:00 UTC del día 18.

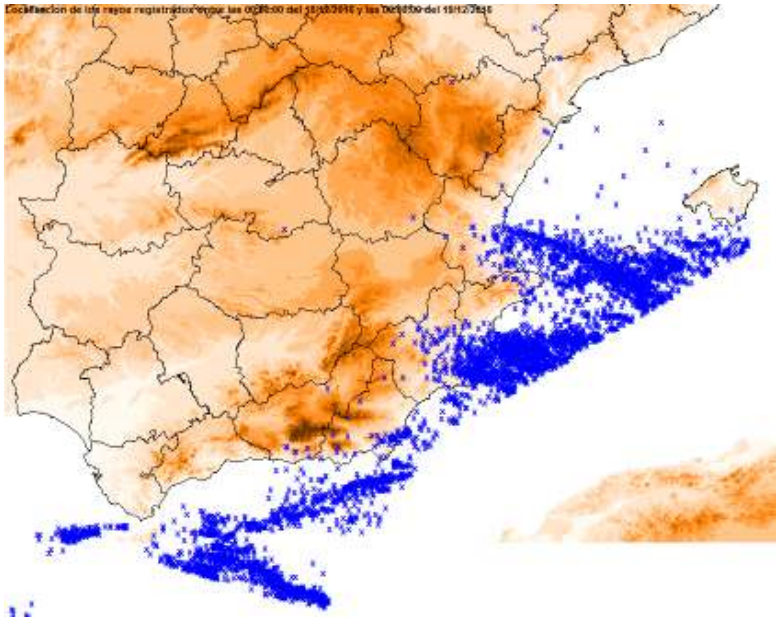


Figura 51.12: Descargas eléctricas registradas por la red de rayos de AEMET durante el día 18/12/2016

51.2.4 Episodio B del 13-03-2017: estudio mediante teledetección y datos observados

Tanto el radar como el producto CRR ya detectan precipitación cerca de la zona de estudio sobre las 18:00 UTC del día 12 de marzo (Figura 51.13). Dicha precipitación se encuentra en el interior peninsular, sobre Cuenca y Albacete aproximadamente y viaja en dirección este hacia Valencia, donde llega sobre las 19:30 UTC debido al movimiento de la baja. Simultáneamente el producto RDT detecta las tormentas en la misma zona desplazándose de manera similar a como lo hace la precipitación en el CRR (Figura 51.14).

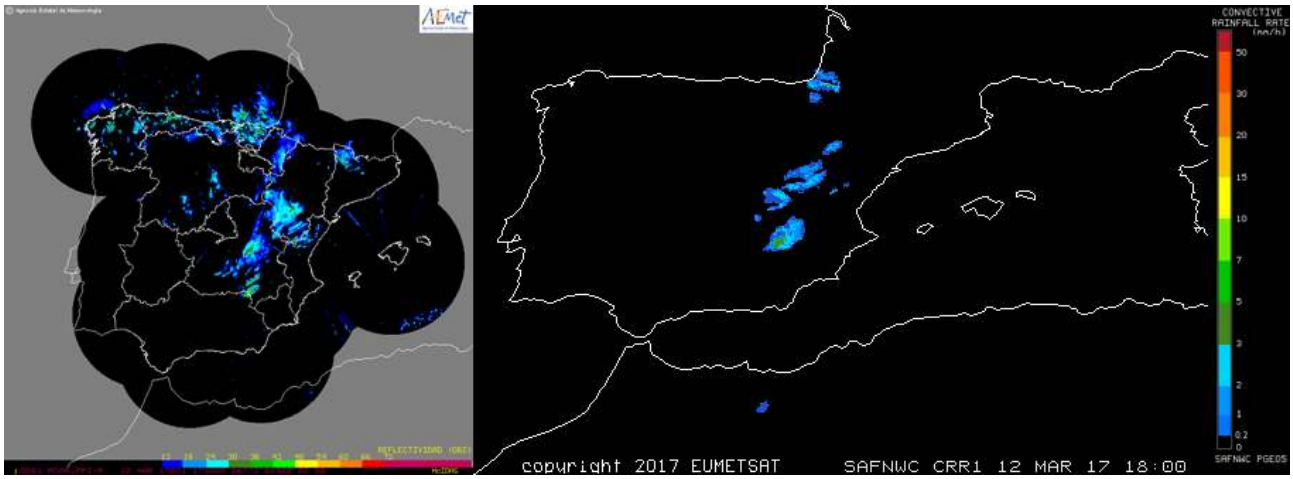


Figura 51.13: Campos de precipitación según el mosaico de la red de radares de AEMET a las 17:50 UTC (izquierda) y según el producto CRR (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) a las 18:00 UTC (derecha) del día 12-03-2017.

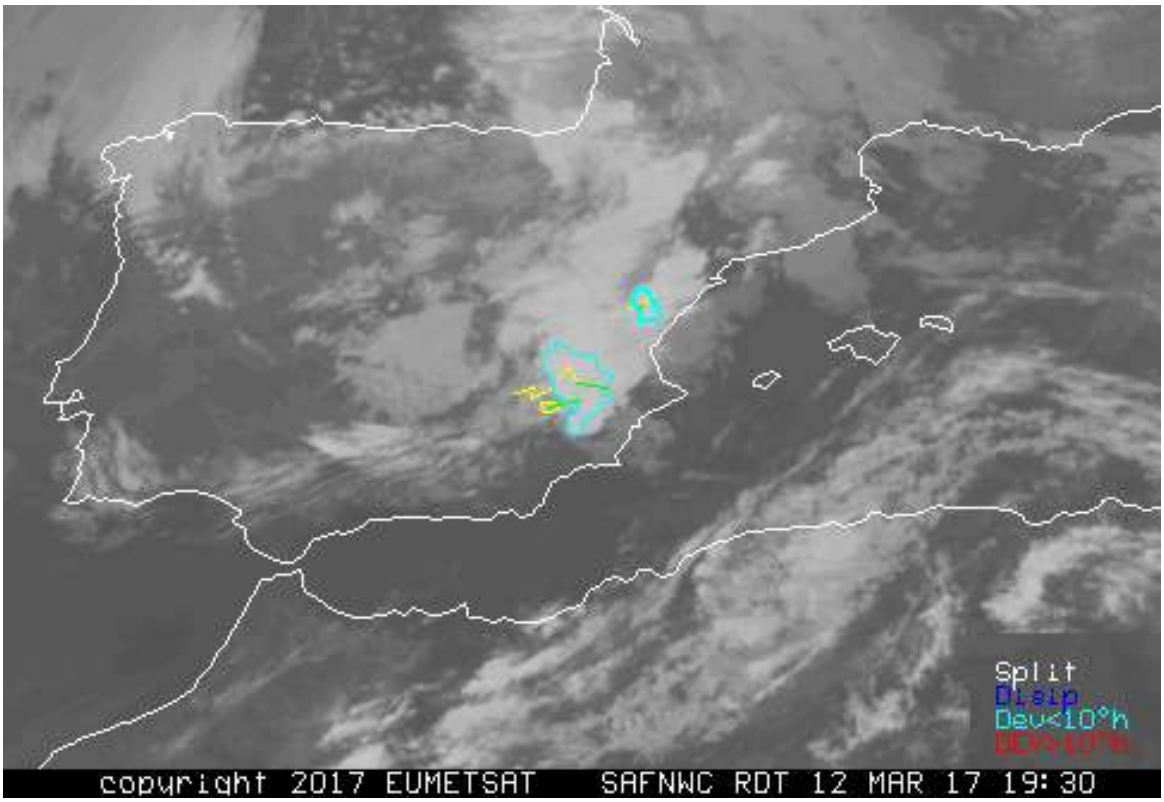


Figura 51.14: Detección de tormentas según el producto RDT (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) a las 19:30 UTC del día 12-03-2017

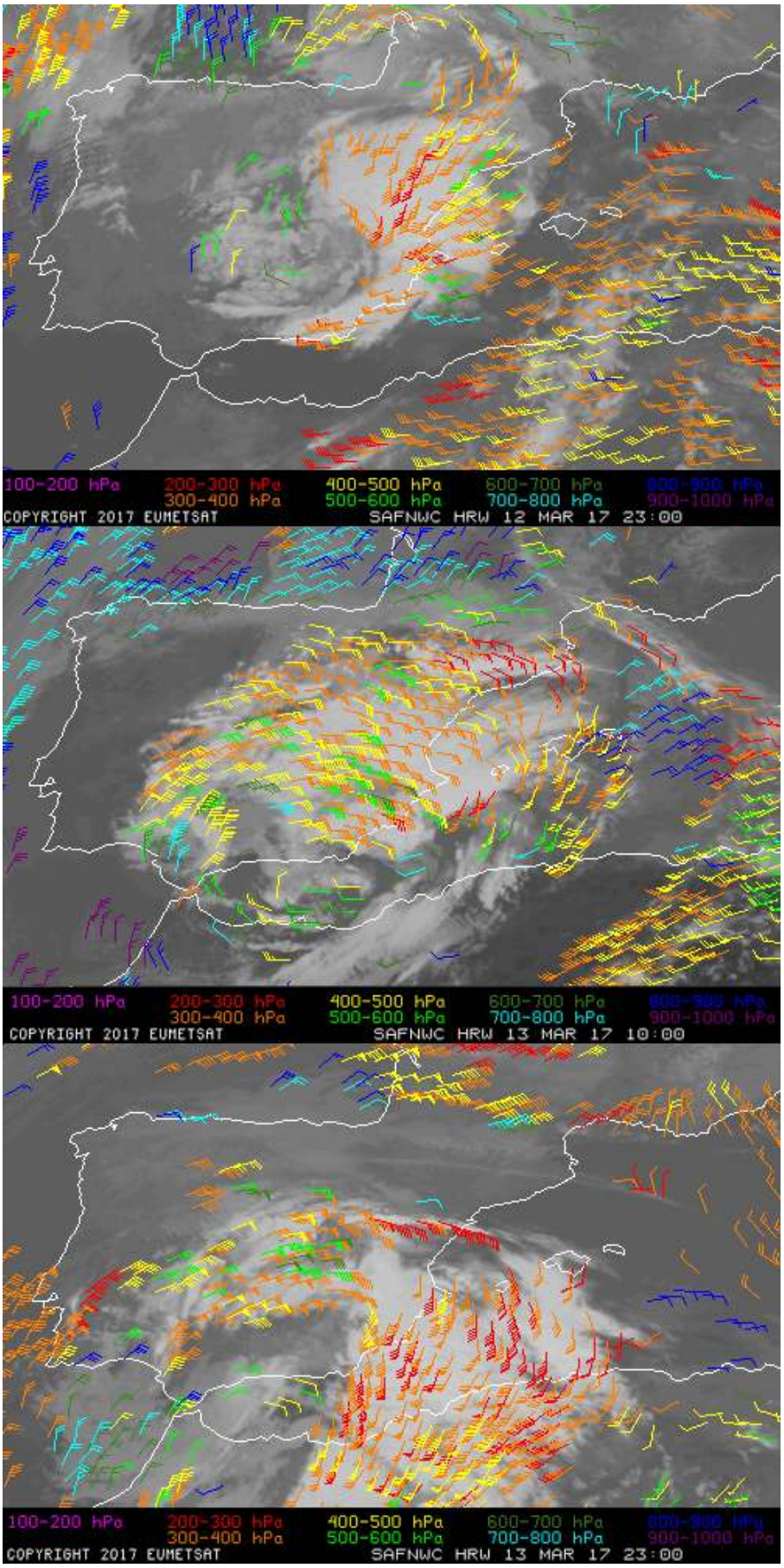


Figura 51.15: Evolución del viento según el producto HRW (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) de las 23:00 UTC del día 12-03-2017 y a las 10:00 y 23:00 UTC del 13-03-217

En el producto HRW vemos cómo el flujo, que a últimas horas del día 12 de marzo es del W, durante el día 13 de marzo cambia a E y luego a S, perfilando el movimiento de la baja (Figura 51.15 en la página anterior).

La zona más afectada por este temporal y donde mayores acumulaciones de precipitación se recogieron fue la ciudad de Alicante y alrededores. En concreto se recogieron 112.2 litros en la estación de Alicante en el día 13 (día pluviométrico), siendo este el máximo de precipitación recogido en dicha estación para un día de un mes de marzo de toda la serie. La Figura 51.16 muestra la evolución de la precipitación en la estación de Alicante. La Figura 51.17 muestra cómo detecta la precipitación el producto CRR en torno a las horas de máxima intensidad.

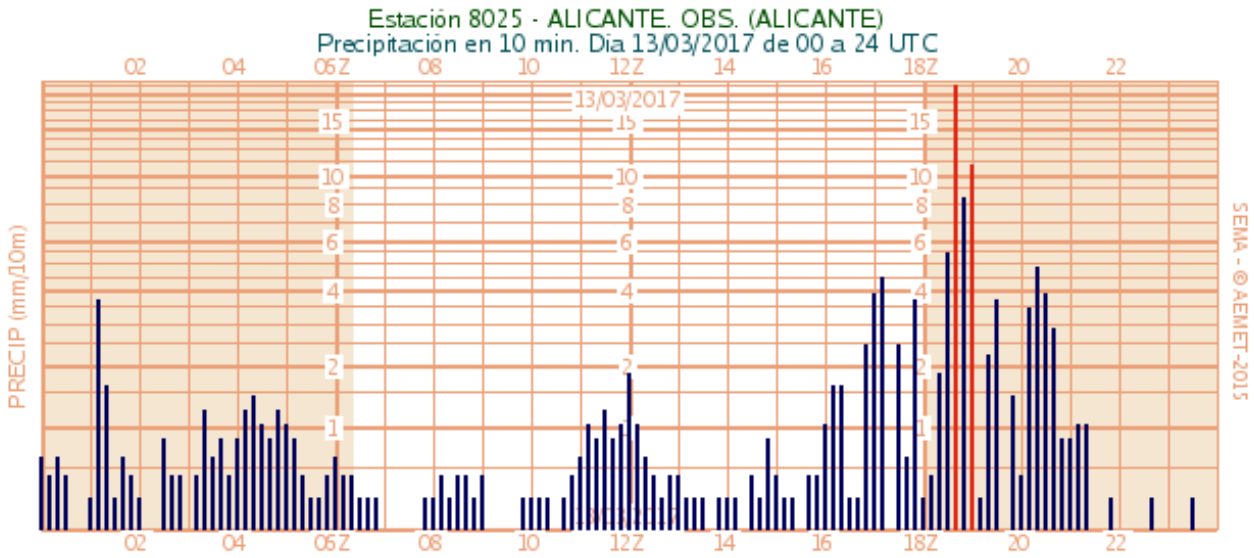


Figura 51.16: Precipitación en 10 minutos recogida en la estación del Observatorio de Alicante a lo largo del día 13-03-2017

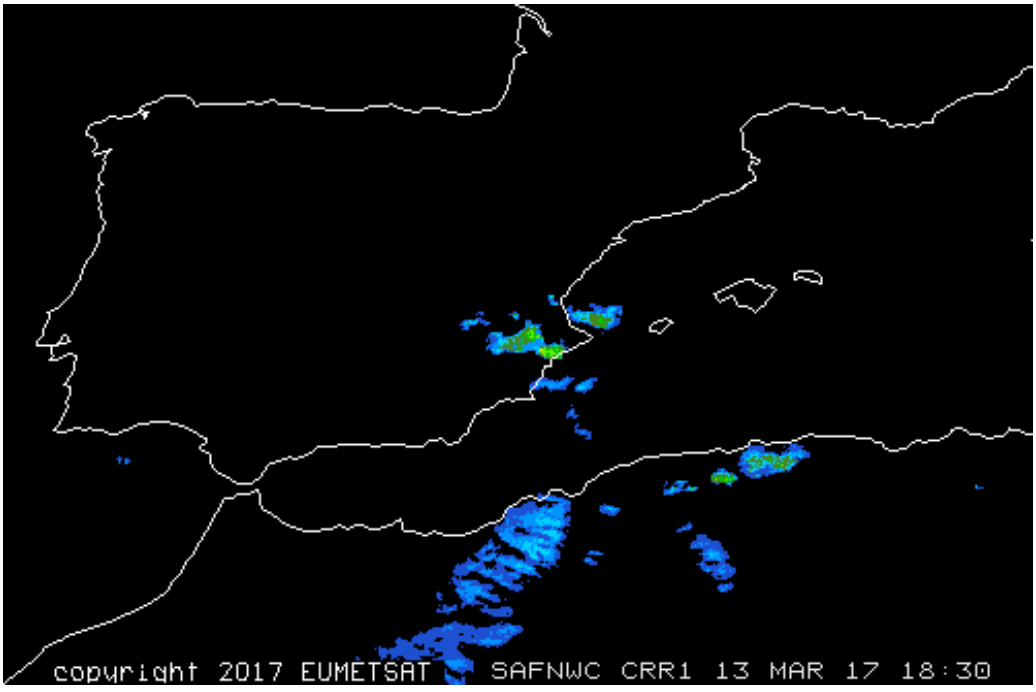


Figura 51.17: Estimación de precipitación instantánea del producto CRR (NWCSAF © 2016 EUMETSAT) el 13-03-2017 a las 18:30 UTC

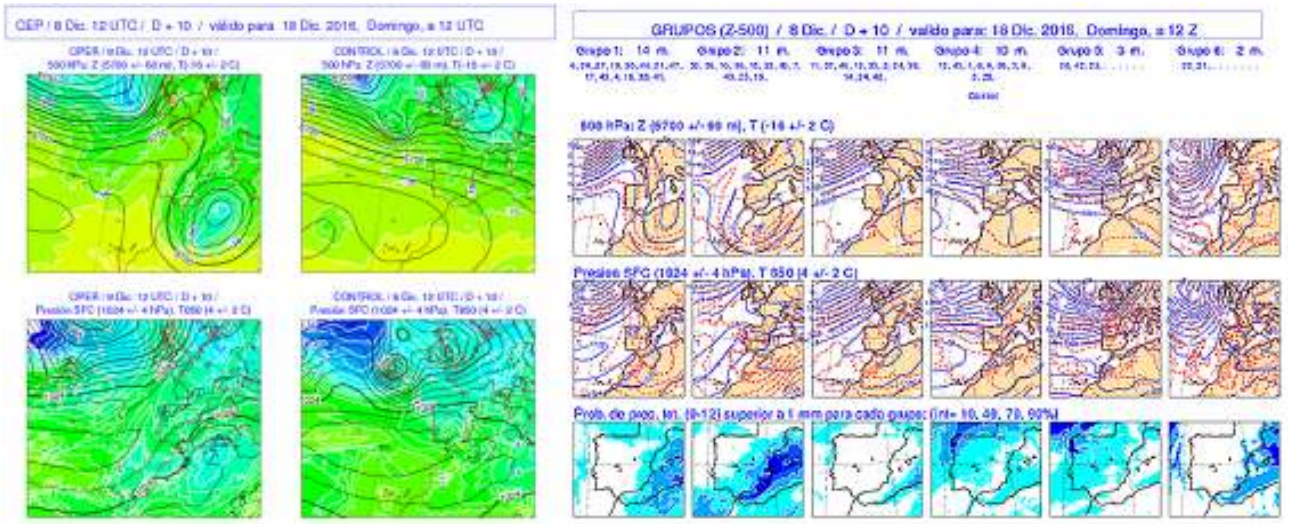


Figura 51.18: ECHRES y Control para D+10 (izquierda). Grupos para D+10 (derecha).

51.3 Comportamiento del ECMWF: ECHRES Y ECENS

En este apartado queremos responder a la pregunta: ¿con qué antelación se puede predecir este tipo de situaciones meteorológicas? En los últimos 17 años, periodo en el que se está utilizando el ECENS de forma operativa en AEMET, los modelos han mejorado vertiginosamente y, en particular, el ECENS [492]. De forma que no es descabellado analizar la predecibilidad de estas situaciones desde unos 10 días antes. En primer lugar, realizaremos un estudio subjetivo, analizando la consistencia de ECHRES y del ECENS, y los diferentes escenarios proporcionados por el ECENS. Posteriormente nos centraremos en los mapas de probabilidad de precipitación y campos específicos para fenómenos extremos, tales como el EFI (sec. 27.7.2 en la página 426) y el SOT (sec. 27.7.3 en la página 427).

51.3.1 Episodio A del 18-12-2016: escenarios

El modelo ECHRES muestra (Figura 51.18) a D+10 una DANA y en niveles bajos un flujo húmedo del este sobre el área mediterránea; lo que contrasta con la predicción de Control que prevé la circulación del W en todos los niveles.

En los grupos del ECENS aparecen tres escenarios: (a) Grupos 1 y 2; circulación meridiana con baja en el entorno del mediterráneo occidental o norte de África; realmente el grupo 2 es el único que se parece a ECHRES (22 %), (b) Grupos 4 y 5; circulación zonal (30 %) y (c) Grupo 3; dorsal (20 %); el grupo 6, muy minoritario, no está muy definido sobre la Península. En este caso de fuerte discrepancia entre ECHRES y Control se complica la labor del predictor pues el ECENS posiblemente subestime el escenario de ECHRES.

Durante los días siguientes, con las nuevas pasadas disponibles, se observa un gradual aumento de la probabilidad asociada a los escenarios susceptibles de producir precipitaciones intensas en la costa mediterránea, hasta el día 11 a las 12 UTC y días sucesivos, cuando TODOS los escenarios pueden producir lluvias intensas. En la Tabla 51.1 se muestra este incremento:

Pasada:	8/12/2016 a 12 UTC	9/12/2016 a 00 UTC	9/12/2016 a 12 UTC	10/12/2016 a 00 UTC	10/12/2016 a 12 UTC	11/12/2016 a 00 UTC	11/12/2016 a 12 UTC	12/12/2016 a 00 UTC	12/12/2016 a 12 UTC
Probabilidad:	22%	48%	52%	Dato no disponible	72%	78%	100%	100%	100%

Tabla 51.1: Evolución de las probabilidades de escenarios susceptibles de producir precipitaciones intensas en la costa mediterránea.

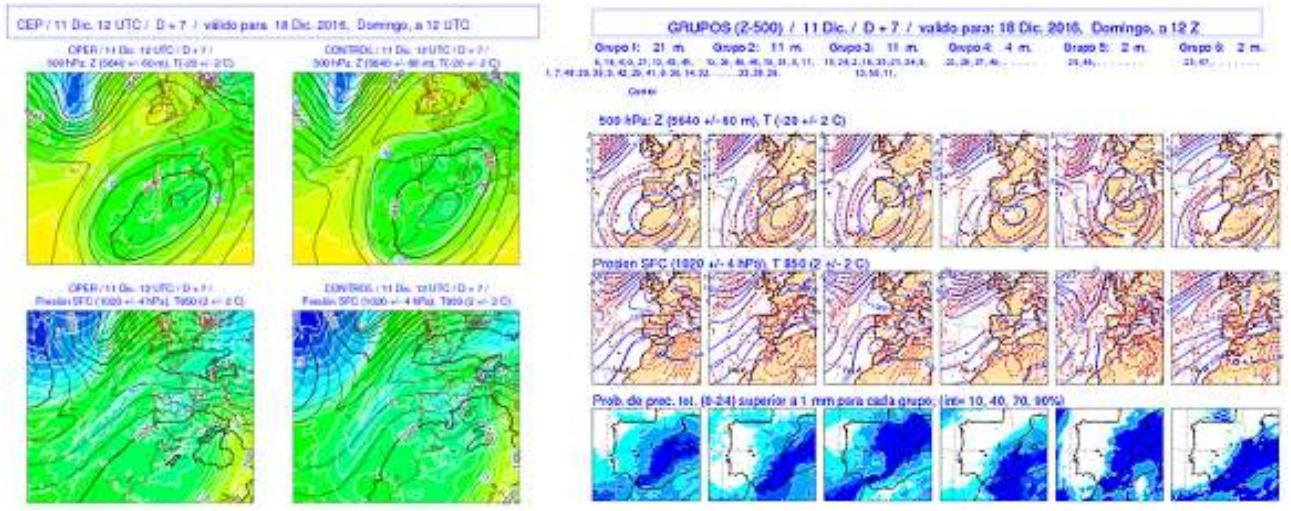


Figura 51.19: ECHRES y Control para D+7 (izquierda). Grupos para D+7 (derecha).

De la tabla se pueden extraer dos rasgos del ECENS para esta situación: 1. Consistencia y 2. Aumento gradual de las probabilidades. Realmente es un caso de comportamiento ideal de ECENS: desde 10 días antes, con probabilidades crecientes, aparece el escenario de las lluvias fuertes hasta 7 días antes, cuando dicha probabilidad es máxima. No obstante los diferentes grupos no son idénticos (Figura 51.19), se diferencian principalmente en el flujo de niveles bajos que focalizará la convección intensa. De momento toda la costa mediterránea, desde Alborán hasta Cataluña, puede verse afectada.

A partir del día 15 (D+3) y día 16 (D+2) ECHRES y ECENS (Figura 51.20) recuperan la consistencia, focalizando en el este y sureste peninsular las lluvias fuertes.

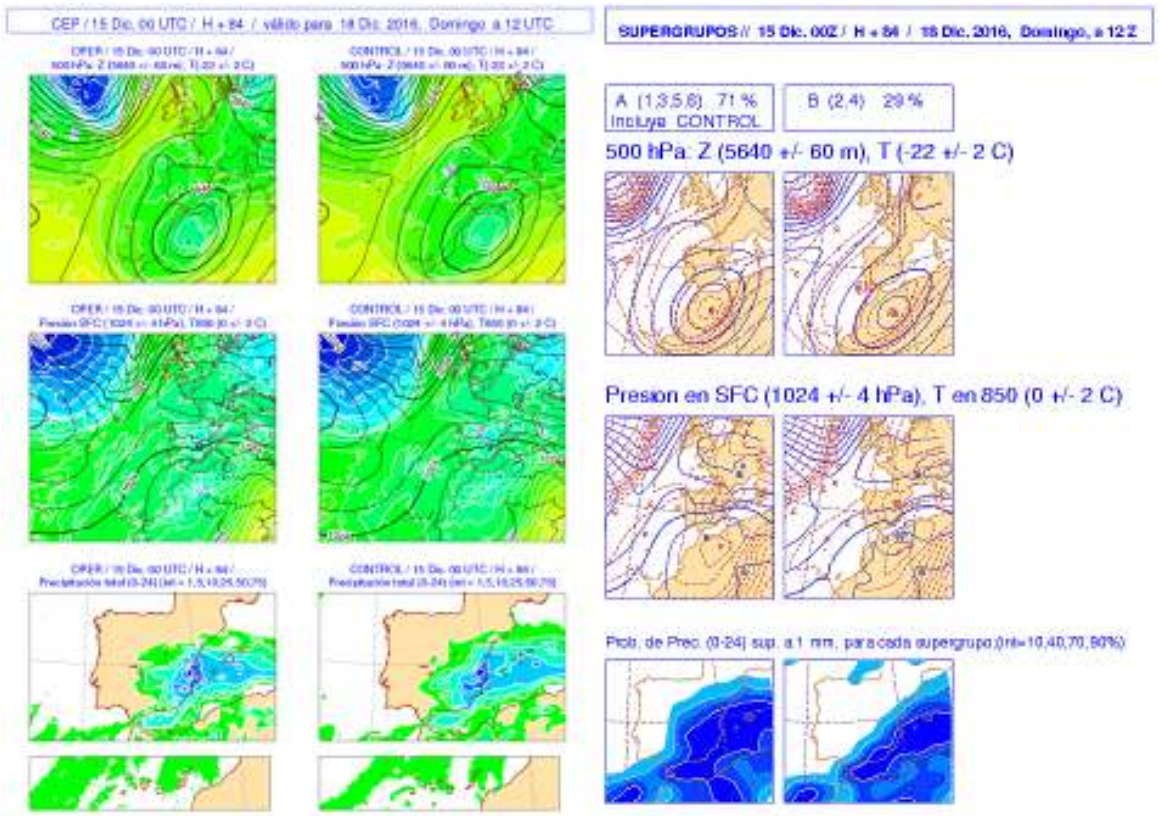


Figura 51.20: ECHRES y Control para D+7 (izquierda). Grupos para D+7 (derecha).

51.3.2 Episodio A: mapas de probabilidad de precipitación en 24 h

Desde el día 11 a las 12 UTC (D+7) y hasta el 13 a las 12 UTC, los mapas de probabilidad de precipitación en 24 h (Figura 51.21) muestran una focalización en torno al golfo de Valencia, disminuyendo los valores sobre Cataluña. En las dos pasadas del día 14 (D+4) se observa un desplazamiento de las precipitaciones intensas hacia el mar, tanto por parte de ECHRES como por el ECENS. Este *seguidismo* del ECENS es un rasgo negativo que afortunadamente sólo permaneció dos pasadas.

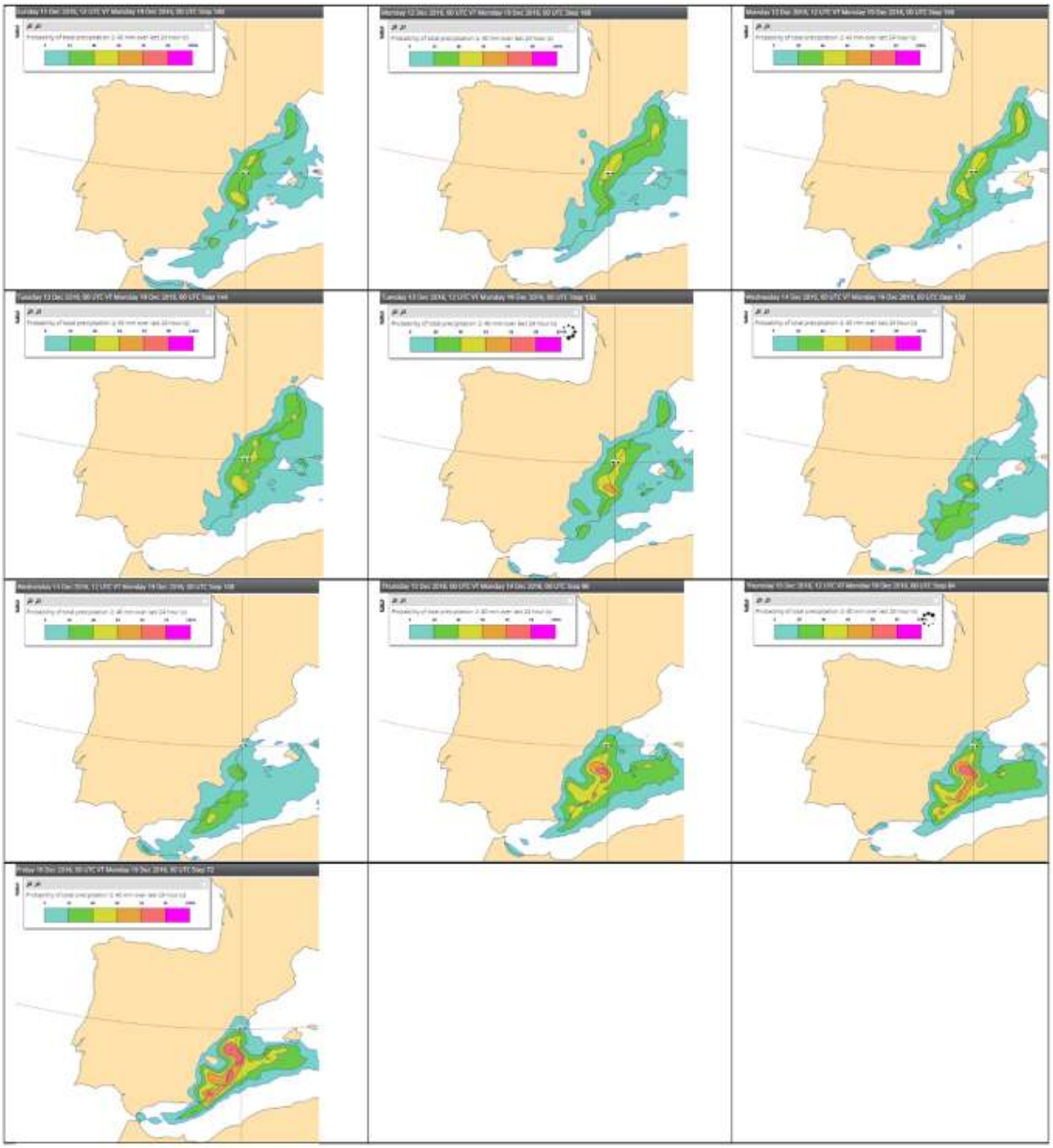


Figura 51.21: Mapas de probabilidad de precipitación mayor que 40 mm válidos para el día 19 a las 00 UTC, generados cada 12 horas, desde el día 11 a las 12:00 UTC (arriba izquierda) hasta el día 16 a las 00:00 UTC (abajo).

51.3.3 Episodio A: Extreme Forecast Index (EFI) y Shift Of Tail (SOT)

Se observan valores muy altos de EFI y SOT (secs. 27.7.2 en la página 426 y 27.7.3 en la página 427) donde las probabilidades de lluvias intensas son altas (Figura 51.22), lo que indica el alto grado de rareza de unas precipitaciones tan intensas para la época del año.

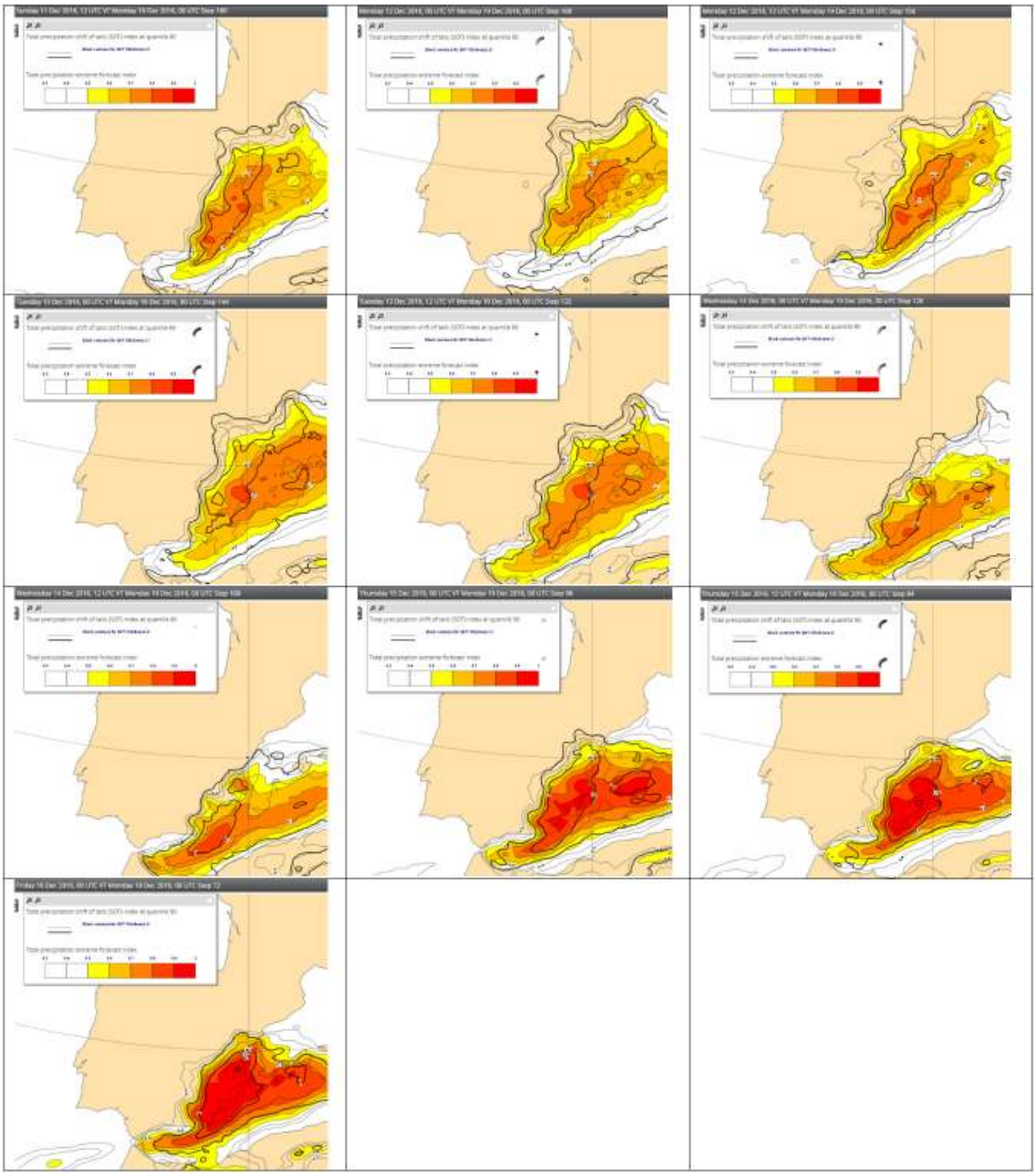


Figura 51.22: Mapas de EFI y SOT de precipitación en 24 horas válidos para el día 19 a las 00 UTC, generados cada 12 horas, desde el día 11 a las 12:00 UTC (arriba izquierda) hasta el día 16 a las 00:00 UTC (abajo).

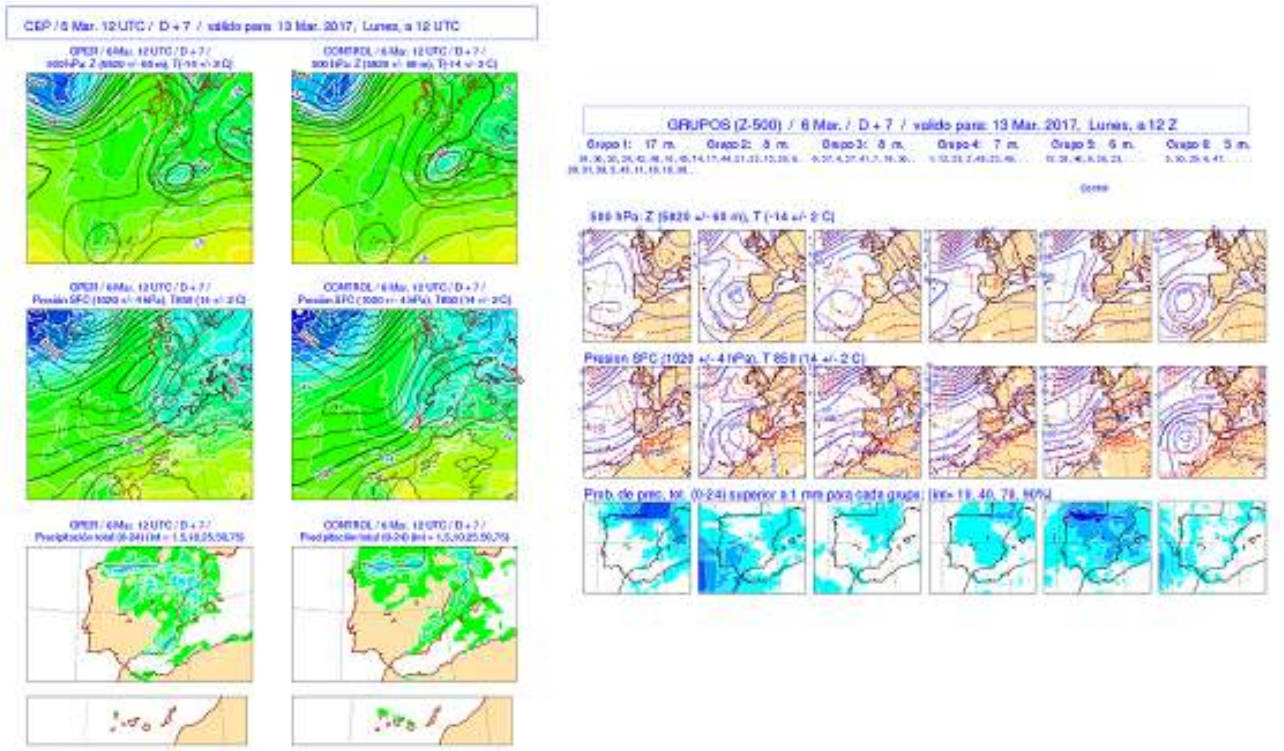


Figura 51.23: Predicción para el día 13-03-2017. Pasada: 06-03-2017 a 12 UTC. ECHRES y control (izquierda) y grupos (derecha).

51.3.4 Episodio A: predicción operativa y avisos

La alta predecibilidad de este episodio nos permitió emitir avisos de color naranja por precipitaciones intensas en el D+2; e incluso se podrían haber emitido con mayor antelación.

51.3.5 Episodio B del 13-03-2017: comparación ECHRES y ECENS, escala sinóptica

Resulta llamativo que ni el ECHRES ni el ECENS predijeran ningún escenario similar al que realmente ocurrió hasta el día 6 a las 12 UTC (Figura 51.23), cuando por primera vez el ECHRES y el 12% del ECENS muestran un escenario de lluvias intensas en el Mediterráneo.

En las siguientes pasadas las probabilidades de escenarios asociados a lluvias intensas en el Mediterráneo occidental (prob-1) crecen de forma consistente. Sin embargo, si nos limitamos al área mediterránea peninsular (nuestro interés), la evolución de las probabilidades (prob-2) es desigual hasta 4.5 días antes (Tabla 51.2).

Llama la atención la fuerte inconsistencia en el D+5 (Figura 51.24 en la página siguiente), pues ningún escenario era similar al análisis. En el gráfico de los "espaguetis" se intuye que ninguno o casi ninguno es compatible con un viento del E o NE sobre el este y sureste peninsular.

A partir del día 9 la dispersión disminuye de forma consistente y podemos hablar de una situación más predecible.

Pasada:	6/3/2017 a 12 UTC D+7	7/3/2017 a 00 UTC D+6.5	7/3/2017 a 12 UTC D+6	8/3/2017 a 00 UTC D+5.5	8/3/2017 a 12 UTC D+5	9/3/2017 a 00 UTC D+4.5	9/3/2017 a 12 UTC D+4
Prob-1	12%	26%	28%	42%	44%	100%	100%
Prob-2	12%	14%	6%	14%	0%	46%	86%

Tabla 51.2: Evolución de las probabilidades de escenarios adversos en el Mediterráneo occidental (prob-1) y área mediterránea peninsular (prob-2).

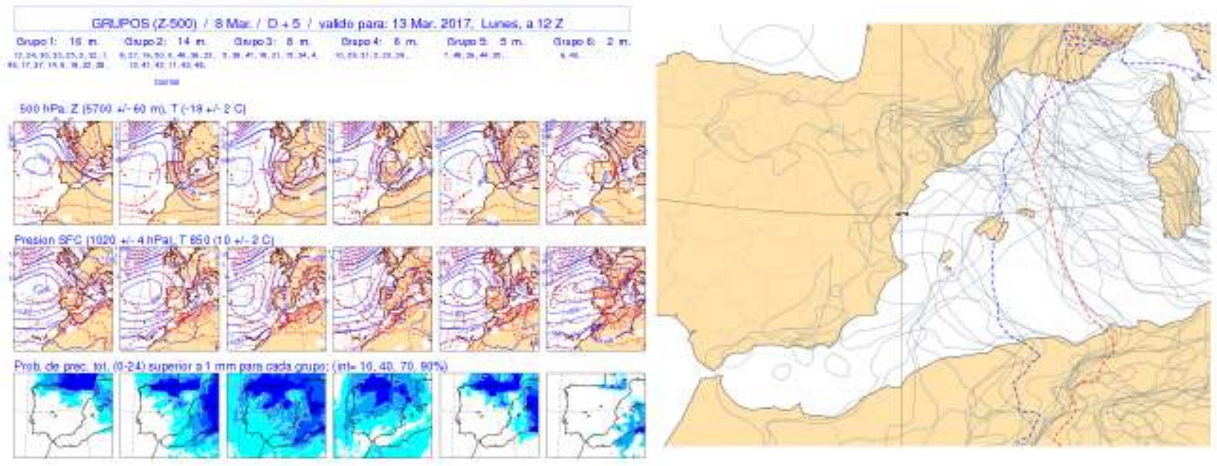


Figura 51.24: D+5: grupos (izquierda); espaguetis de presión, isolínea de 1014 hPa. ECHRES: línea azul a trazos. Control: línea roja a trazos. ECENS: líneas grises (derecha)

51.3.6 Episodio B: predicción de la baja mesoescalar. ECHRES y ECENS

La Figura 51.25 nos muestra la posición de la baja y la precipitación en 24 horas prevista para el día 13 a las 12 UTC, en las pasadas sucesivas desde el 9 a las 12 UTC hasta el 10 a las 12 UTC, cada 12 horas. El viento en superficie focaliza las precipitaciones intensas; conforme la baja se va situando más próxima al SE peninsular mayor es la componente este del viento y, por consiguiente, mayor la humedad aportada y las precipitaciones. El tamaño de la baja es pequeño (diámetro de centenares de km), típico de la mesoescala y, por ello, su predicción suele ser bastante incierta. Se observa como ECHRES es inconsistente en estas pasadas.

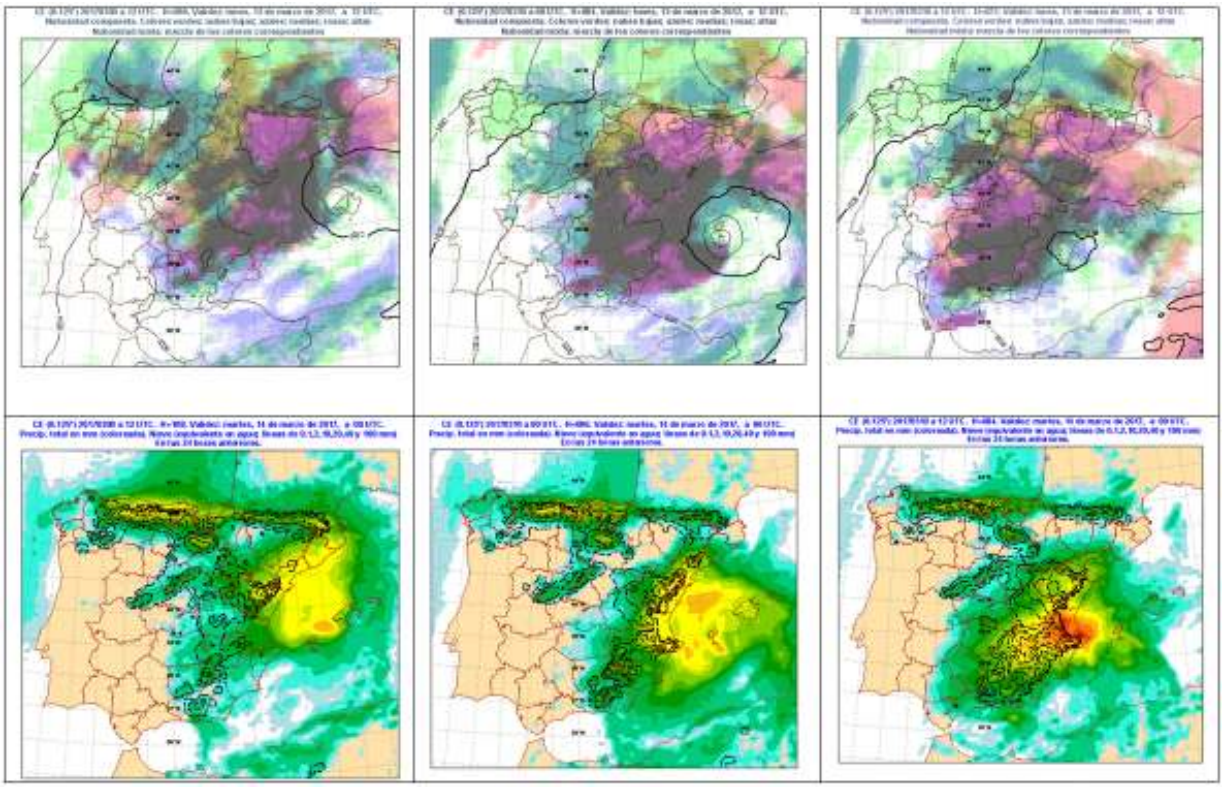


Figura 51.25: Predicción del campo de presión a nivel del mar y nubosidad del 10-03-2017 a las 00 UTC (arriba), y del 10-03-2017 a las 12 UTC, precipitación y nieve en 24 horas (abajo) para el 13-03-2017 del ECHRES.

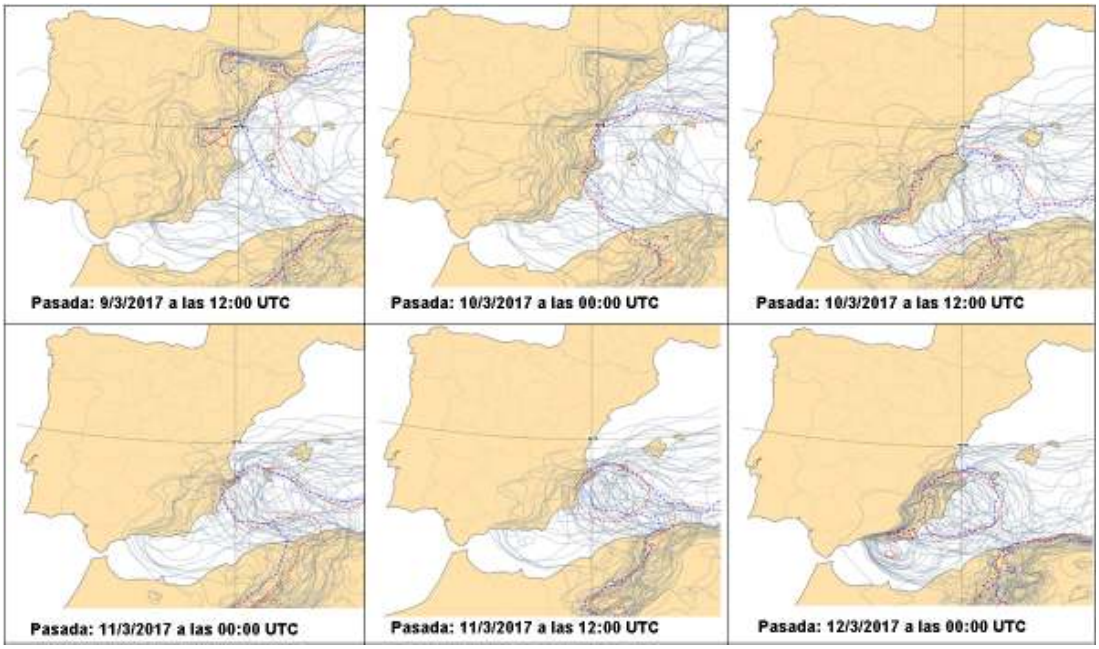


Figura 51.26: Espaguetis del campo de presión al nivel del mar, ECHRES y ECENS, verificando el 13-03-2017, pasadas cada 12 horas desde el 09-03-2017 a las 12 UTC (arriba izquierda) hasta el 12-03-2017 a las 00 UTC (abajo derecha). Isolínea de 1014 hPa. ECHRES: línea azul a trazos. Control: línea roja a trazos. ECENS: líneas grises.

Para analizar el comportamiento del ECENS en la predicción de la baja mesoescalar, más útil que los campos medios de la presión de los miembros de cada grupo son los espaguetis (Figura 51.26). De esta forma estamos viendo de forma explícita todos los miembros junto con ECHRES.

El uso de la media del ECENS y su dispersión es otra forma de evaluar la incertidumbre de la posición de la baja (Figura 51.27). De cualquier forma, podemos concluir que solo a partir de la pasada del 10 a las 12 UTC, la dispersión comenzó a reducirse y, por ello, a aumentar la predecibilidad.

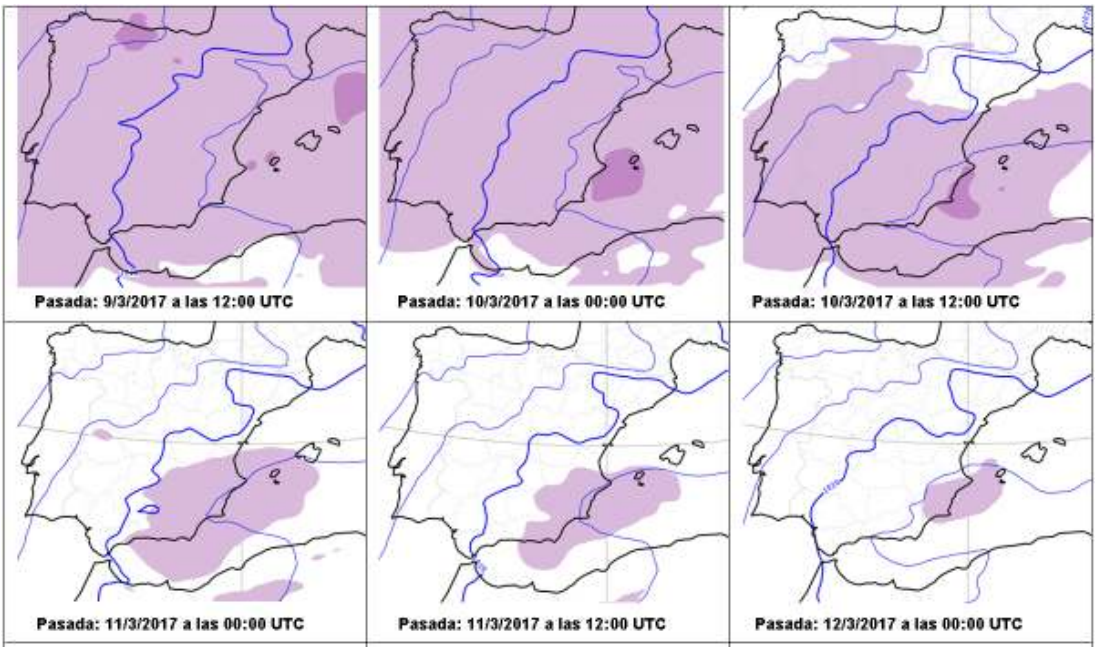


Figura 51.27: Media del campo de presión al nivel del mar del ECENS y su dispersión (sombreado), verificando el 13-03-2017, pasadas cada 12 horas desde el 09-03-2017 a las 12 UTC (arriba izquierda) hasta el 12-03-2017 a las 00 UTC (abajo derecha).

51.3.7 Episodio B: mapas de probabilidad, EFI y SOT

Los mapas de probabilidad de precipitación (Figura 51.28), EFI y SOT (Figura 51.29) son concordantes, mostrando altos valores de EFI y SOT cuando las probabilidades de lluvias intensas son también altas. De nuevo se observa como la pasada del 10 a las 12 UTC es la primera que muestra una predecibilidad alta.

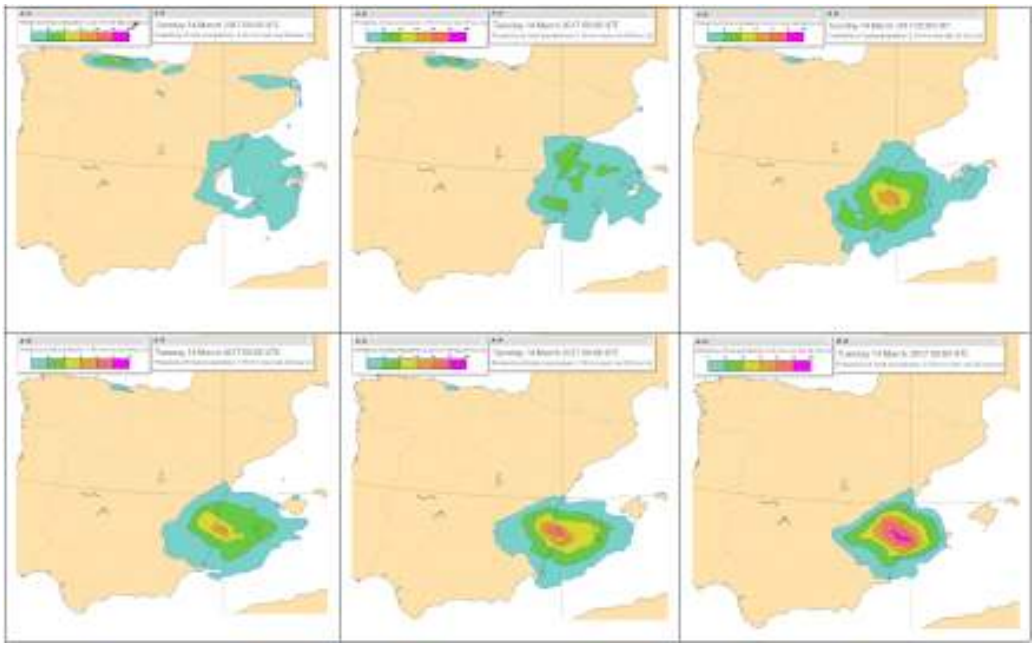


Figura 51.28: Probabilidades de pcp > 50 mm/24 horas, verificando el 13-03-2017, pasadas cada 12 horas desde el 09-03-2017 a las 12 UTC (arriba izquierda) hasta el 12-03-2017 a las 00 UTC (abajo derecha).

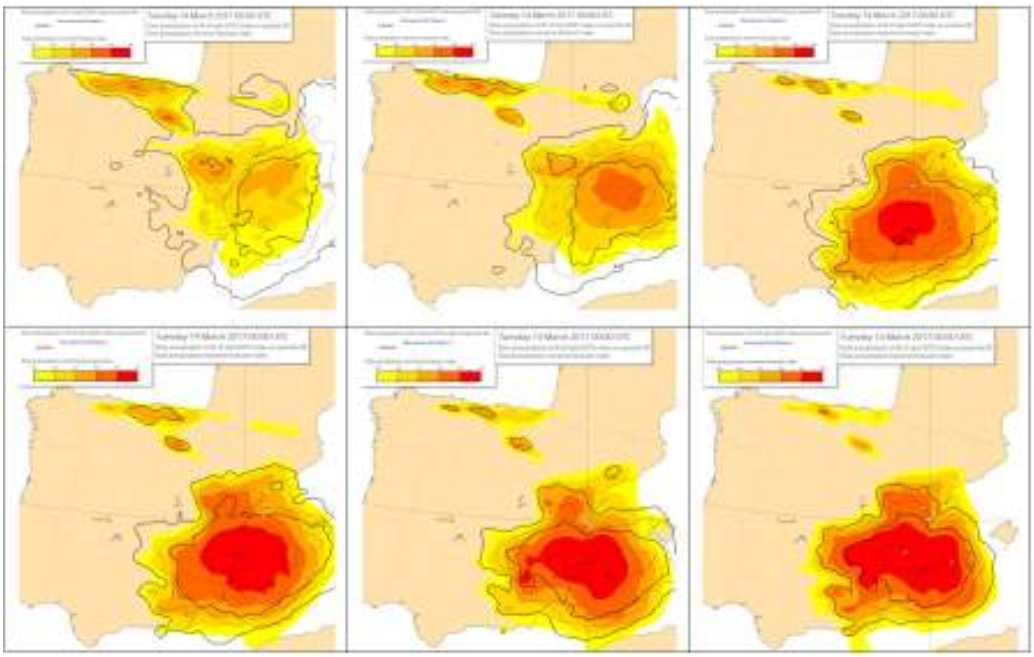


Figura 51.29: EFI y SOT de precipitación en 24 h, verificando el 13-03-2017, pasadas cada 12 horas desde el 09-03-2017 a las 12 UTC (arriba izquierda) hasta el 12-03-2017 a las 00 UTC (abajo derecha).

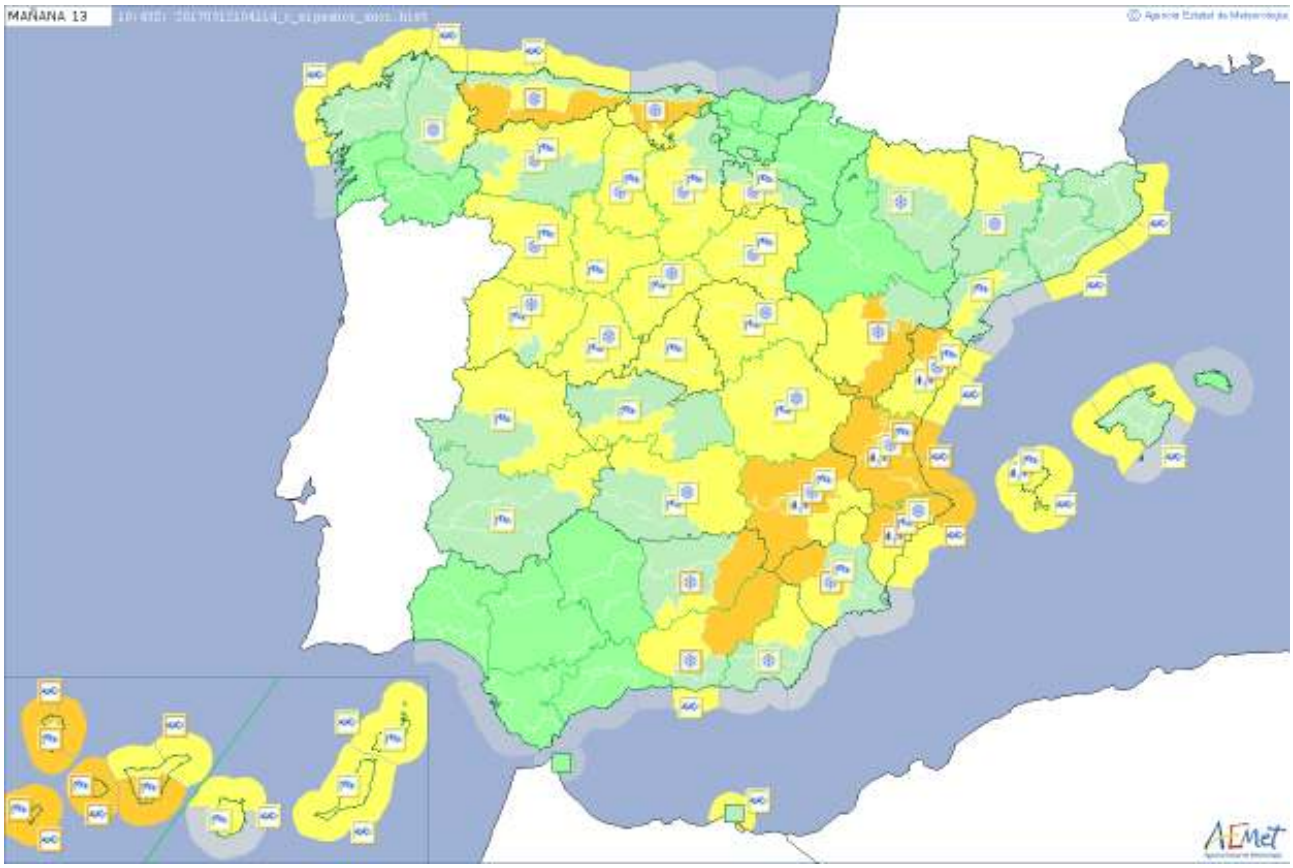


Figura 51.30: Avisos previstos el día 12-03-2017 para el 13-03-2017 (D+1).

51.3.8 Episodio B: predicción operativa y avisos

Teniendo en cuenta que el ECENS con la pasada del día 10 a las 12 UTC no está disponible hasta la madrugada del día 11 y que era adecuado comparar con las siguientes pasadas para contrastar la información, los avisos de color naranja en las zonas del litoral sur de la provincia de Valencia y norte de Alicante no se emitieron, con una probabilidad media, hasta el día 12 (D+1). El fuerte gradiente de probabilidad de precipitación justifica los avisos naranjas en dichas zonas y la ausencia de los mismos al sur. Dichos avisos se podrían haber difundido antes pero con una baja probabilidad.

51.4 Conclusiones

Los fenómenos observados de los dos episodios analizados son muy similares, sobre todo en intensidad y acumulación de la precipitación y, sin embargo, su predecibilidad es bastante diferente. El episodio A comienza a ser previsto a D+10 y, en sucesivas pasadas, de forma consistente y con probabilidades crecientes, de forma que para D+7 y rangos más cortos la dispersión es mínima, pues sólo hay un escenario. En el mapa de avisos (Figura 51.30) se puede observar como en el litoral sur de Alicante (donde se encuentra la ciudad de Alicante, una zona de las zonas más afectadas como se ha mencionado anteriormente) el aviso es amarillo; la mañana del día 12 se emitió aviso P1 (30 mm/h) de 0 h a 15 h del día 13; y, por la noche, con las nuevas pasadas de los modelos, se alargó a todo el día 13 y se dio también de P2 (80 mm/12 horas). El día 13 por la mañana las inconsistencias entre ECHRES y HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316) propiciaron rebajar los umbrales del amarillo de precipitación (a 20 mm/h y 60 mm/12 h). Para esta zona no se llegó a emitir el aviso naranja, ni siquiera observado. En este caso el ECHRES tuvo un mejor comportamiento que HARMONIE-AROME.

Sin embargo, para el episodio B el comportamiento de los modelos es muy diferente, pues aunque empieza a preverse a D+7, en las sucesivas pasadas los modelos son inconsistentes, especialmente ECENS que a D+5 no muestra ningún escenario compatible con las lluvias intensas. Las causas están asociadas a las diferentes estructuras meteorológicas responsables del viento húmedo de levante sobre el este y sureste peninsular. Mientras para el episodio A se trata de grandes estructuras de presión (anticiclón en el conti-

nente europeo y borrasca en el norte de África), para el episodio B la baja mesoescalar en el entorno del Mediterráneo occidental es clave para la focalización de las precipitaciones.

La consecuencia más importante, en predicción operativa, de la escasa predecibilidad es la dificultad en la emisión de avisos de fenómenos adversos. El episodio B sólo fue avisado con un nivel naranja a D+1 con una probabilidad media (exceptuando el litoral sur de Alicante donde hubo una clara subpredicción) mientras que el episodio A pudo serlo a D+3/D+2 con un nivel alto de probabilidad. La probabilidad es la variable que cuantifica la incertidumbre de la predicción y, con mucha frecuencia, los fenómenos adversos están asociados a probabilidades bajas, como el episodio B. Hay una costumbre bastante generalizada en AEMET de no emitir avisos con probabilidades bajas y de esperar a que los fenómenos tengan mayor probabilidad para hacerlo. Este tipo de criterios debería revisarse en el futuro.

Se observan valores altos de EFI y SOT cuando las probabilidades de precipitaciones intensas son también altas. En los dos episodios hay una relación entre los mencionados valores y la adversidad de la situación pero hemos de tener en cuenta que no siempre es así y que es necesario interpretar el EFI y SOT como lo que son, índices de rareza y no, necesariamente, de adversidad.

La Figura 51.31 muestra imágenes de algunos de los impactos del episodio de diciembre de 2016.

Figura 51.31: Impactos producidos por el episodio de diciembre de 2016 (día 18) en Torrevieja, fotos de JOAQUÍN CARRIÓN *(izquierda) y* RICARDO GRANADOS *(derecha), cedidas a través de* Proyecto Mastral Torrevieja *http://www.eltiempoentorrevieja.es/*.

Temporal mediterráneo de lluvia, nieve y viento (Ene 2017)

52

AGUSTÍ JANSÀ CLAR
Grupo de Meteorología, Departamento de Física, Universitat de les Illes Balears

> En Valencia, la nieve cubrió playas en la Costa Blanca como las alicantinas de Denia, Orihuela y Campoamor, donde cuajó, y dejó incomunicada la localidad costera de Jávea. Ese paisaje no se veía en el municipio desde 1983. También en Torrevieja se dejaron ver los copos 103 años después.
>
> *La nieve llega a playas del Mediterráneo, 19-01-2017* – MERCEDES LODEIRO, La Voz de Galicia

Lo que se había iniciado como una fuerte irrupción fría entre los días 16 y 17 de enero de 2017, derivó hacia la formación de una borrasca mediterránea, bastante intensa y de compleja evolución, que dio lugar a un temporal importante de lluvia, nieve, viento y oleaje alto, afectando principalmente a la Comunidad Valenciana y a las Illes Balears. Algunas cantidades de precipitación fueron muy notables, sobre todo teniendo en cuenta la época, que en el Mediterráneo no es la de mayores lluvias. El viento fue también fuerte y el oleaje batió récords de altura en la zona afectada, incluso generando daños estructurales. Las predicciones basadas en sistemas de predicción por conjuntos apuntaron en la dirección correcta, orientando adecuadamente para la toma de decisiones, con claras diferencias según el plazo y con ciertas insuficiencias, incluso a plazos relativamente cortos. *Este episodio se estudia también, desde otro punto de vista, en Bermejo [44].*

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, temporal mediterráneo de lluvia-nieve-viento enero 2017.

Imagen parte superior: Nevada en Torrevieja el 18 de enero de 2017. Fotografía de JOSÉ GÓMEZ a través de Proyecto Mastral Torrevieja http://www.eltiempoentorrevieja.es/.

52.1 Un episodio con lluvia muy copiosa, nieve, viento fuerte, mar alta y ciclogénesis importante

Un año después de una insólita sequía invernal en el Mediterráneo español (noviembre y diciembre de 2015 y enero de 2016), en diciembre de 2016 y enero de 2017 se produjeron varios temporales mediterráneos de gran intensidad, con lluvias y vientos, si no insólitos, sí al menos inusuales, por fuertes, sobre todo teniendo en cuenta la época.

Uno de esos temporales tuvo lugar en dos fases, entre los días 19 y 24 de enero de 2017. El día 19 hubo, sobre todo, lluvia fuerte, particularmente en la Comunidad Valenciana, aunque también las Illes Balears se vieron afectadas. El día 20 hubo una cierta transición. El día 21, con amortiguamiento progresivo después, la lluvia intensa y el fuerte viento afectaron a Illes Balears y a toda el área marítima comprendida entre el Archipiélago y la península ibérica. El día 22 las lluvias más importantes se habían desplazado al norte de Catalunya.

Como ocurre con muchos temporales mediterráneos importantes, éste estuvo ligado a la formación, o intensificación autóctona, de una depresión en el Mediterráneo. En realidad, a la vista de las Figuras 52.1 y 52.2, podríamos hablar de una depresión pulsante, centrada entre la Península y la costa africana. El día 19 hay un primer intento de formación de depresión, pero apenas hay desarrollo y la duración es de horas, solamente, desapareciendo pronto la modesta depresión formada. Desde las 06 UTC del día 20 a las 06 UTC del 21, en cambio, la ciclogénesis es importante, con una caída de la presión central de 10 hPa en 24 horas. La depresión se mantiene potente durante el día 21 y va decayendo a lo largo del 22, aunque todavía será reconocible durante un tiempo.

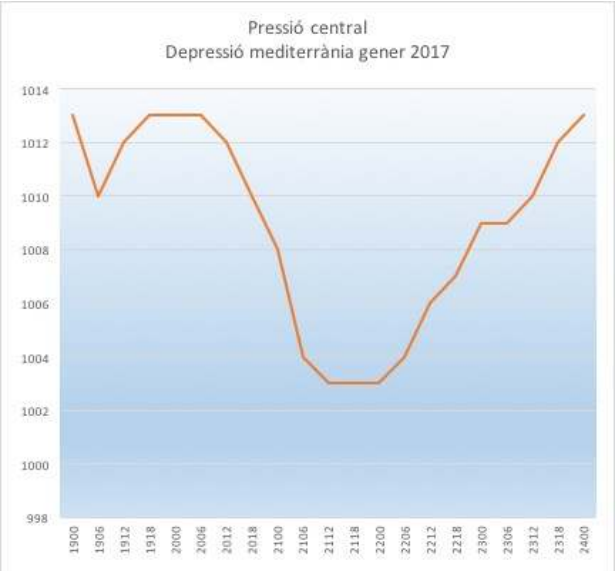


Figura 52.1: Evolución temporal de la presión central en la depresión mediterránea de enero de 2017, relacionada con el temporal de lluvia y viento del 19 al 24 del citado mes. La gráfica ha sido obtenida a partir de análisis y/o campos previstos a corto plazo de presión al nivel del mar, del modelo Global Forecasting System (GFS) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) [555, 556].

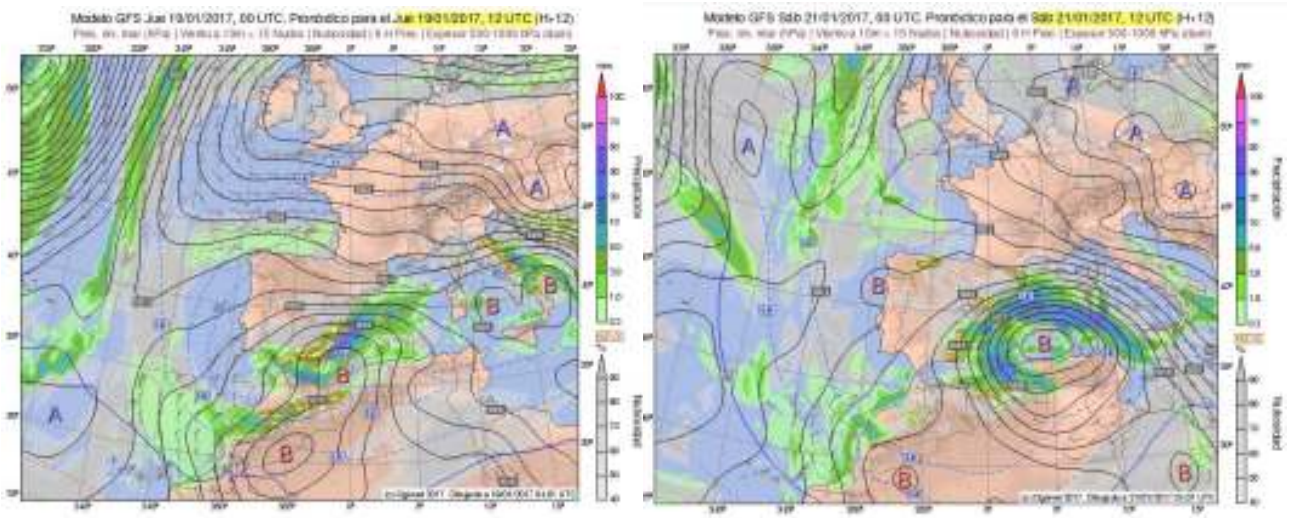


Figura 52.2: Previstos GFS, en superficie, a 12 horas, vía OGIMET (www.ogimet.com), para el día 19 a 12 UTC (izquierda) y el día 21 a 12 UTC (derecha).

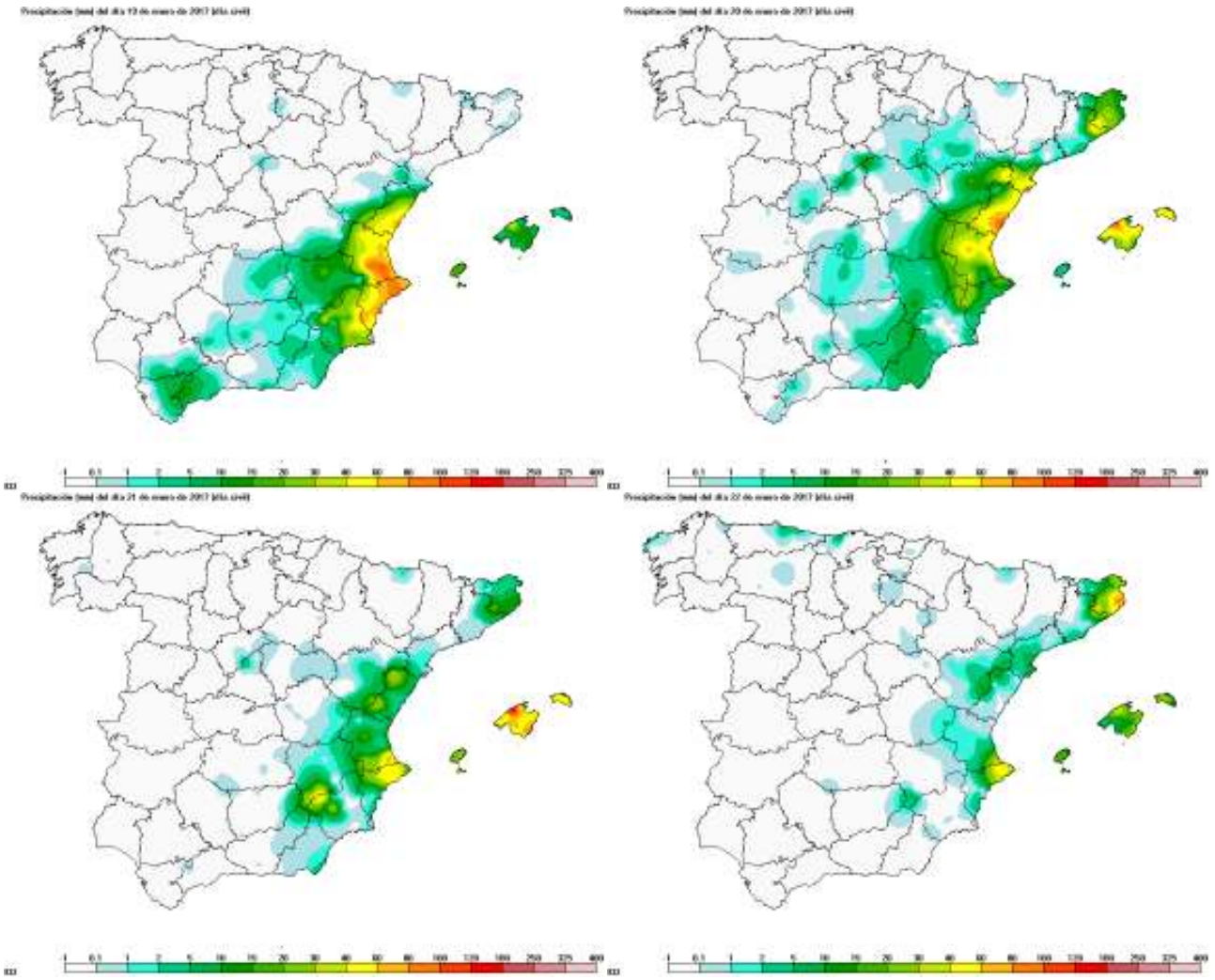


Figura 52.3: Análisis Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de precipitaciones totales en el día civil (de 00 a 24 horas). De izquierda a derecha y de arriba abajo, días 19, 20, 21 y 22 de enero de 2017. Cortesía de César Rodríguez Ballesteros, AEMET.

De acuerdo con lo expuesto en general sobre simultaneidad entre lluvias fuertes y depresiones en el Mediterráneo (cap. 32.2 en la página 541), las dos fases más claramente ciclónicas se corresponden con dos fases distintas de la lluvia intensa, que afectan al día 19 y a los días 21 y 22. El día 20 no es que no haya cierta circulación ciclónica, pero es menos clara y las precipitaciones parecen tener menos organización (ver Figura 52.3).

En la Comunidad Valenciana, en concreto, en este episodio no hay proporcionalidad entre la intensidad y organización de la depresión y la copiosidad de las lluvias. Se cumple aquello de que una depresión incluso débil puede ser suficiente para organizar un efectivo flujo cálido y húmedo, alimentador de la lluvia fuerte e inestabilizador de la atmósfera. En efecto, a pesar de la moderación de la depresión del día 19, las lluvias ese día son incluso superiores a las de los días 21 y 22, salvo en algún punto muy concreto. El día 20, en cuanto a lluvias, supone una pausa relativa, si exceptuamos las primeras horas del mismo día 20.

El viento fuerte (y el oleaje alto), en cambio, se corresponden bien con la profundidad de la depresión y son máximos desde la segunda parte del día 21, cuando la depresión es realmente una profunda borrasca.

Las precipitaciones recogidas en algunas zonas de la Comunidad Valenciana son muy importantes, en particular en las comarcas alicantinas de La Marina Alta y La Marina Baixa y en la valenciana de La Safor, típicas zonas mediterráneas de precipitación intensa ocasional y en las que se localizan los máximos peninsulares en 24 horas [206].

Según datos de la organización privada AVAMET (http://www.avamet.org/mx-meteoxarxa.php), en algunas estaciones meteorológicas de su red se superaron ampliamente los 600 mm durante el episodio. En Tàrbena (La Marina Baixa), en particular, se acumularon 668 mm, más de 200 mm el día 19 y también más de 200 mm el día 21. También fueron importantes las precipitaciones en Illes Baleares, pudiéndose destacar el Santuario de Lluc (Serra de Tramuntana, Mallorca), donde el total del episodio (del 19 al 24) arrojó 296 mm, de los que 127 cayeron en un día, el 21.

Llama la atención que muchas de las primeras precipitaciones del episodio y las que se produjeron en los días inmediatamente anteriores fueron en forma de nieve, incluso a cotas bajas, en particular en las comarcas de Alacant i València, donde AEMET tuvo vigente, durante un tiempo, un aviso rojo por nevadas.

La Figura 52.3 en la página anterior, obtenida de análisis AEMET, basados en estaciones de AEMET, permite ver la distribución de las precipitaciones de un modo más global que local. Los mapas corresponden al día civil, de 00 a 24 horas, concretamente a los días 19, 20, 21 y 22. Hay diferencias si se consideran los días pluviométricos (de 08 a 08 horas; no mostrados); en particular, el día 20 hay menos lluvia en la Comunidad Valenciana en el día pluviométrico que en el día civil, lo que confirma la disminución relativa de lluvias a lo largo de día, en esa zona, si exceptuamos la madrugada.

Pese a la moderada magnitud de la depresión implicada, el viento, de componente este, ya fue fuerte el día 19, pero lo fue más los días 21 y 22, cuando la depresión adquirió toda su intensidad. Tomando como referencia los datos horarios de velocidad media en 10 minutos en la Boya de Dragonera (de Puertos del Estado), situada al suroeste de la isla de Mallorca, el día 19 se llegó a 13,4 m/s y el día 21, 16,6 m/s (alcanzándose la fuerza 8 de la escala Beaufort). El oleaje fue notablemente alto, registrándose alturas significativas superiores a los 6 m, no sólo en Dragonera, sino en diversas boyas de la zona comprendida entre Illes Balears y la península ibérica (Maó, Dragonera, Valencia y cabo de Palos, de Puertos del Estado, y Canal de Eivissa, del Sistema de Observación Costero de las Illes Balears, Sistema de Observación Costero de las Illes Balears (SOCIB), lo que constituye récord en varias de esas boyas. En la boya del Canal de Eivissa (SOCIB), se registraron alturas máximas de oleaje de más de 10 m, lo que también es récord, aunque hay que decir que la serie es corta. Da idea de la fuerza del oleaje que en Cala Rajada, por ejemplo, al nordeste de Mallorca, las olas rompieron el dique del puerto (ver Figura 52.4).

En cuanto a la depresión en sí, no queda claro cómo se originó la primera fase, ni por qué se frustró. Desde luego la región en la que se estableció el mínimo de presión estaba situada bajo una amplia depresión fría en altura, que entre los días 16 y 17 había invadido el Mediterráneo, generando una profunda ciclogénesis, en una zona más bien lejana de la que nos ocupa, hacia el Tirreno.

La ciclogénesis principal dentro de este episodio, ocurrida a lo largo del día 20, hasta el 21, parece haber tenido un carácter muy baroclino, es decir, su energía vendría de la yuxtaposición de masas de aire diferentes, fría y cálida, enroscándose en espiral una sobre la otra, lo cual no significa que no haya habido contribuciones de otros factores, como la liberación de calor latente o los efectos orográficos.

Figura 52.4: Rotura del dique del puerto de Cala Rajada, el 21 de enero de 2017. Fotografía Diario de Mallorca, 21-01-2017, http://www.diariodemallorca.es/part-forana/2017/01/21/temporal-rompe-dique-cala-rajada/1182946.html.

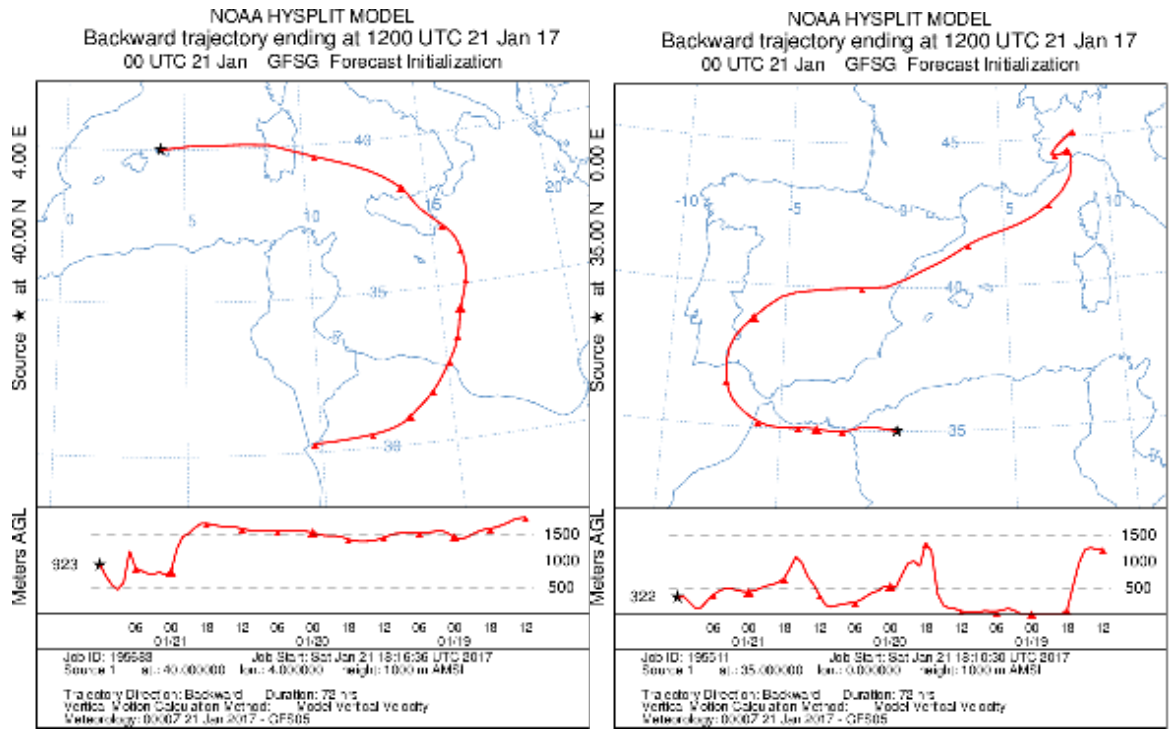


*Figura 52.5: Origen de las masas de aire que han entrado en la borrasca mediterránea desde el 19 de enero de 2017 a las 12 UTC, hasta las 12 UTC del día 21. Resultados obtenidos con el método HYSPLIT, de NOAA Air Resources Laboratory [***Stein2015***].*

Mediante el análisis de retrotrayectorias, en la Figura 52.5 puede verse cuál es el origen de las masas de aire que han ido entrando en la borrasca, en formación y ya madura. Aire africano cálido ha entrado hacia el norte de la borrasca, por el sur y el este, mientras aire frío de procedencia europea (resultado de la entrada fría que había habido desde los días 16 y 17) gira, desde el oeste, hacía el sur de nuestra borrasca.

Las imágenes de satélite, en canal de vapor de agua (Canal 5), a las 12 UTC y a las 21 UTC de día 21, visualizan el enroscamiento de las masas de aire; el aire frío seco, en descenso, se corresponde con zonas oscuras, mientras el aire cálido, húmedo, en ascenso, se ve en tonos claros, blancos. La borrasca llega a tener un aspecto incluso amenazador (Figura 52.6).

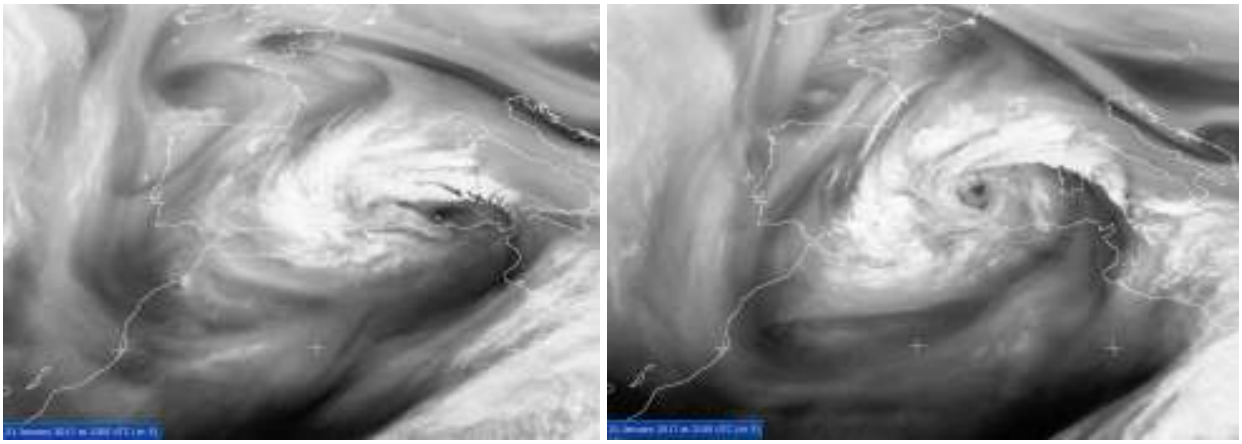


Figura 52.6: Imágenes MSG (sec. 7.3 en la página 92), en canal 5 (vapor de agua), día 21 de enero de 2017, a las 12 UTC (izquierda) y a las 21 UTC (derecha). European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites (EUMETSAT), vía Universidad de Dundee, UK.

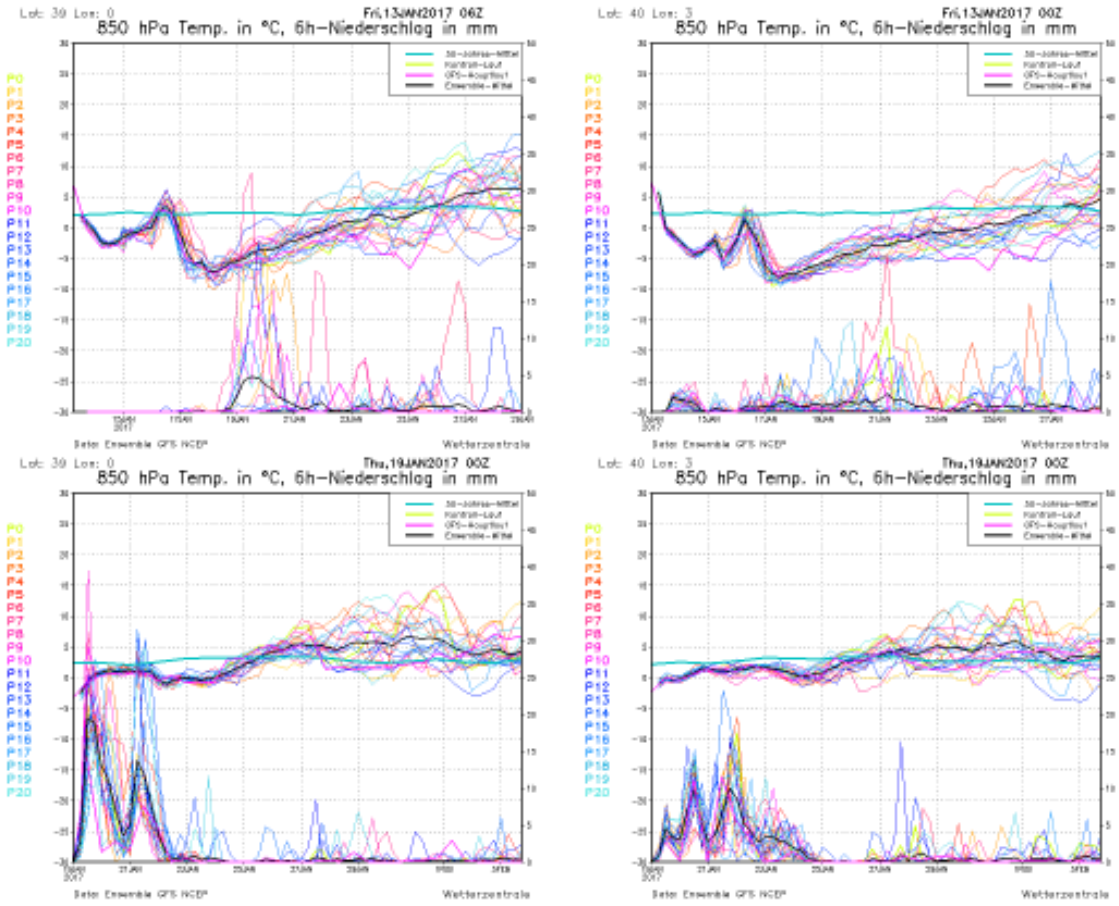


Figura 52.7: Predicciones de precipitación y temperatura en 850 hPa, iniciadas el 13 (arriba) y el 19 (abajo) de enero de 2017, en 39 ºN 0 ºE (izquierda) y en 40 ºN 3 ºE (derecha), procedente del sistema GEFS-NOAA [556, 608, 609] de predicción por conjuntos. Línea azul turquesa: media climatológica; negra: media del conjunto, rosa fucsia: pasada de control, verde claro: pasada determinista principal. (Adaptado de la presentación online de http://www.wetterzentrale.de/).

52.2 Predicciones probabilistas

52.2.1 Penachos GEFS

La Figura 52.7 muestran resultados de la predicción por conjuntos basada en el SPC GEFS [609] de NOAA, en una de las formas en que los presenta http://www.wetterzentrale.de/, en puntos de rejilla (malla) seleccionados. Los puntos seleccionados son 39 ºN 0 ºE, cerca de la costa sur de la provincia de Valencia, y 40 ºN 3 ºE, en el nordeste de Illes Balears. Son predicciones de temperatura a 850 hPa y precipitación, cada seis horas, con inicio día 13 (Figura 52.7, arriba) y día 19 (Figura 52.7, abajo).

Analizando la Figura 52.7, se puede decir que, a dos días vista, es muy clara la caída de temperatura en 850 hPa, con muy poca incertidumbre, tanto en Valencia, como en Illes Balears. En Valencia es, además, relativamente probable lluvia fuerte en la zona el día 19, lo que sería una indicación válida, a cuatro días vista. La media del conjunto de predicciones no da mucha agua para día 19, pero algunos elementos del conjunto sí, particularmente la pasada de control y la determinista del GFS. Desde entonces, la precipitación en Valencia es ruidosa y relativamente poco importante, incluido el día 21: no hay apenas información útil. En Illes Balears, alguna idea de lluvia importante día 21 sí la hay, aunque todo el período de predicción sufre bastante dispersión (ver sección 27.5.1 en la página 418). Las predicciones iniciadas el día 19 dan indicaciones claras del comportamiento de las precipitaciones, tanto en Valencia, como en Illes Balears, para los días 19, 20 y 21. Al acercarse el período de tiempo revuelto, la incertidumbre ha ido disminuyendo.

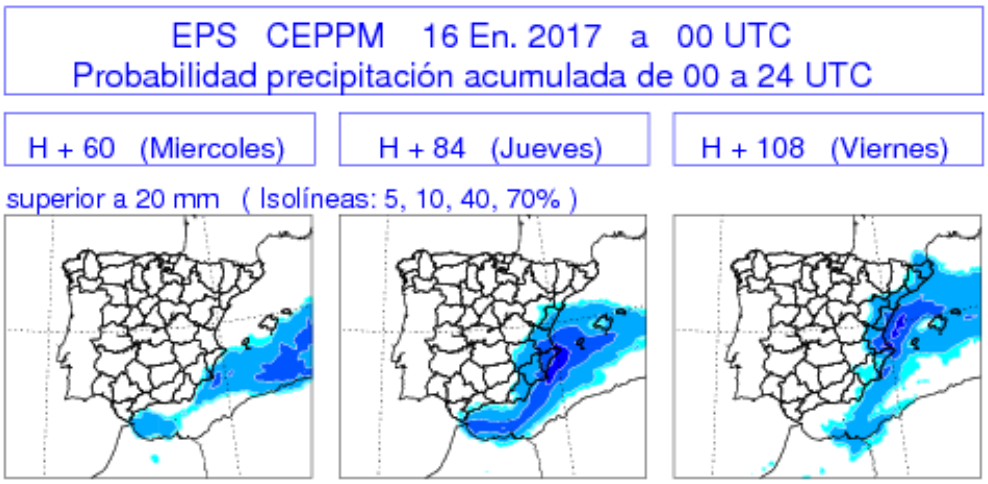


Figura 52.8: Probabilidad de precipitación acumulada en 24 horas superior a 20 mm, según ECENS, para los días 18, 19 y 20 de enero de 2017 (de izquierda a derecha). AEMET 2017.

52.2.2 Mapas de probabilidad ECENS

Otra manera de analizar el comportamiento de las predicciones de precipitación es a través de los mapas de probabilidad de sobrepasar un umbral determinado (sección 27.6.1 en la página 422). Para ello se han usado las predicciones por conjuntos del Centro Europeo (ECENS; no tendrían por qué coincidir con las del GFS en pequeñas escalas) y se ha considerado el umbral de 20 mm en 24 horas, en el día civil correspondiente.

En la Figura 52.8 aparecen las probabilidades de lluvia superior a 20 mm para los días 18, 19 y 20, según predicción del 16 de enero de 2017 a las 00 UTC, del sistema de predicción por conjuntos del Centro Europeo (ECENS). A 84 horas vista hay una clara indicación, con muy poca incertidumbre, de precipitación fuerte el día 19 (sábado), entre el sur de Valencia y Alicante. También hay una disminución clara de precipitación en esa zona concreta para el día 20 (domingo).

En la Figura 52.9 se analizan las predicciones probabilistas de precipitación para día 21 (sábado), a 132 horas vista (incluyendo los días 22 y 23) y a 84 horas vista (incluyendo los días 20 y 22). Al plazo más largo la indefinición de la predicción de precipitación para día 21 es mucha: hay una amplia zona con una misma probabilidad de superar los 20 mm, que, además, no es alta, entre el 10 y el 40 %. Al aproximarse la fecha, como es de esperar, la incertidumbre disminuye claramente y la predicción probabilista se hace más útil y, además, bastante congruente con lo sucedido luego.

Hay que reconocer que decir que hay una alta probabilidad de más de 20 mm tampoco es afirmar que vayan a caer 100 o 200 mm, pero sí debe destacarse que la superación de umbrales altos es más significativa que la de umbrales bajos, dadas sus diferentes distribuciones climatológicas. En cualquier caso, es interesante comparar las Figuras 52.8 y 52.9 con la Figura 52.3 en la página 807, con las reservas necesarias en cuanto a la interpretación de la información mostrada en cada figura.

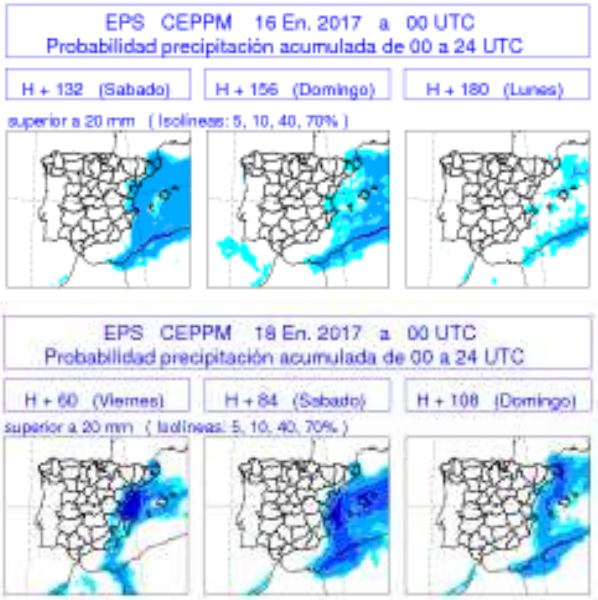


Figura 52.9: Probabilidad de superar 20 mm, según predicciones ECENS iniciadas el 16 (arriba) y el 18 (abajo) de enero de 2017 a 00 UTC, para el sábado 21 y los días inmediatamente próximos. (ECMWF; elaboración, AEMET).

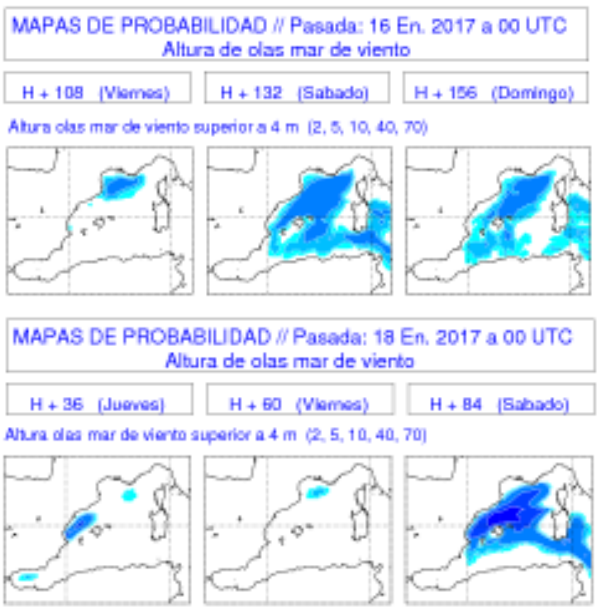


Figura 52.10: Probabilidad de superar los 4 m de altura significativa de olas, según predicciones ECENS iniciadas el 16 (arriba) y el 18 (abajo) de enero de 2017 a 00 UTC, para el sábado 21 y los días inmediatamente próximos. (ECMWF; elaboración, AEMET).

La utilidad de la predicción de vientos y mar se considera aquí analizando las predicciones de oleaje directamente, ya que las predicciones de oleaje son, como es sabido, totalmente dependientes de las predicciones de viento. Ver Figura 52.10. Recuérdese que se observaron alturas superiores a 6 m en boyas situadas entre las Illes Balears y las costas de Valencia, hasta Murcia (cabo de Palos). La probabilidad de superar los 6 m es nula en las predicciones del ECENS. En buena parte de la zona citada, la probabilidad de superar, no los 6, sino los 4 m es aún muy baja, atendiendo a las predicciones a 132 horas vista. Con predicciones a plazo más corto (84 horas) la probabilidad aumenta, pero no en toda la zona, ni de un modo muy rotundo: la predicción se hace más indicativa, más útil, pero no llega a ser plenamente satisfactoria.

Cabría interpretar que la predicción de vientos ha sido insuficiente y ello podría ser debido a que la ciclogénesis principal que define buena parte de ese episodio, no ha sido plenamente prevista por el ECENS, o, al menos, no ha sido bien prevista por un porcentaje importante de los elementos del conjunto.

Considerando las predicciones a 84 horas, la Figura 52.11 compara los mapas medios asociables a dos grupos (ver sección 27.4.1 en la página 412) de elementos de la predicción por conjuntos ECENS (agrupación por semejanza). En el grupo 2 (13 miembros) hay más gradiente de presión, más viento, que en el grupo 3 (11 miembros), pero quizás el gradiente sea insuficiente en ambos grupos de predicciones; quizás también en el primero, no mostrado.

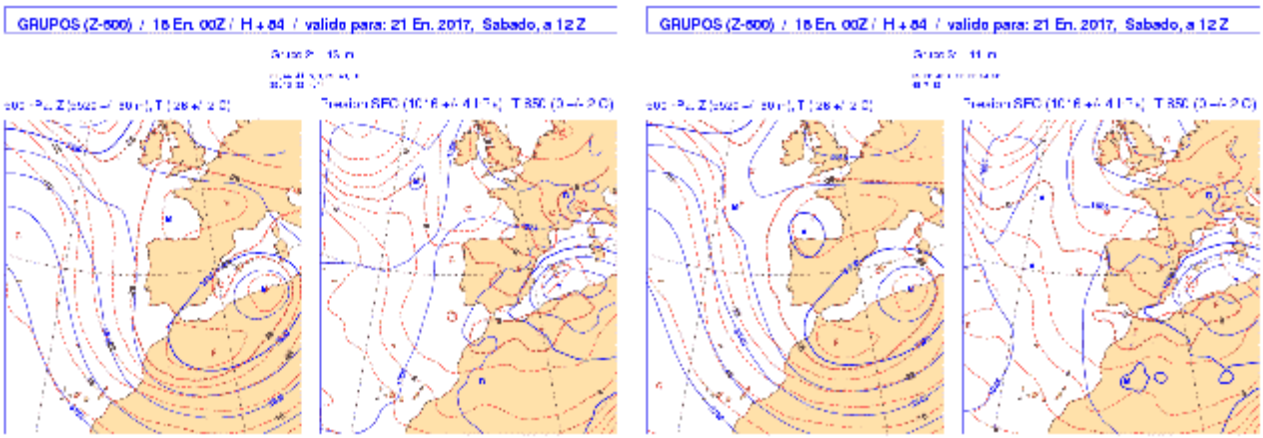


Figura 52.11: Dos grupos de predicciones a 84 h del ECENS, valídas para el 21 de enero de 2017 a las 12 UTC, con 13 y 11 elementos respectivamente. En cada grupo (pareja de mapas) puede verse la predicción media de geopotencial a 500 hPa (izquierda) y presión en superficie (derecha) (ECMWF; elaboración, AEMET).

Más débil es la borrasca que dibujan las predicciones de grupo 2 (12 miembros) de la predicción a 132 horas (Figura 52.12). Las diferencias de la predicciones de presión en superficie parecen asociables a diferencias en la predicción de geopotencial al nivel de 500 hPa.

Parece claro que en la ciclogénesis de 20-21 de enero de 2017 los factores orográficos, que serían los que más podrían aumentar la predecibilidad en casos de formación de borrascas, no han sido los más importantes.

Una ciclogénesis mediterránea como la considerada, relevante por su intensidad, más bien baroclina en cuanto al mecanismo de formación, con contribución probable de la liberación de calor latente de condensación y que tiene lugar a una escala espacial bastante menor que las ciclogénesis oceánicas más habituales tiene una limitada predecibilidad. Una herramienta como ECENS puede dar una orientación útil, pero no se puede esperar que aporte resultados plenamente satisfactorios en las escalas necesarias.

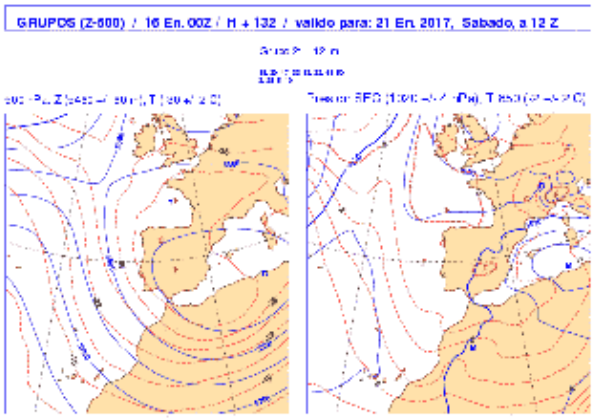


Figura 52.12: Grupo de predicciones a 132 h del ECENS con 12 miembros, válidas para el 21 de enero de 2017 a las 12 UTC. En cada grupo (pareja de mapas) puede verse la predicción media de geopotencial a 500 hPa (izquierda) y presión en superficie (derecha)(ECMWF; elaboración, AEMET)

Borrasca con baja predecibilidad (Feb 2017) 53

ALEJANDRO ROA ALONSO Y ÁLVARO SUBÍAS DÍAZ-BLANCO
Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Hacer predicciones es muy difícil, especialmente cuando se trata del futuro.
>
> NIELS HENRIK DAVID BOHR

El fin de semana del 10 al 12 de febrero de 2017 una baja fría se situó sobre la península ibérica provocando importantes precipitaciones en su mitad occidental, especialmente destacadas en el sistema Central, donde se recogieron precipitaciones con valores superiores a 100 mm en 24 horas durante el domingo 12. La predecibilidad de la situación fue baja, no tanto a nivel sinóptico, como a nivel mesoescalar. La localización y la intensidad de las precipitaciones fueron difíciles de determinar, incluso en el corto y hasta en el muy corto plazo. En este estudio comparamos el uso de la nueva técnica de agrupamiento (*clustering)* [190, 269, 434] que se está desarrollando el ATAP de AEMET, basada en el modelo probabilista del ECMWF, ECENS, descrita en la sec. 27.14 en la página 446, con la técnica que se ha venido usando en los últimos veinte años (sec. 27.4 en la página 412).

Imagen parte superior: Altocumulus lenticularis, tomada el 20-01-2018 a las 13 horas desde El Espinar, sierra de Guadarrama. Fotografía de LETICIA MILLA DÍEZ

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, borrasca con baja predecibilidad febrero 2017.

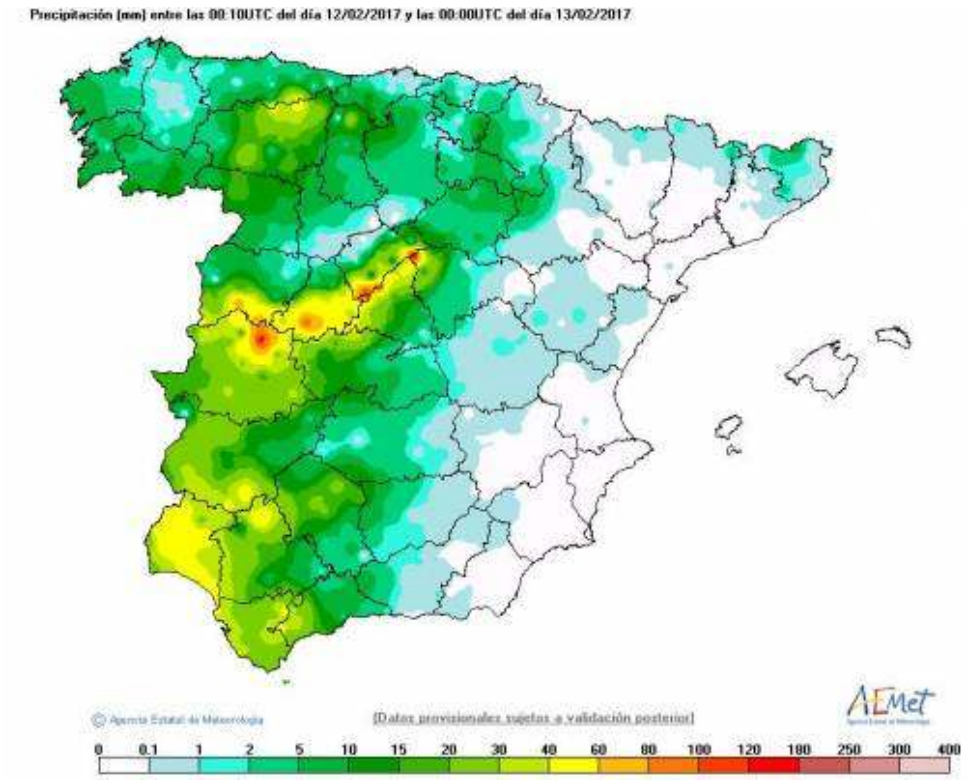


Figura 53.1: Precipitación entre las 00 y las 24 UTC del día 12. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

53.1 Observaciones destacadas y efectos

Aunque las precipitaciones afectaron a la mayor parte de la mitad occidental de la Península, fue en el sistema Central donde se recogieron las máximas precipitaciones del episodio durante el domingo 12, con valores superiores a 100 mm en numerosos puntos. El máximo entre las 00 y las 24 UTC fue de 153.6 mm en la estación de Piornal, en el valle del Jerte, provincia de Cáceres, a 1 175 m sobre el nivel del mar, entre las 00 y las 24 UTC (que aumenta hasta 187.6 mm si consideramos desde las 05 UTC del domingo 12 y la misma hora del lunes 13), y hubo otros valores destacados en la estación de esquí de Cerezo-La Pinilla, en Segovia, a 1 860 m (137 mm entre las 00 y las 24 y 196.2 mm entre las 11 del día 12 y las 11 del 13) y en San Rafael, Segovia, 1 260 m (128.6 mm de 00 a 24 y 154.0 mm entre las 06 y las 06).

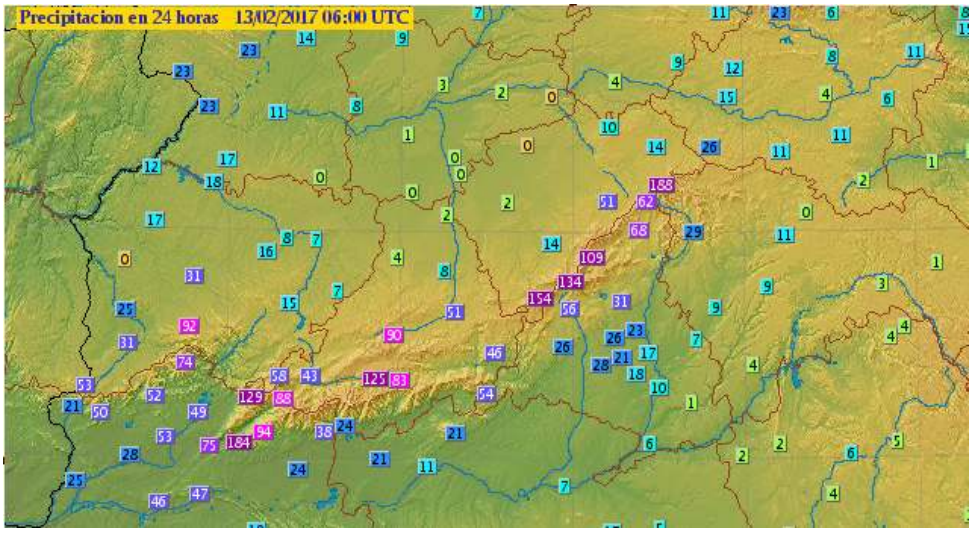


Figura 53.2: Precipitación entre las 06 UTC del día 12 y las 06 UTC del día 13. AEMET.

Precisamente, en San Rafael y en la vecina localidad de La Estación de El Espinar (que forman parte del mismo municipio de El Espinar), las inundaciones debido a las intensas lluvias caídas provocaron importantes destrozos y la interrupción del servicio ferroviario, tal y como se recoge en la siguiente noticia: http://www.elnortedecastilla.es/segovia/201702/13/lluvia-provoca-noche-riadas-20170213090512.html

Figura 53.3: Destrozos causados por las inundaciones en San Rafael. Fotos de CAROLINA HERNANDO GÓMEZ.

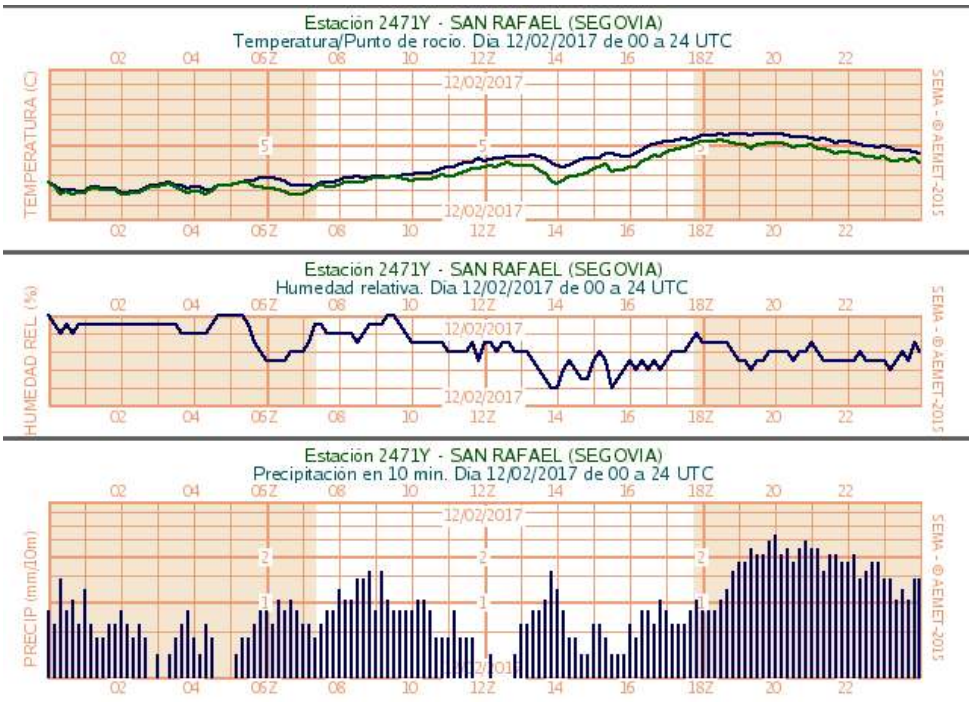


Figura 53.4: Gráfica de la estación automática de San Rafael. AEMET.

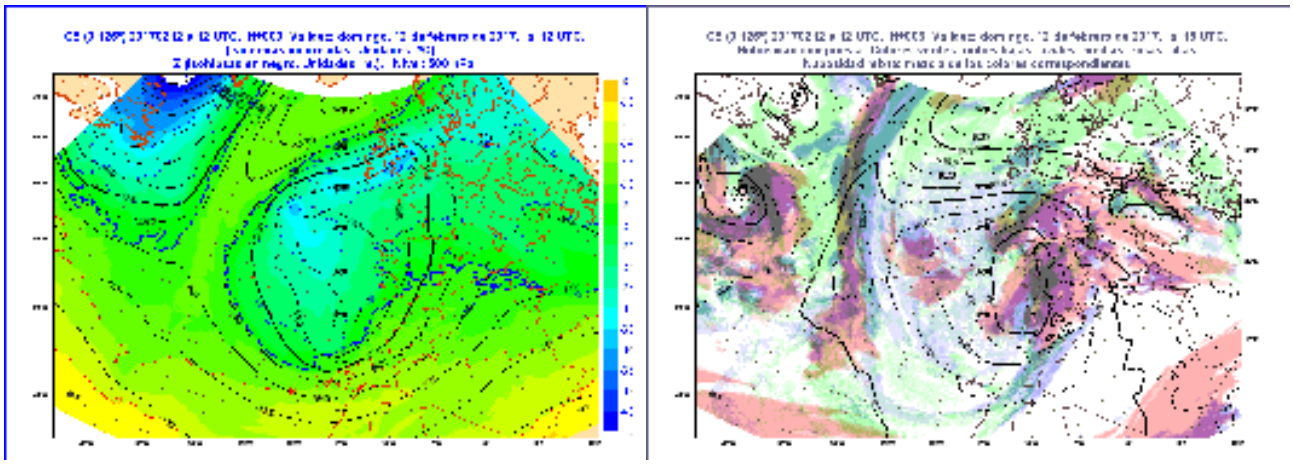


Figura 53.5: Izquierda: Temperatura y geopotencial en 500 hPa el día 12 a las 12 UTC, según análisis del modelo ECHRES. Derecha: Presión en superficie con nubosidad el día 12 a las 18 UTC, según previsión a 6 horas del modelo ECHRES del día 12 a las 12 UTC.

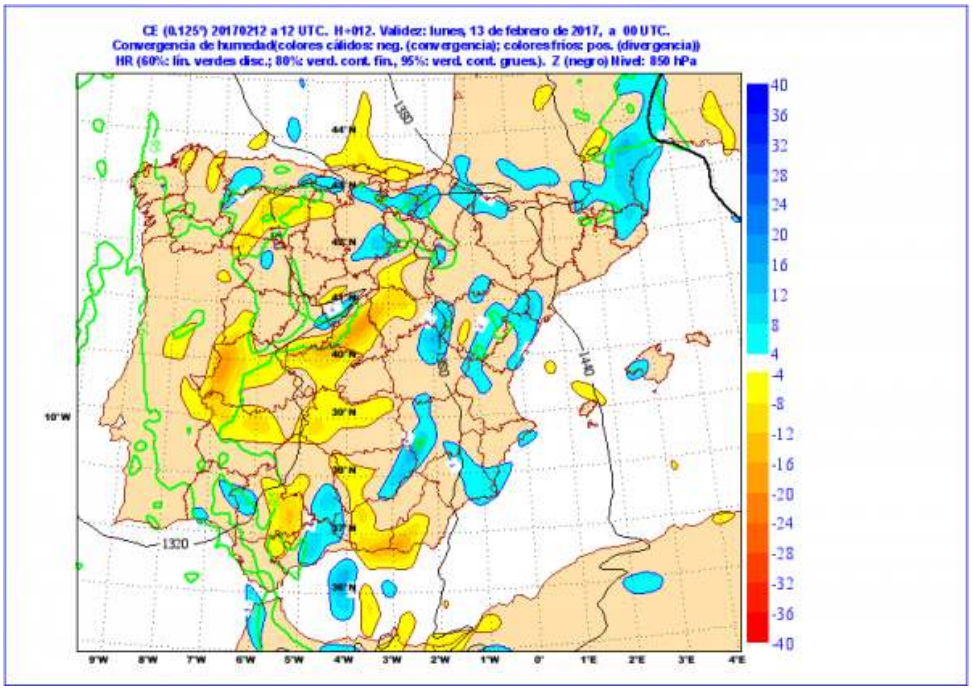


Figura 53.6: Convergencia de humedad en 850 hPa a las 00 UTC del día 13, según modelo ECHRES del día 12 a las 12 UTC.

53.2 Análisis de la situación

Vemos, en primer lugar, el análisis de geopotencial y temperatura del día 12 a las 12 UTC (Figura 53.5 izquierda), es decir, la situación que finalmente se produjo, según el modelo determinista del ECMWF, ECHRES. El centro de la baja se sitúa aproximadamente sobre 45º N 20º W, con un centro secundario al norte de Madeira, y un flujo húmedo del sur algo divergente sobre la Península.

En cuanto a la presión en superficie, en el mapa previsto del ECHRES del día 12 a las 12 UTC para las 18 UTC (casi un análisis, Figura 53.5 derecha), se observa que la baja ocupa un área similar a la de 500 hPa, con un mínimo sobre el golfo de Cádiz y una circulación intensa sobre la Península. La Figura 53.6 muestra la convergencia de humedad en 850 hPa a las 00 UTC del día 13.

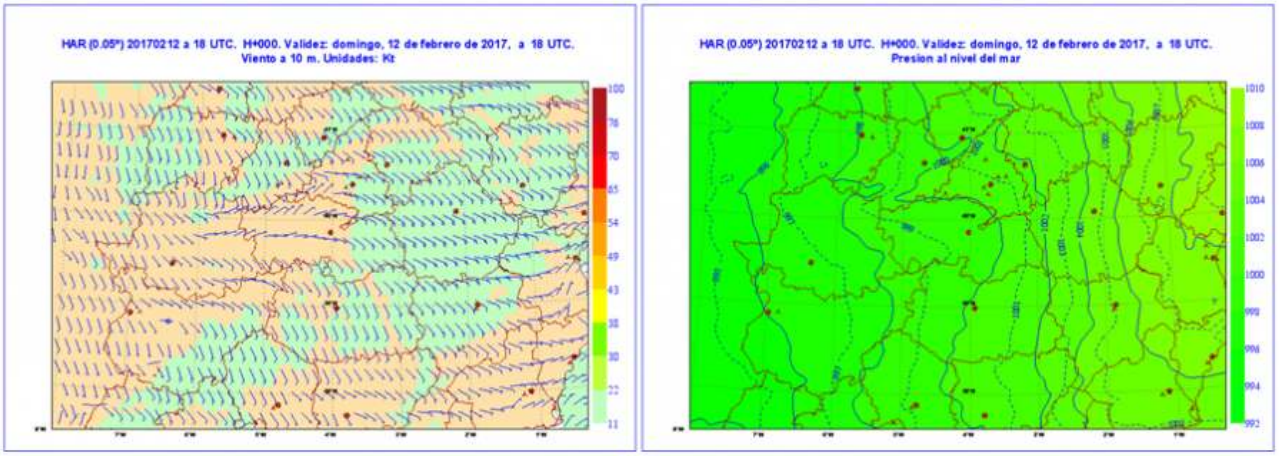


Figura 53.7: Análisis de viento y de presión a nivel del mar según modelo HIRLAM de alta resolución del día 12 a las 18 UTC para el área central de la Península. AEMET.

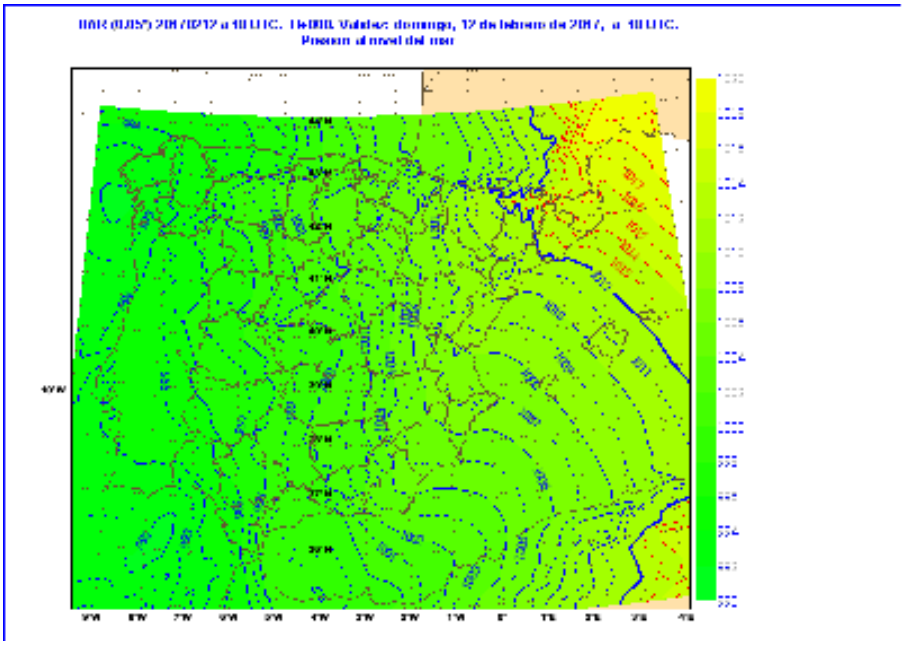


Figura 53.8: Análisis de viento según modelo HIRLAM de alta resolución del día 12 a las 18 UTC para toda la Península Ibérica. AEMET.

En el análisis del modelo determinista HIRLAM de alta resolución (Figuras 53.7 y 53.8) se observa la convergencia de vientos sobre el sistema Central y la formación de una mesoalta a barlovento, en el lado de la meseta Sur, y una mesobaja a sotavento, en la meseta Norte, dentro de una zona de bajas presiones generalizadas, con el centro de la baja en el golfo de Cádiz y valor de 992 hPa y un fuerte gradiente de presión en toda la Península, pues en el extremo noreste se alcanzan 1 017 hPa. El modelo conceptual de dipolo se observa realmente en todas las cadenas montañosas que discurren en sentido zonal, desde los sistemas Béticos hasta la cordillera Cantábrica y Pirineos, pero es sobre el sistema Central, donde convergen los flujos del Atlántico, desde el golfo de Cádiz hacia el norte, con los del Mediterráneo, donde la convergencia de humedad es máxima. El ascenso orográfico, importante factor al tratarse de elevaciones superiores a 2 000 metros, contribuye a reforzar aún más las precipitaciones.

Por tanto, la clave para la predicción adecuada de la situación de intensas lluvias en el sistema Central está más en la posición y profundidad de la baja en superficie que en la posición de la baja en niveles altos.

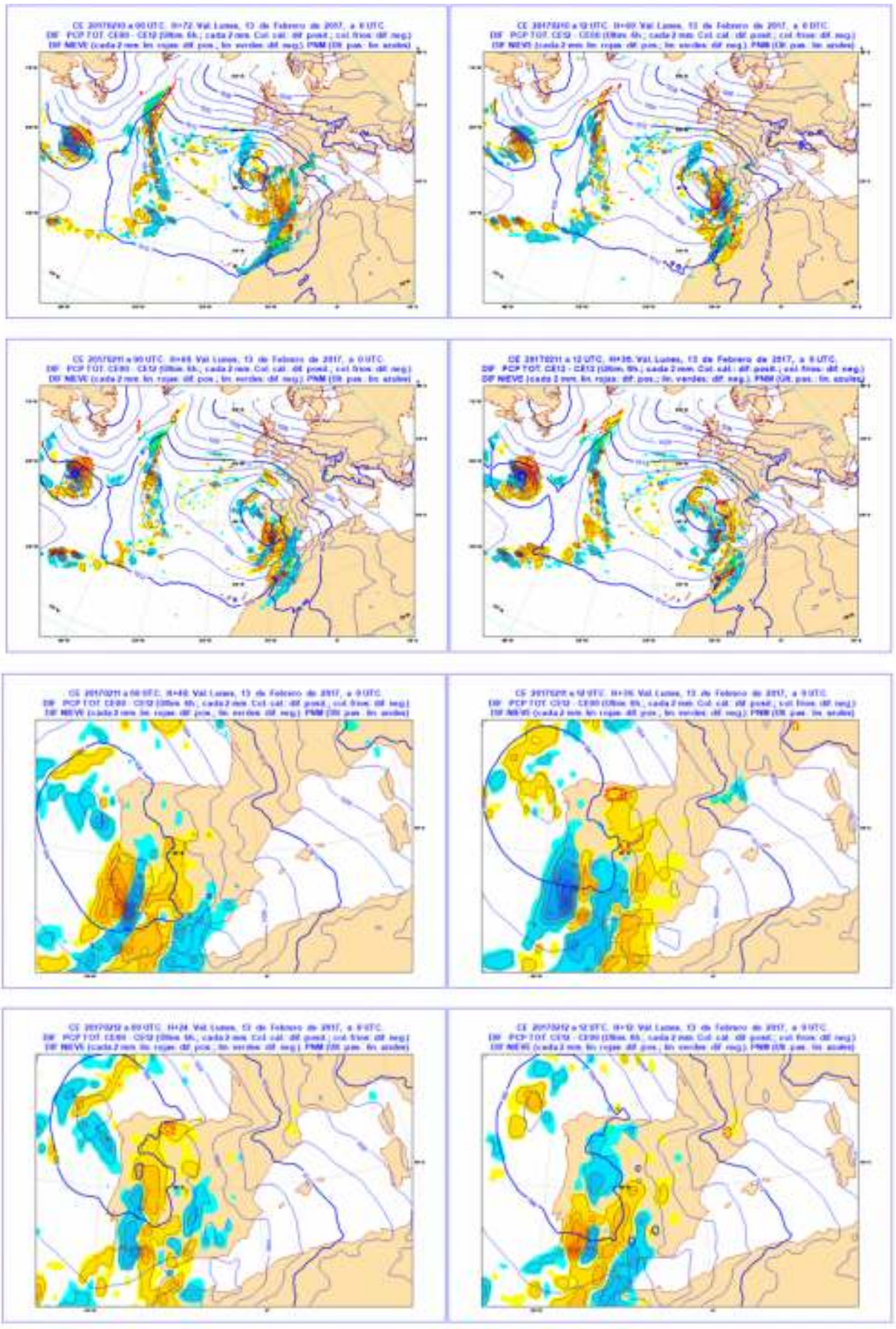


Figura 53.9: Diferencia de precipitación entre pasadas sucesivas del modelo ECHRES para el periodo de las 18 UTC del día 12 a las 00 UTC del día 13. Conjunto superior de cuatro mapas: área sinóptica. Conjunto inferior de cuatro mapas: área Península y Baleares. AEMET.

53.3 Diferencia entre las pasadas del modelo determinista

Las sucesivas pasadas del modelo determinista del Centro Europeo ECHRES muestran grandes diferencias en cuanto a la cantidad y la localización de la precipitación, incluso en el caso de pasadas muy cercanas a la validez de la predicción. Lo podemos comprobar, a escala sinóptica, comparando las pasadas que van desde las 00 UTC del día 10 hasta las 12 UTC del día 11, cada 12 horas, cada pasada con la anterior, para el periodo de validez de 6 horas que va desde el día 12 a las 18 UTC hasta el día 13 a las 00 UTC (Figura 53.9 en la página anterior, arriba). Donde los colores son cálidos, la pasada del último modelo pronostica valores mayores que la del penúltimo, y donde son fríos, lo contrario.

Aumentando la escala, hasta el área peninsular (Figura 53.9 en la página anterior, abajo), comprobamos que incluso para las pasadas que van desde las 00 UTC del día 11 hasta las 12 UTC del día 12, y para el mismo periodo y alcance, las diferencias en la localización e intensidad se mantienen. Es decir, la pasada de las 12 UTC del día 12 (abajo a la derecha) difiere sustancialmente de la de las 00 UTC para las últimas horas del mismo día 12, aunque no demasiado en el área de máximas precipitaciones del sistema Central.

Veamos a continuación la cantidad total de precipitación prevista por el modelo ECHRES para el periodo de 24 horas que incluye todo el día 12, según las pasadas de las 00 UTC de los días 9, 10, 11 y 12 (Figura 53.10). El día 9, arriba a la izquierda, se observa cómo las precipitaciones abarcan la totalidad de la Península, y aún llegan a Baleares. Los máximos se dan en el sistema Central y sierras de Cádiz y Málaga. El día 10 el Mediterráneo prácticamente queda libre y se marca un máximo destacado en el entorno del golfo de Cádiz. El día 11 el máximo se extiende por casi todo el cuadrante suroeste peninsular, y el 12 se refuerza la precipitación sobre el sistema Central y a lo largo del límite entre España y Portugal, que es lo que se observa en los datos de precipitación recogida. Los valores, en todo caso, fueron inferiores a los observados posteriormente. Concretamente, el modelo mostraba unos máximos de 60-80 mm en 24 horas en la zona de la sierra de Gredos, que sí que se recogieron, pero el entorno de la sierra de Guadarrama, donde se superaron los 100 mm sólo mostraba valores de 40-60 mm.

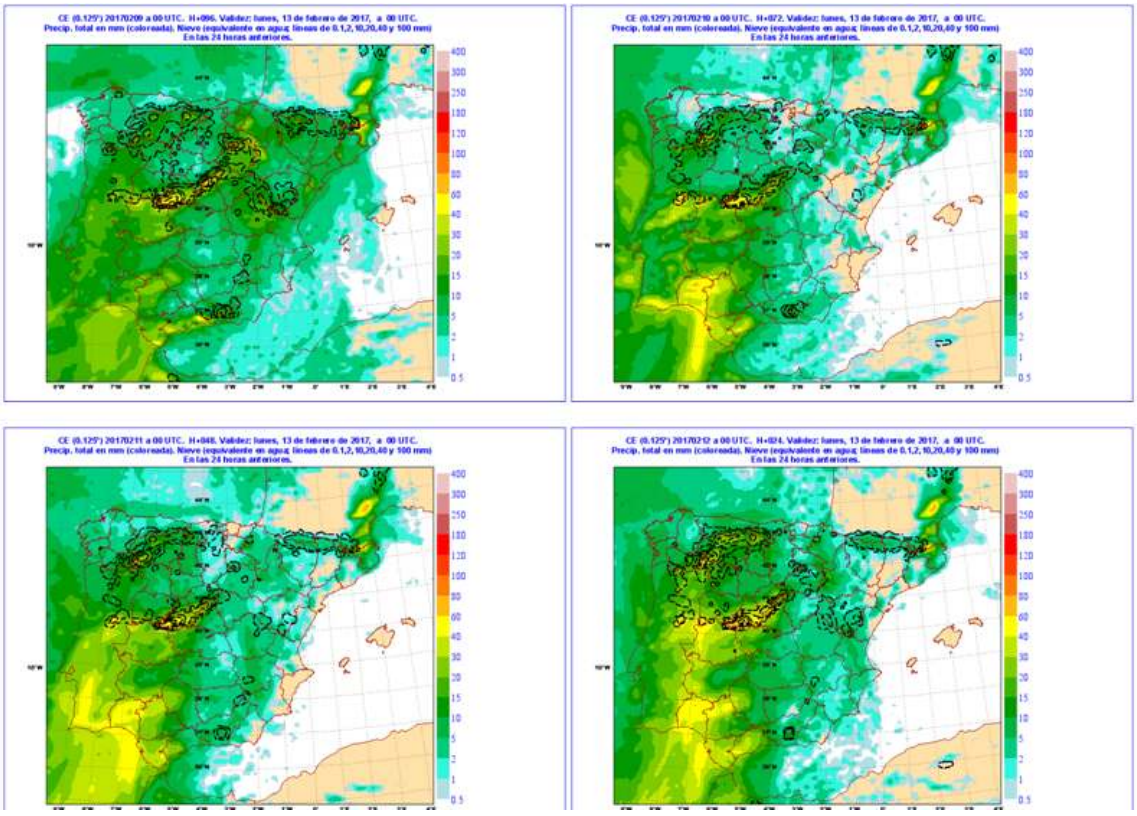


Figura 53.10: Precipitación según las pasadas de las 00 del ECHRES de los días 9, 10, 11 y 12 para el periodo de 24 horas comprendido entre las 09 UTC del día 12 y las 00 UTC del día 13

53.4 Salidas del ECENS o ENS-IFS

53.4.1 Grupos según la técnica antigua

Para evaluar la predecibilidad de la situación, su dispersión, etc., mostramos, en primer lugar, la agrupación de los miembros del ECENS, hecha en AEMET según la técnica antigua, desde el día 2 hasta el 9 de febrero para los días 10 al 12 de febrero. La Figura 53.11 muestra un extracto de todo el seguimiento habitual desde más de una semana antes, seleccionando los grupos para el sábado 11, a 6 días vista y a 5 días vista.

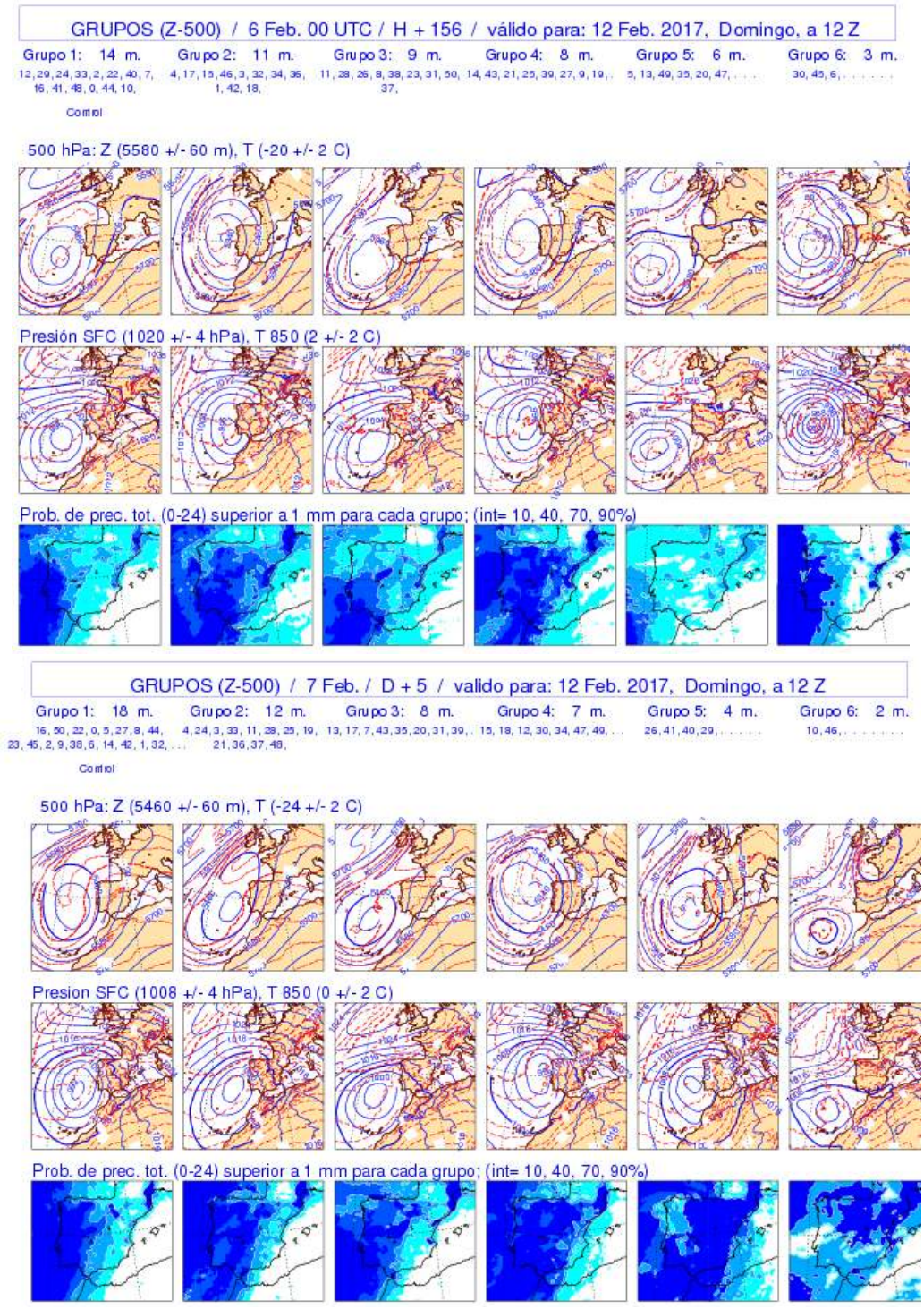


Figura 53.11: Grupos con técnica antigua de los días 6 (arriba) y 7 (abajo) para el día 12 a mediodía. AEMET.

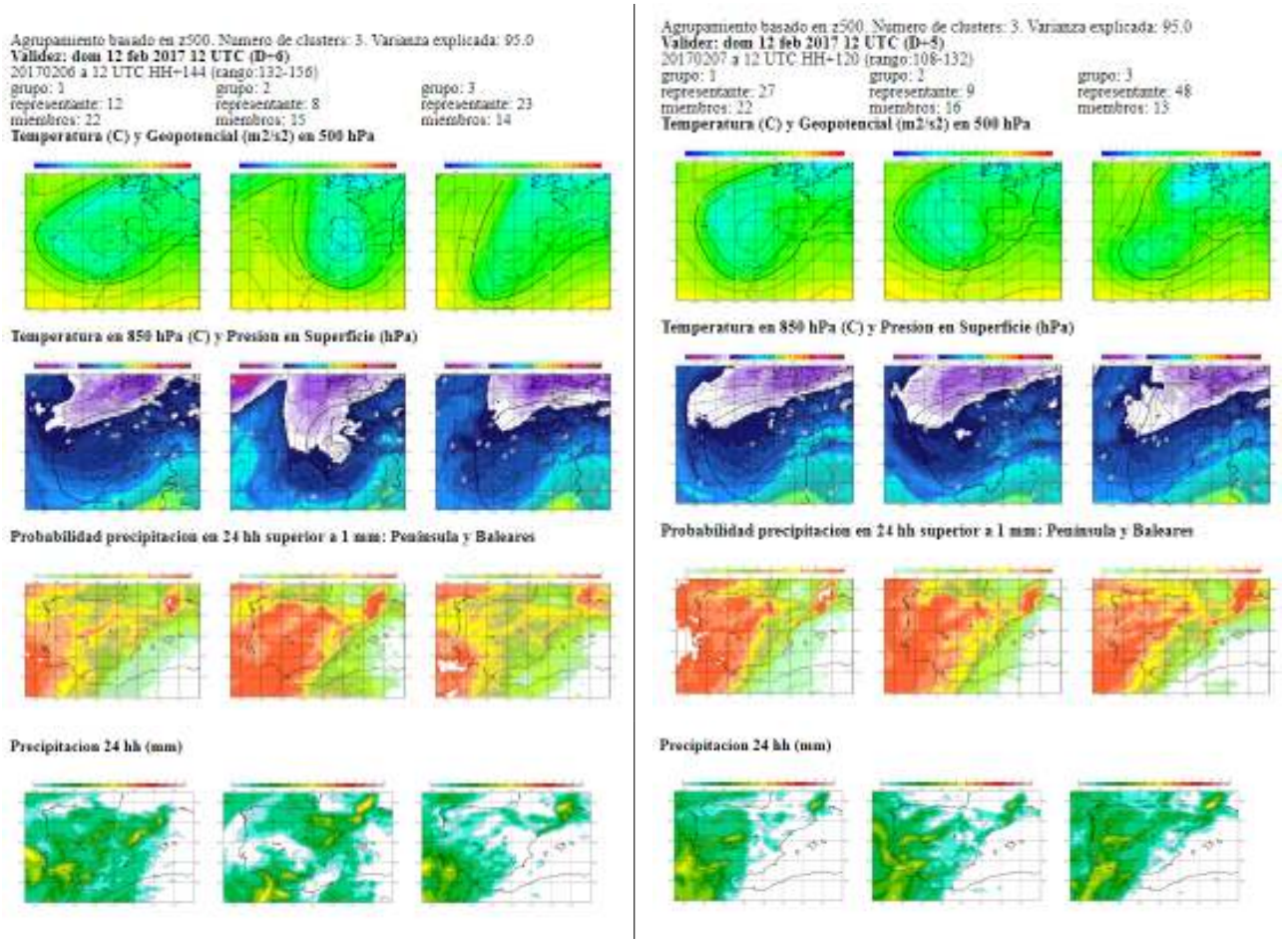


Figura 53.12: Grupos con técnica nueva de los días 6 (izquierda) y 7 (derecha) para el día 12 a mediodía. AEMET.

53.4.2 Nueva técnica de *clustering* de AEMET, pasadas de los días 6 y 7

En las siguientes imágenes (Figura 53.12, parte izquierda) se muestran las agrupaciones (*clusters*) a que da lugar la nueva técnica que se está desarrollando en el ATAP para la pasada del día 6 a las 12 UTC, previsto a 144 horas, es decir para las 12 horas del día 12. En la fila superior se muestra el geopotencial en 500 hPa, que es la variable sobre la que se hacen los cálculos, del mismo modo que se hace con la técnica antigua, aunque es posible hacerlos sobre otras variables.Vemos que se crean tres grupos, el 1 con 22 miembros, el 2 con 15 miembros y el 3 con 14 miembros. A diferencia del método antiguo, en el que se calcula y dibuja el promedio de los miembros de cada *cluster*, con el nuevo método se dibujan los contornos de geopotencial de uno de los miembros, el llamado *representante*, por ser el más cercano a la media del grupo, que en este caso es el miembro 12 para el primer grupo, el 8 para el segundo y el 23 para el tercero. En el mismo gráfico se representa la temperatura en 500 hPa también para el representante de cada grupo. En la fila segunda se dibujan la presión en superficie y temperatura en 850 hPa para esos mismos miembros representantes de cada uno de los grupos, y en la tercera la probabilidad de precipitación mayor que 1 mm para cada *cluster*, para las 24 horas del día 12. Por último, en la cuarta fila, se muestra la cantidad de precipitación durante las 24 horas del día 12 para los miembros representantes, es decir, para los miembros 12, 8 y 23, que son los más cercanos a la media de cada grupo. Se observan importantes diferencias entre los miembros representantes de cada grupo, tanto en la ubicación de la baja en altura y en superficie como en la precipitación resultante, no muy similar a la observada finalmente.

A continuación (Figura 53.12, parte derecha) vemos los gráficos correspondientes a la pasada del día 7 a las 12 UTC, previsto a 120 horas, es decir para las 12 horas del mismo día 12. La nueva técnica de *clu*stering nos muestra de nuevo tres grupos, el primero con 22 miembros, representado por el número 27, el segundo con 16 miembros, representado por el 9, y el tercero con 13 miembros, siendo el 48 el representante. Observamos que las diferencias entre los grupos o

sus representantes son ahora menores que el día 6, y que el segundo grupo se asemeja mucho al análisis de la situación del día 12, tanto en la posición, forma y profundidad de la baja en 500 hPa y en superficie como, muy notablemente, en la precipitación prevista, al menos en su distribución (no es de esperar que un modelo de la resolución del ECENS pueda reproducir valores tan altos como los que se produjeron). A partir del día siguiente las distintas salidas del nuevo método de «*clustering*» se van aproximando aún más al análisis del día 12, con miembros representantes prácticamente idénticos a dicho análisis.

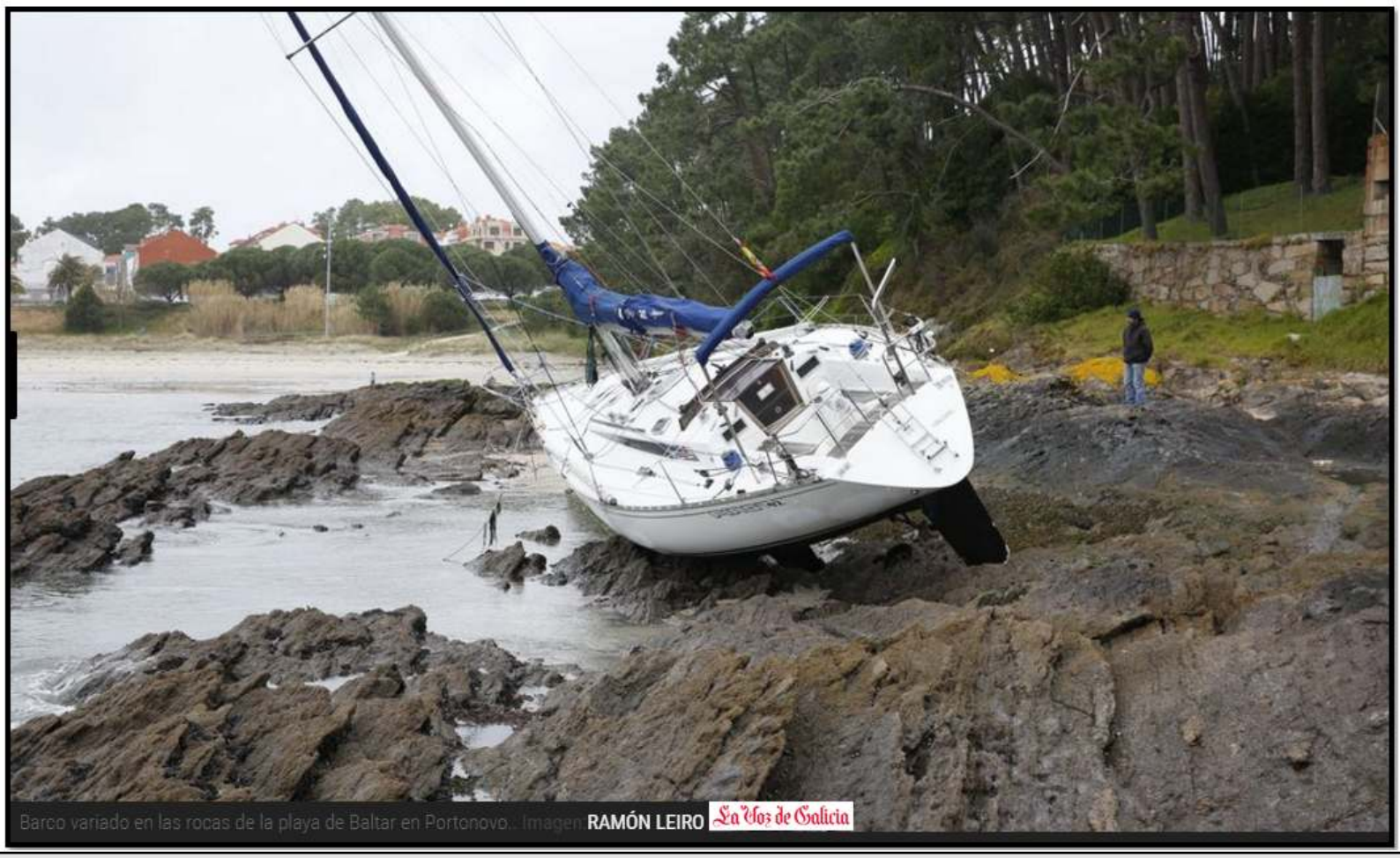
Se puede observar que el representante del segundo grupo, que es el miembro 9, se encuentra en el grupo 1 calculado según la técnica antigua, grupo que incluye 18 miembros, entre ellos el de control. Sin embargo, los mapas de geopotencial en 500 hPa y de presión en superficie, que son promedios de dichos 18 miembros, no se asemejan tanto al análisis del día 12 como lo hacen los asociados al grupo 2 en la nueva técnica. La baja en superficie, concretamente, tiene su centro más alejado del golfo de Cádiz. Además, estos mapas dibujados según la técnica antigua presentan un aspecto «redondeado» y suavizado, poco realista, consecuencia de promediar un número grande de miembros.

53.5 Conclusiones

Dado que la nueva técnica de *clustering* se encuentra en proceso de estudio y desarrollo en estos momentos, no puede aún establecerse de modo incuestionable cuáles son sus ventajas respecto del antiguo, empleado en AEMET durante los últimos veinte años. Lo que sí podemos afirmar es que se trata de un método que tiene más sentido teórico al no representar campos calculados a partir de la media de los distintos miembros para cada grupo, sino los campos referidos a un miembro representante de cada uno de esos grupos, el más cercano a su *centro*. La ventaja de hacerlo así es algo que está pendiente de evaluar sistemáticamente.

Por otra parte, la nueva técnica, a diferencia de la antigua, no produce un número fijo de grupos (seis) sino un número variable, entre uno y seis, en función de la dispersión de la muestra. De este modo se evita aplicar al procedimiento objetivo una corrección subjetiva consistente en la creación de *supergrupos* de modo interactivo por parte del predictor de medio plazo. Con la nueva técnica los *supergrupos* tienen que salir de modo objetivo, en un solo paso. Igualmente, las ventajas de esto están pendientes de ser evaluadas de modo objetivo, y aún subjetivo.

Lo que resulta indudable es la conveniencia de actualizar la técnica de *clustering* respecto de la que se ha estado utilizando durante las últimas décadas, tal y como se ha hecho en el ECMWF, y explorar sus posibilidades de adaptación para nuestras latitudes, un campo de investigación con infinidad de posibilidades.



Temporal marítimo en Galicia (Feb 2017)

54

FRANCISCO JAVIER DÍAZ BÁRCENA
Área de Predicción Operativa (APRO), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JOSÉ HIERRO CARNICERO
Delegación territorial (DT) en Galicia, AEMET

Asubían os ventos,
brúan as raucas olas,
ráchanse as brancas velas,
fungan as tesas cordas.

Quexumes dos pinos e outros poemas – EDUARDO PONDAL

Se presenta a continuación el proceso de predicción del estado de la mar en las aguas costeras de Galicia con ocasión de un temporal atlántico ocurrido en los primeros días de febrero de 2017. Este proceso comienza de forma temprana en el medio plazo estudiando, con un enfoque probabilista, los diferentes escenarios posibles que podrían dar lugar a situaciones de aviso de fenómenos adversos, tal y como los contempla el plan Meteoalerta (cap. 41 en la página 635) vigente en AEMET. Ya en el corto plazo, entre 48 y 72 horas antes de la ocurrencia de los fenómenos previstos, y con un enfoque crecientemente determinista, se plantea la decisión de emitir avisos, en este caso bajo la responsabilidad del Grupo de Predicción y Vigilancia de A Coruña. Finalmente se contrasta brevemente la predicción realizada con algunos de los datos registrados.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, temporal marítimo den Galicia febrero 2017.

Imagen parte superior: Fotografía de RAMÓN LEIRO, La Voz de Galicia.

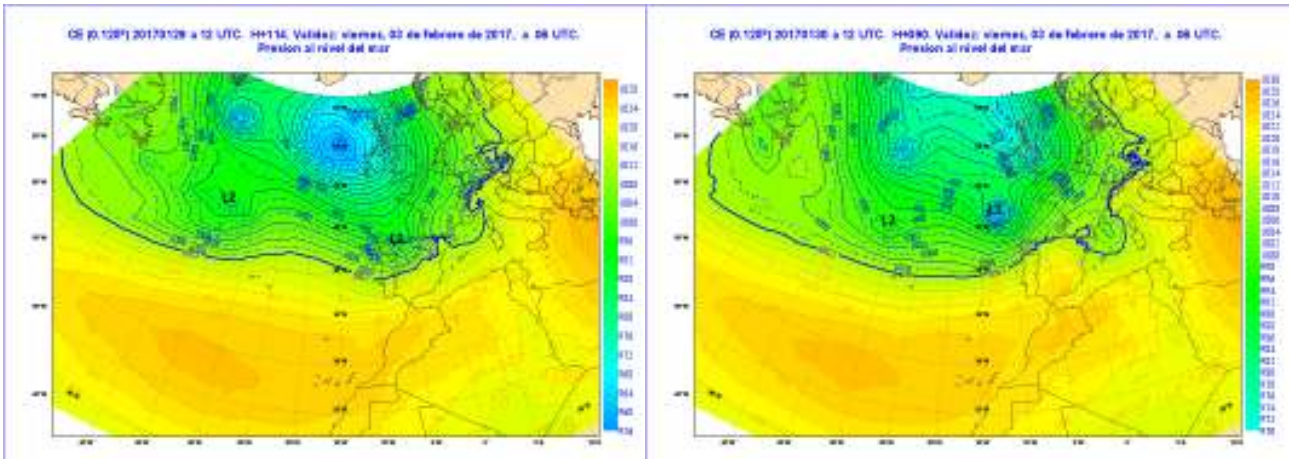


Figura 54.1: Predicción de la presión al nivel del mar para el día 3 a las 06 UTC correspondientes a las pasadas del 29 y el 30 de enero de 12 UTC. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) 2017.

54.1 Descripción de la situación

Desde el día 1 hasta el 5 de febrero de 2017, bajo una fuerte circulación zonal en altura con máximos de viento sobre la latitud 45 N aproximadamente, se fueron produciendo sucesivas ciclogénesis en el Atlántico central que se profundizaban y desplazaban rápidamente al acercarse al noroeste de la península ibérica, para después recorrer el golfo de Vizcaya con rumbo NE hacia el norte de Francia.

Estas ciclogénesis, asociadas a profundización de vaguadas en altura a la salida de fuerte circulación del oeste sobre el Atlántico, no llegaban a cumplir el requisito de explosivas (24 hPa en 24 horas) aunque sí cuando se limitaba el criterio a la profundización en 12 horas.

Esta situación produjo episodios de temporal en las costas de Galicia y en menor medida en las del Cantábrico. Nos fijaremos en particular en las dos bajas que pasaron en las madrugadas del 3 y el 4 de febrero cerca del norte de Galicia, que denominaremos L1 y L2 (ver Figura 54.1), y en las dificultades de su predicción.

Aunque las rachas de viento durante este episodio en muchas zonas de la Península alcanzaron valores muy fuertes y las precipitaciones fueron importantes en algunas zonas, prestaremos atención en este estudio fundamentalmente al estado de la mar y las dificultades en la toma de decisión para la emisión de avisos de nivel rojo en las zonas costeras.

Los avisos de fenómenos meteorológicos adversos se describen con detalle en el capítulo dedicado al plan Meteoalerta (cap. 41 en la página 635) vigente en AEMET.

54.2 Problemática de la predicción

El aviso rojo en las zonas costeras de Galicia y el Cantábrico se debe emitir por AEMET cuando se prevea alguna de las dos siguientes condiciones: altura significativa de olas de mar compuesta o combinada superior a 8 metros y/o viento medio superior a fuerza 10. En lo sucesivo toda referencia que se haga a altura de ola, prevista u observada, se referirá a la altura significativa que se define como el valor medio del tercio de las olas más altas en el espectro del oleaje. Por otro lado, tradicionalmente se distinguen dos tipos de oleaje que contribuyen al oleaje de mar compuesta o combinada que es el objeto de los avisos: olas por mar de viento y olas por mar de fondo. Las primeras se dan en una determinada zona debidas al viento que en ese momento sopla en esa zona. El oleaje de mar de fondo sin embargo lo ha producido viento que ha soplado durante cierto tiempo sobre una extensión de mar (*fetch*) propagándose posteriormente hasta la zona objeto de la predicción. En la situación que tratamos, ambas contribuciones son importantes. Sin embargo, tienen una diferencia a efectos de la predicción: su diferente predecibilidad, menor para la mar de viento. Véanse como ejemplo en la Figura 54.2 en la página siguiente los mapas de probabilidad (sección 27.6.1 en la página 422) del SPC del ECMWF (ECENS, sec. 19.3 en la página 299) [492] del 29 de enero previstos para los días jueves 2, viernes 3 y sábado 4 de febrero.

Las dos bajas que tratamos producen vientos muy fuertes y la consiguiente mar de viento, pero sus efectos concretos sobre el litoral gallego y cantábrico van a depender de sus características particulares: trayectoria, cronología de su evolución, profundidad y gradiente de presión producido.

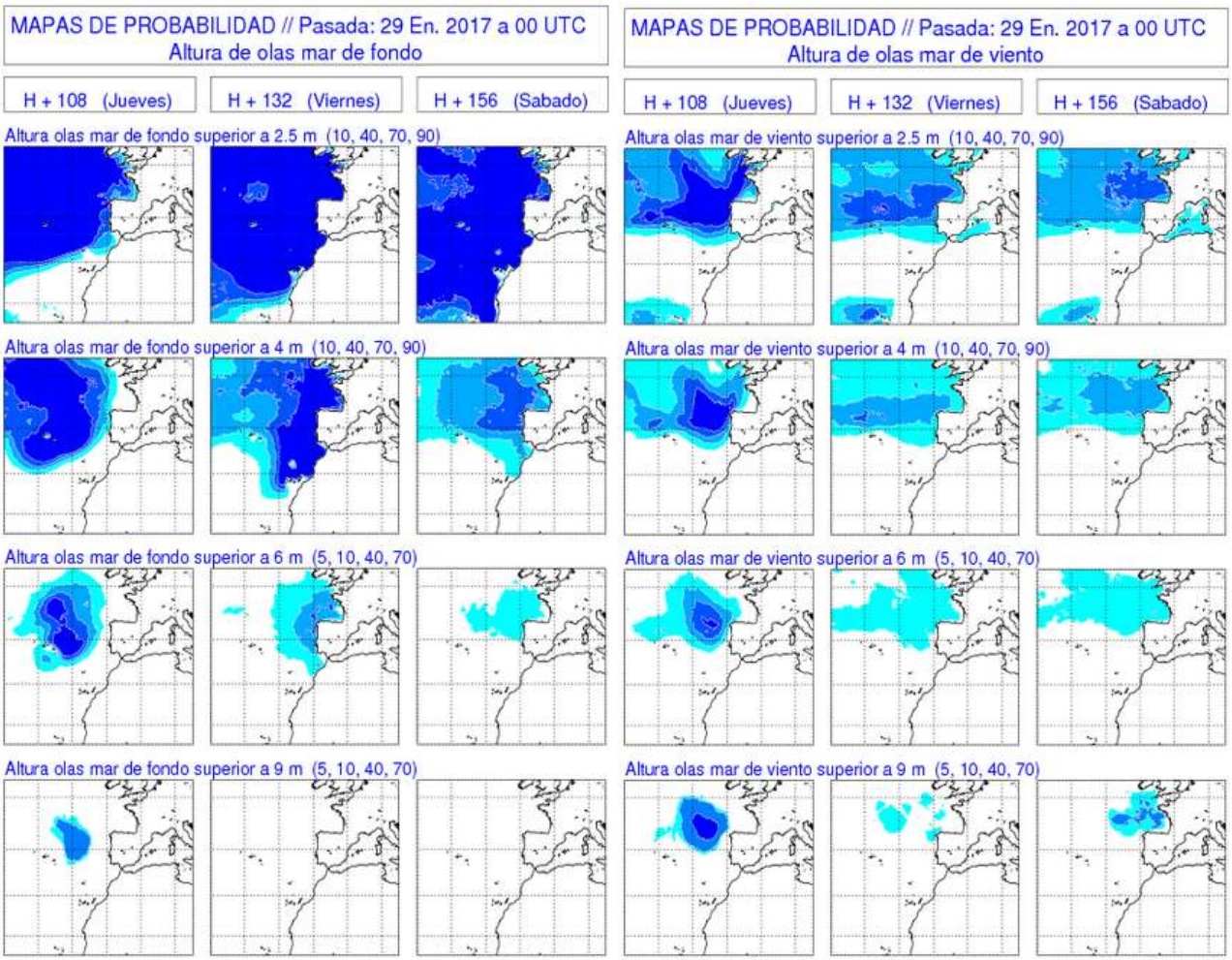


Figura 54.2: Mapas de probabilidad previstos para la altura de olas de mar de fondo y de viento. Para los umbrales 2.5 y 4 m los intervalos de probabilidad son blanco=0-10%, celeste=10-40%, azul1=40-70%, azul2=70-90%, azul3=90-100%; para los umbrales de 6 y 9 m son blanco=0-5%, celeste=5-10%, azul1=10-40%, azul2=40-70%, azul3=70-100%). Comparativamente, los mapas correspondientes al mar de viento muestran distribuciones de probabilidad de superación de umbrales más dispersas geográficamente. AEMET 2017.

Pequeñas diferencias en su evolución sinóptica darán lugar a diferentes efectos sensibles (altura de ola y fuerza del viento) en diferentes zonas, lo que cambiará la predicción que se emita y el correspondiente nivel de aviso. Las dudas que acompañan a una situación como la estudiada a la hora de decidir la emisión de avisos de nivel naranja o rojo provendrán en buena medida de la incertidumbre que acompañe a la predicción de estas bajas y del mar de viento que producirán.

54.3 Inconsistencia de las pasadas sucesivas del modelo ECMWF de alta resolución ECHRES

Aunque en este episodio el modelo de alta resolución tuvo un buen comportamiento incluso en el medio plazo, las pasadas sucesivas discrepaban lo suficiente para sugerir predicciones marítimas en Galicia bastante diferentes. Véase como ejemplo la predicción de la presión en superficie (Figura 54.1 en la página anterior) con la posición de las bajas estudiadas L1 y L2 para el día 3 a las 06 UTC de las pasadas del modelo de los días 29 y 30 de enero ambas de las 12 UTC; la del día 30 de enero hace evolucionar L1 mucho más al norte que la del día 29 e incluso que la evolución real (véase la imagen de satélite en la Figura 54.14 en la página 836).

Se hace pues imprescindible en el medio plazo, para empezar, utilizar los recursos de la predicción probabilista para abordar esta situación. La primera herramienta de alerta ante una situación adversa que valora la extrañeza del fenómeno es el Extreme Forecast Index, EFI (sección 27.7.2 en la página 426) que ya el

día 29 ofrecía un valor llamativo para la altura de mar de los días 2 y 3 de febrero (Fig. 54.3).

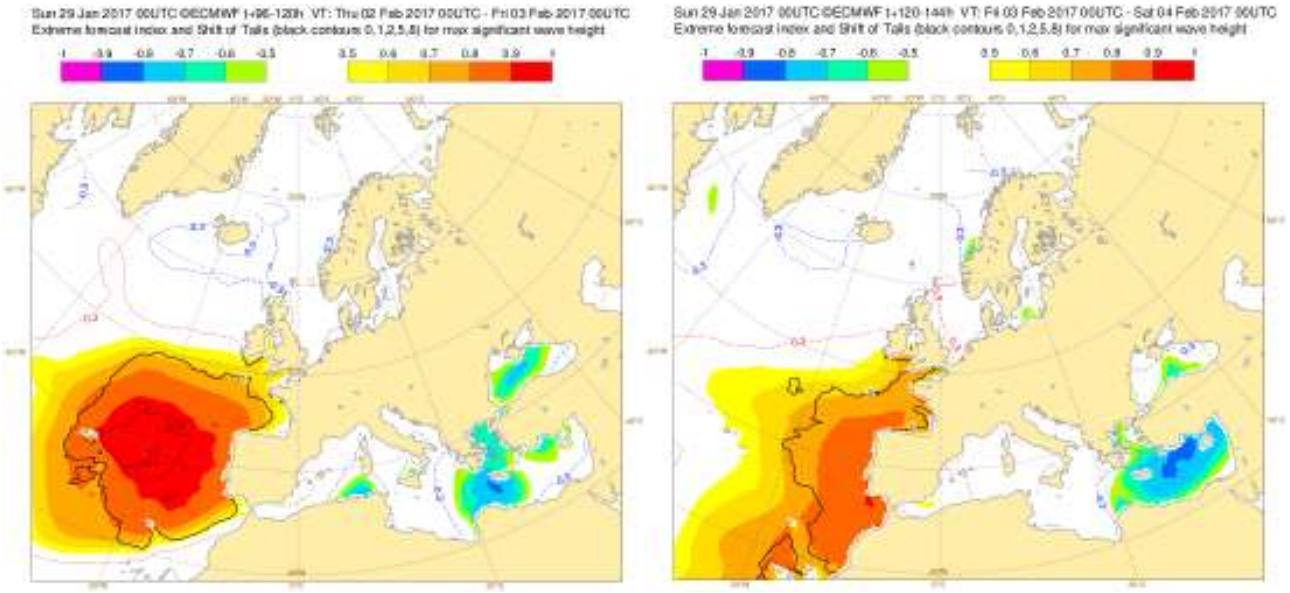


Figura 54.3: Extreme Forecast Index (EFI) previsto el día 29 de enero para los días 2 de febrero (izquierda) y 3 de febrero (derecha). ECMWF 2017.

Por otro lado, los mapas climatológicos de percentiles (sec. 27.7.1 en la página 425) 90 y 99 de altura de ola (Figura 54.4) muestran la rareza de que se alcancen en estas fechas los 8 metros necesarios para la emisión de un aviso rojo en nuestras costas.

Los mapas de promedio y dispersión (sección 27.5.1 en la página 418) de presión en superficie del día 29 a las 00 UTC (Fig. 54.5 en la página siguiente) comienzan a situar la primera baja L1 en torno a las 00 UTC del día 3 en las proximidades de Galicia. El campo medio mean sea level pressure -presión reducida al nivel medio del mar- (MSLP) del ECENS (izquierda) muestra un surco en la presión cerca de Galicia con valores de desviación estándar (derecha) superiores a 7 hPa dando cuenta de la incertidumbre de su posición y profundidad. El modelo ECHRES (derecha, sec. 19.2 en la página 297) muestra ya una baja cerrada al noroeste de Galicia.

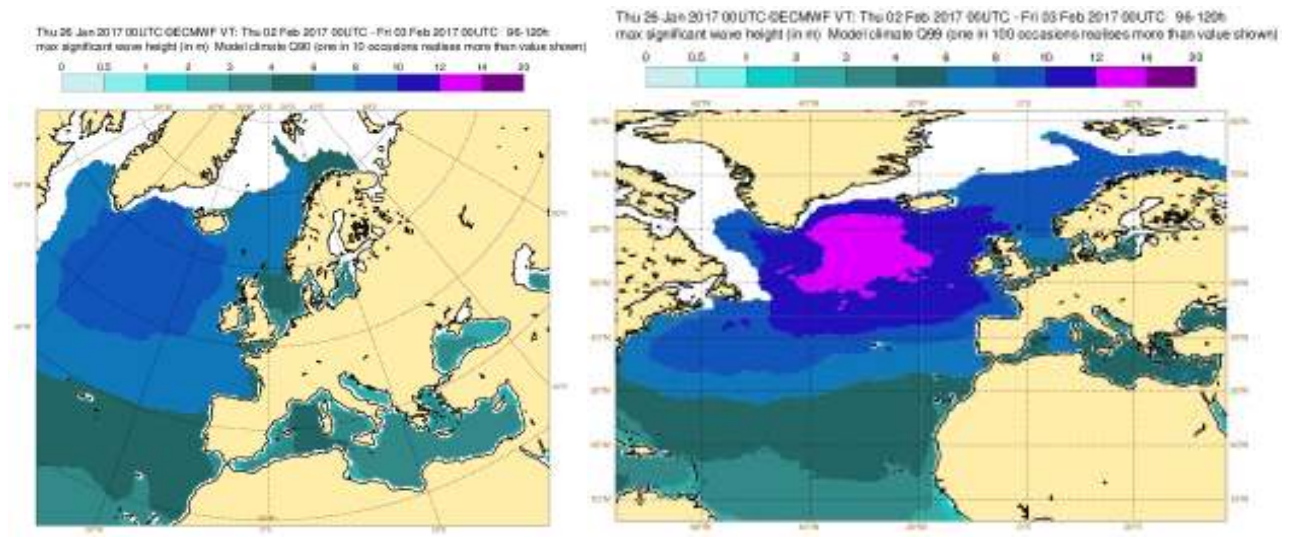


Figura 54.4: Percentiles 90 y 99 de la climatología de altura de ola correspondiente a estas fechas. ECMWF 2017.

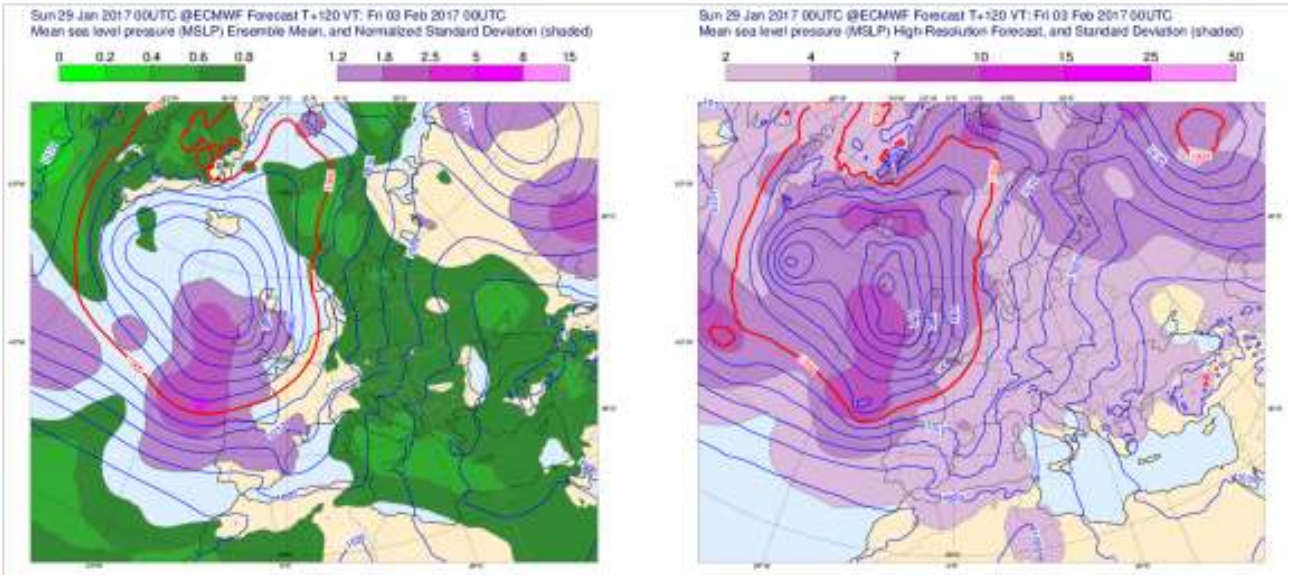


Figura 54.5: Mapas previstos el día 29 de enero para el 3 de febrero a las 00 UTC (H+120) de la presión al nivel del mar: a la izquierda, media del ECENS (Ensemble Mean) y a la derecha, predicción del modelo de alta resolución ECHRES con la desviación estándar del ECENS sombreada. ECMWF 2017.

48 horas más tarde, el día 31 de enero, (Fig. 54.6) se reduce la indeterminación que el ECENS atribuye a L1 sugiriendo ya el promedio un mínimo cerrado de presión al noroeste de Galicia y previendo el ECHRES una mayor profundidad de la baja L1 aunque en una posición diferente a la prevista 48 horas antes.

A la vista de ello, el día 31 se emite aviso naranja por olas superiores a 7 metros para la tarde del día 2 en las aguas costeras de Galicia.

Respecto a la baja L2, las Figuras 54.7 y 54.8 en la página siguiente muestran los correspondientes mapas previstos por las pasadas del 29 y 31 de enero respectivamente para el día 4 de febrero a las 00 UTC. Es evidente la disminución de la desviación estándar en torno a L2 a medida que se reduce el alcance de la predicción.

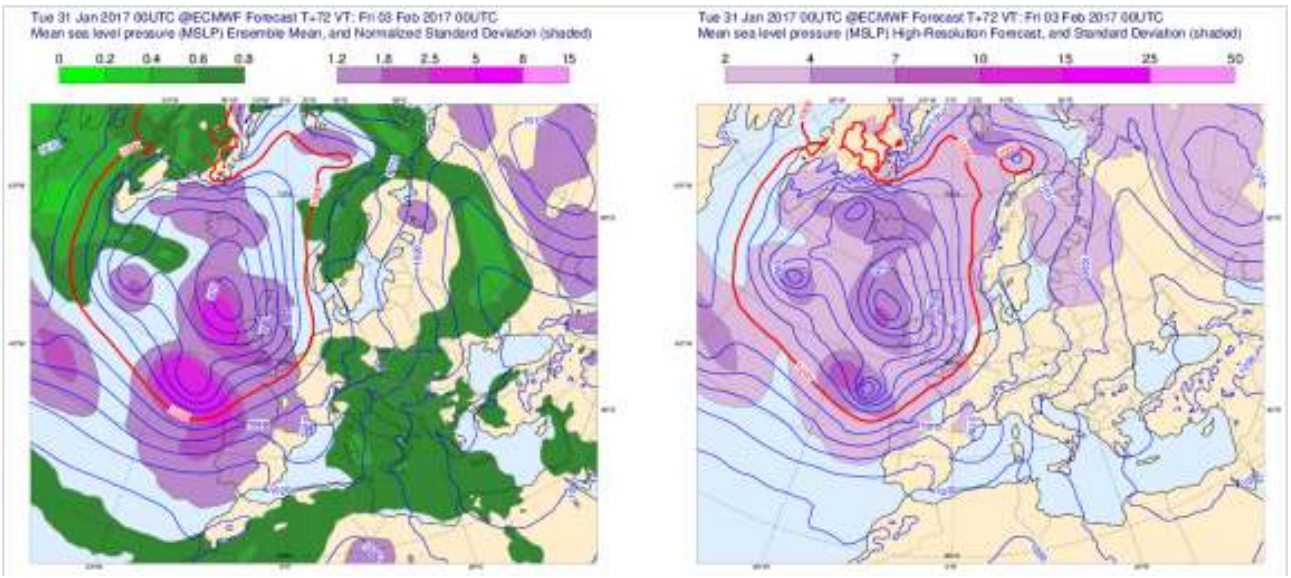


Figura 54.6: Similar a la Figura 54.5 pero con la previsión (H+72) realizada el 31 de enero. ECMWF 2017.

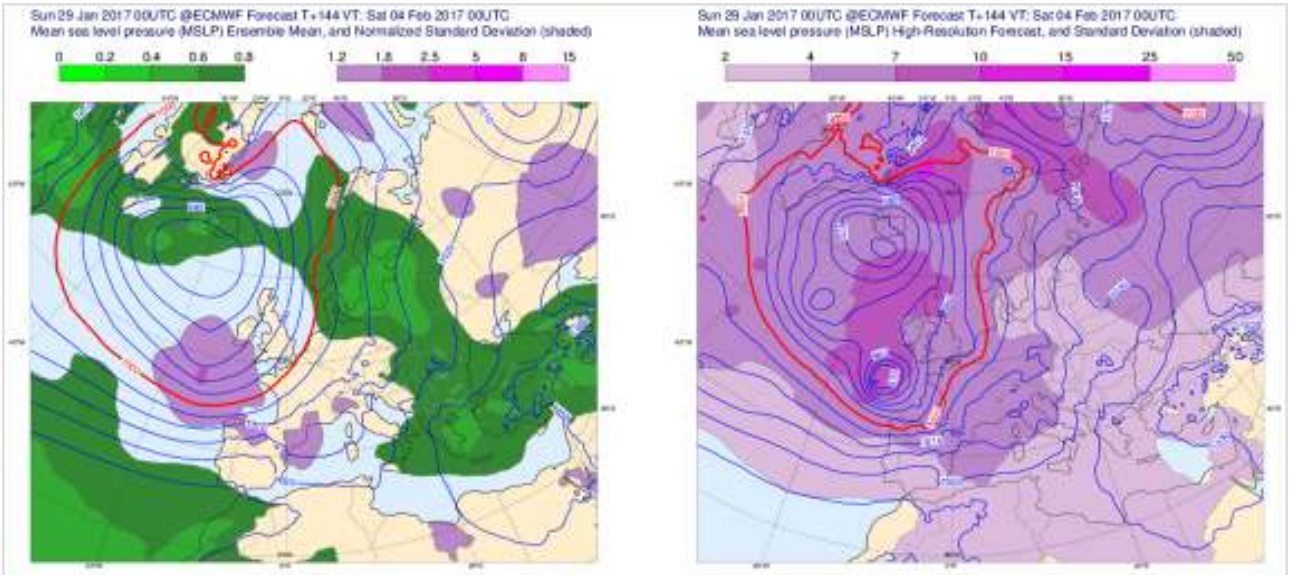


Figura 54.7: Similar a la Figura 54.5 pero con la previsión (H+144) para el día 4 de febrero a las 00 UTC. ECMWF 2017.

A partir del día 1 los mapas de probabilidad de altura de mar de viento y de mar compuesta o combinada (Figura 54.9 en la página siguiente) muestran un gradiente de probabilidad más reducido, indicando una dispersión en los miembros del ECENS lo suficientemente baja como para utilizar el modelo ECHRES de alta resolución con un enfoque más determinista al tiempo que aporta más información a la predicción. Esto se debe principalmente a que el predictor dispone de más campos y de sus valores con una mayor resolución espacial (9 km sobre 18 km en 2017). En consecuencia el ECHRES puede dar valores de algunas variables más extremos de los que aparecerían con una resolución más baja, e.g. mínimos de presión o máximos de viento.

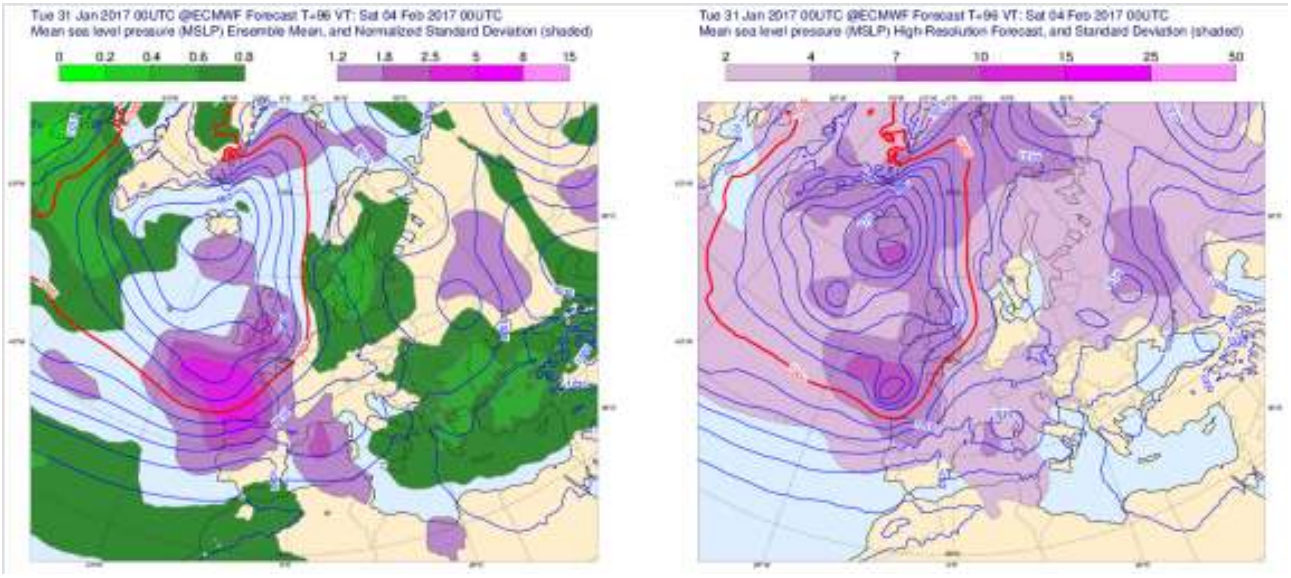


Figura 54.8: Similar a la Figura 54.6 pero con la previsión (H+96) para el día 4 de febrero a las 00 UTC. ECMWF 2017.

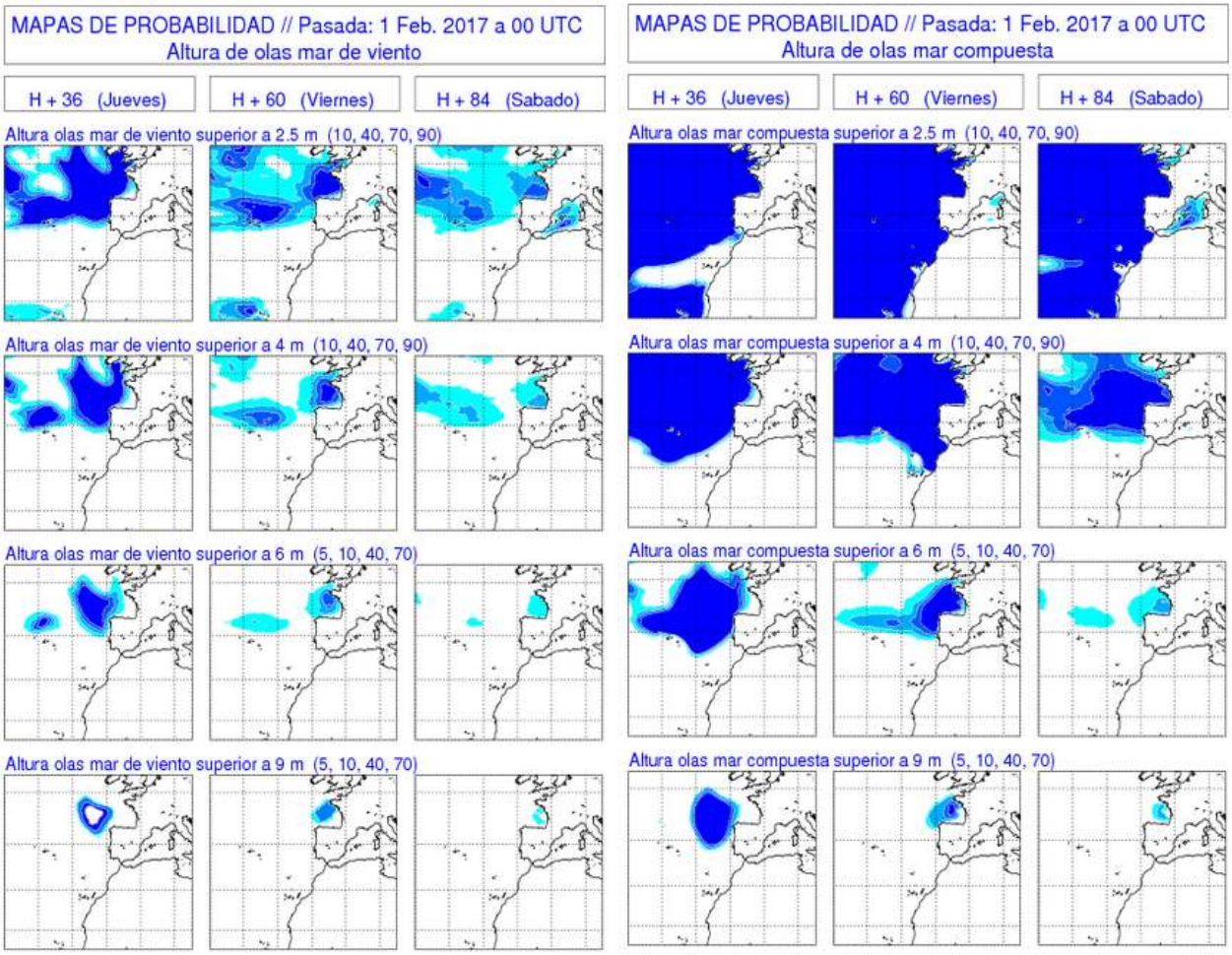


Figura 54.9: Mapas de probabilidad de la altura de mar de viento y de mar compuesta correspondientes a la pasada de 00 UTC del 1 de febrero para los días 2, 3 y 4. Para los umbrales 2.5 y 4 m los intervalos de probabilidad son blanco=0-10 %, celeste=10-40 %, azul1=40-70 %, azul2=70-90 %, azul3=90-100 %; para los umbrales de 6 y 9 m son blanco=0-5 %, celeste=5-10 %, azul1=10-40 %, azul2=40-70 %, azul3=70-100 %). AEMET 2017.

54.4 Emisión de avisos

Si tomamos como base el modelo ECHRES de alta resolución del ECMWF del día 1 de febrero de 2017 a las 00 UTC, podemos comprobar que el/la predictor/a ya tenía datos suficientes para la emisión de avisos de color rojo por oleaje (> 8m de mar combinada) en distintas zonas de la costa de Galicia. Otra variable que contribuye a la decisión en la emisión de avisos es la *potencia del oleaje*; valores de 700 Kw/m cercanos a la costa nos dan idea de la importante energía que acompañaba a este oleaje, algo que apoya la decisión de emitir avisos de nivel rojo. Un resumen de avisos emitidos se muestra en la Figura 54.10 en la página siguiente.

El comportamiento del modelo ECHRES en el corto plazo se puede examinar tomando como ejemplo el alcance H+42 de dicho modelo y comparándolo con el análisis posterior para ese alcance, como se muestra en las Figuras 54.11, 54.12 y 54.13 en la página 835. De esa forma, se puede comprobar que su previsión se aleja poco de su propio análisis lo que, a su vez, avala la decisión tomada de emitir los avisos rojos.

Este episodio no coincidió con valores significativos de los coeficientes de marea. Cuando dichos valores son altos (mareas vivas) deben ser tenidos en cuenta para la determinación del nivel de aviso.

AVISOS EMITIDOS

DIA 1 FEBRERO 2017

MAÑANA	W CORUÑA SW CORUÑA	desde 15h dia 2 hasta 23 h dia 2	8-9 m
	NW CORUÑA PONTEVEDRA	desde 16H dia 2 hasta 23 h dia 2	8-9 m
NOCHE	IGUAL		

DIA 2 FEBRERO 2017

MAÑANA	W CORUÑA NW CORUÑA	desde 15h dia 2 hasta 23 h dia 3	8-9 m ocas 10m ocas F 9-10
	SW CORUÑA PONTEVEDRA	desde 15H dia 2 hasta 11 h dia 3	8-9 m ocas F 9-10
	LUGO	desde 4h dia 3 hasta 8h dia 3	F 8 ocas F 9-10
NOCHE	IGUAL		

DIA 3 FEBRERO 2017

MAÑANA	W CORUÑA NW CORUÑA	desde 10h dia 3 hasta 13 h dia 3	8-9 m
	SW CORUÑA PONTEVEDRA	desde 10h dia 3 hasta 11 h dia 3	8-9 m
	LUGO W CORUÑA NW CORUÑA	desde 18h dia 3 hasta 0h dia 4	F 8-9 6-8 m
NOCHE	LUGO W CORUÑA NW CORUÑA	desde 22h dia 3 hasta 0h dia 4	F 8-9 8-9 al final CORUÑA

Figura 54.10: Resumen de los avisos rojos emitidos desde el día 1 de febrero hasta el día 3 de febrero.

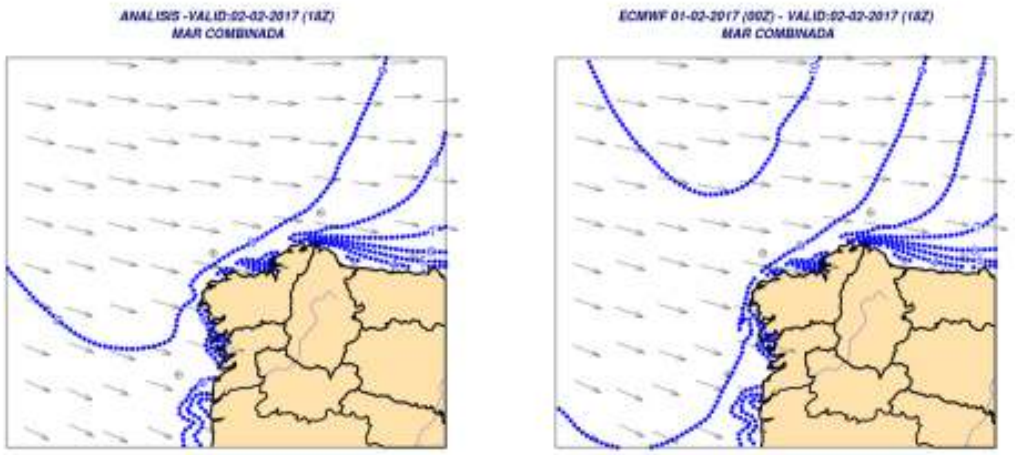


Figura 54.11: Análisis del día 2 a las 18 UTC y predicción (H+42) del modelo ECHRES del día 1 para el día 2 a las 18 UTC. Altura (isolíneas contorneadas cada metro) y dirección (flechas) de mar combinada.

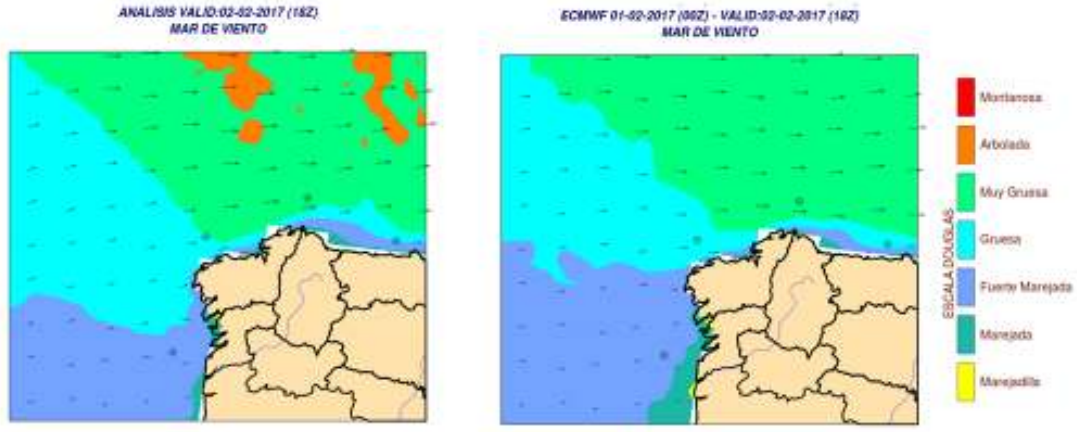


Figura 54.12: Análisis y predicción como en la Figura 54.11. Mar de viento.

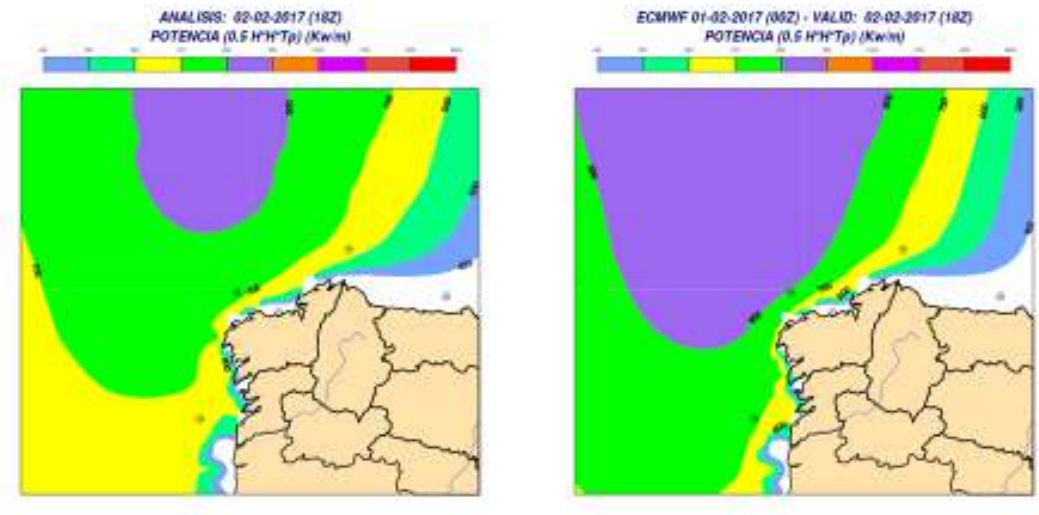


Figura 54.13: Análisis y predicción como en la Figura 54.11. Potencia.

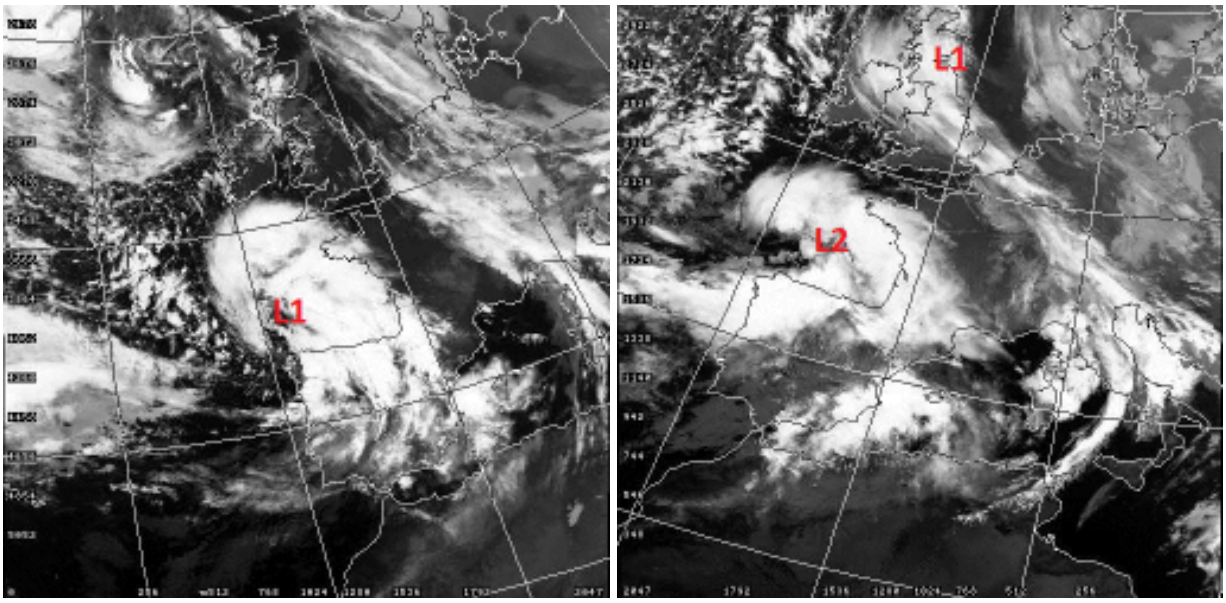


Figura 54.14: Imágenes infrarrojas (canal 4 del AVHRR) de las bajas L1 y L2 captadas por los satélites de órbita polar NOAA19 a las 04.04 UTC (izquierda) y MetOp-B a las 20.58 UTC (derecha) el día 3 de febrero. Dundee Satellite Receiving Station, Dundee University, UK.

54.5 Evolución observada de la situación

En la Figura 54.14 se muestran dos imágenes infrarrojas captadas, con unas 17 horas de diferencia, por satélites de órbita polar el día 3 de febrero con la posición aproximada de las bajas L1 y L2 y que permiten apreciar la rapidez de sus desplazamientos.

Figura 54.15: Situación de las boyas utilizadas. Puertos del Estado, Ministerio de Fomento.

Utilizando los datos extraídos de las boyas disponibles de Puertos del Estado (Ministerio de Fomento) podemos evaluar en parte la validez de los avisos emitidos y verificar las predicciones de los modelos. La situación de las boyas utilizadas se muestra en la Figura 54.15.

Potencia del oleaje.

$$\phi \approx \frac{1}{2} T_p H_s^2 \quad \text{calculada en kW/m} \tag{54.1}$$

- Periodo de Pico T_p : periodo del grupo de ondas con más energía
- Altura significativa H_s : altura media del tercio de las olas más altas en el espectro del oleaje
- Watio / m = Julio / m seg $\Rightarrow$ energía por unidad de tiempo y longitud

En las figuras 54.16 y 54.17 en la página siguiente se muestran la altura de oleaje y su potencia, registradas por las cuatro boyas y los valores correspondientes al análisis del modelo ECHRES (ECMWF en la figura) en esos puntos así como sus diferencias. También aparece destacada la altura correspondiente a los 8 metros de mar combinada correspondiente al umbral de aviso rojo.

Figura 54.16: Altura de mar combinada. Análisis del modelo frente a boya y diferencia.

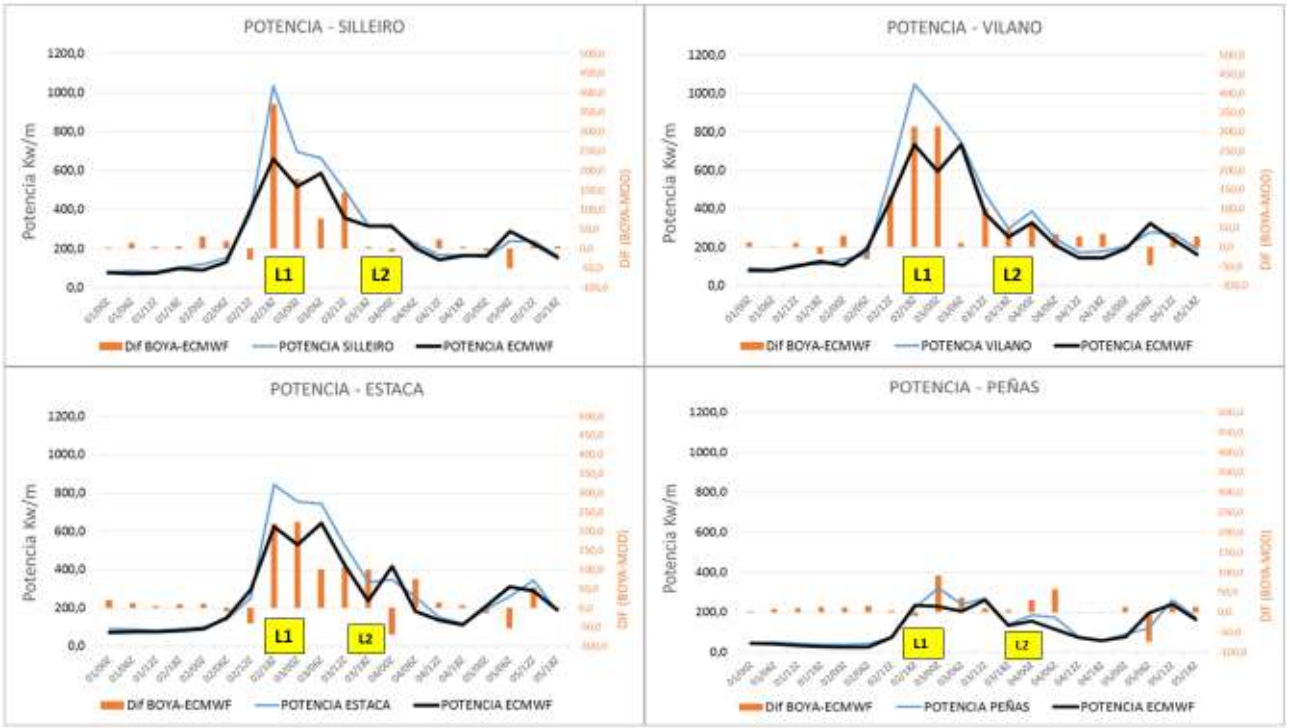


Figura 54.17: Potencia del oleaje (ver caja de texto). Análisis del modelo frente a boya y diferencia.

Con el paso de la baja L1 se observan registros que superaron los 10 metros. El paso de L2 produjo medidas cercanas a los 8 metros. De los datos mostrados se deduce que en el primer episodio el modelo subestima claramente los valores de altura y periodo, y por lo tanto de la potencia (diferencias superiores a 300 Kw/m en Silleiro y Vilano). No así en el segundo (L2) en que los datos son similares. Respecto a la validez de los avisos, con la limitación que supone el pequeño número de registros disponibles, se puede concluir que se alcanzaron los umbrales previstos para el nivel rojo en las zonas correspondientes y en los dos episodios (L1 y L2), aunque más claramente en el primero.

Lluvias torrenciales en Málaga (Feb 2017)

55

LUIS HONTORIA HERNÁNDEZ
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

DAVID MANCEBO ATIENZA
http://objetivotormenta.blogspot.com.es/
twitter @objtormentas

> Uno debe conocer la llamada "lección de un aguacero". Un hombre, atrapado en una lluvia repentina en el camino, corre para no mojarse ni empaparse. Una vez que uno da por sentado que en la lluvia, naturalmente, se moja, puede estar en un estado de ánimo tranquilo, incluso cuando su piel esté empapada. Esta lección se aplica a todo.
>
> YAMAMOTO TSUNETOMO

El domingo 19 de febrero de 2017 Málaga sufrió un episodio de lluvias torrenciales. En el área de la capital cayó una fuerte tromba de agua, registrando más de 150 mm acumulados, la mayoría caídos de madrugada. El episodio tenía una difícil predecibilidad, con mucha variabilidad espacial, propia de los casos en los que la convección juega un papel primordial. En Almería, uno de los puntos donde podían esperarse también precipitaciones intensas, no llovió nada. Realizamos en este capítulo un ensayo de predicción de precipitación acumulada en 24 horas para ese domingo día 19 de febrero de 2017 en esa zona, usando la pasada de las 00 UTC del día 16 de febrero de los sistemas de predicción del European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), tanto el modelo ECHRES como del ECENS.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, lluvias torrenciales en Málaga febrero 2017.

Imagen parte superior: Lluvias torrenciales en Málaga el 19 de febrero de 2017. Un colosal relámpago ilumina el cielo nocturno sobre la ciudad. Fotografía de DAVID MANCEBO.

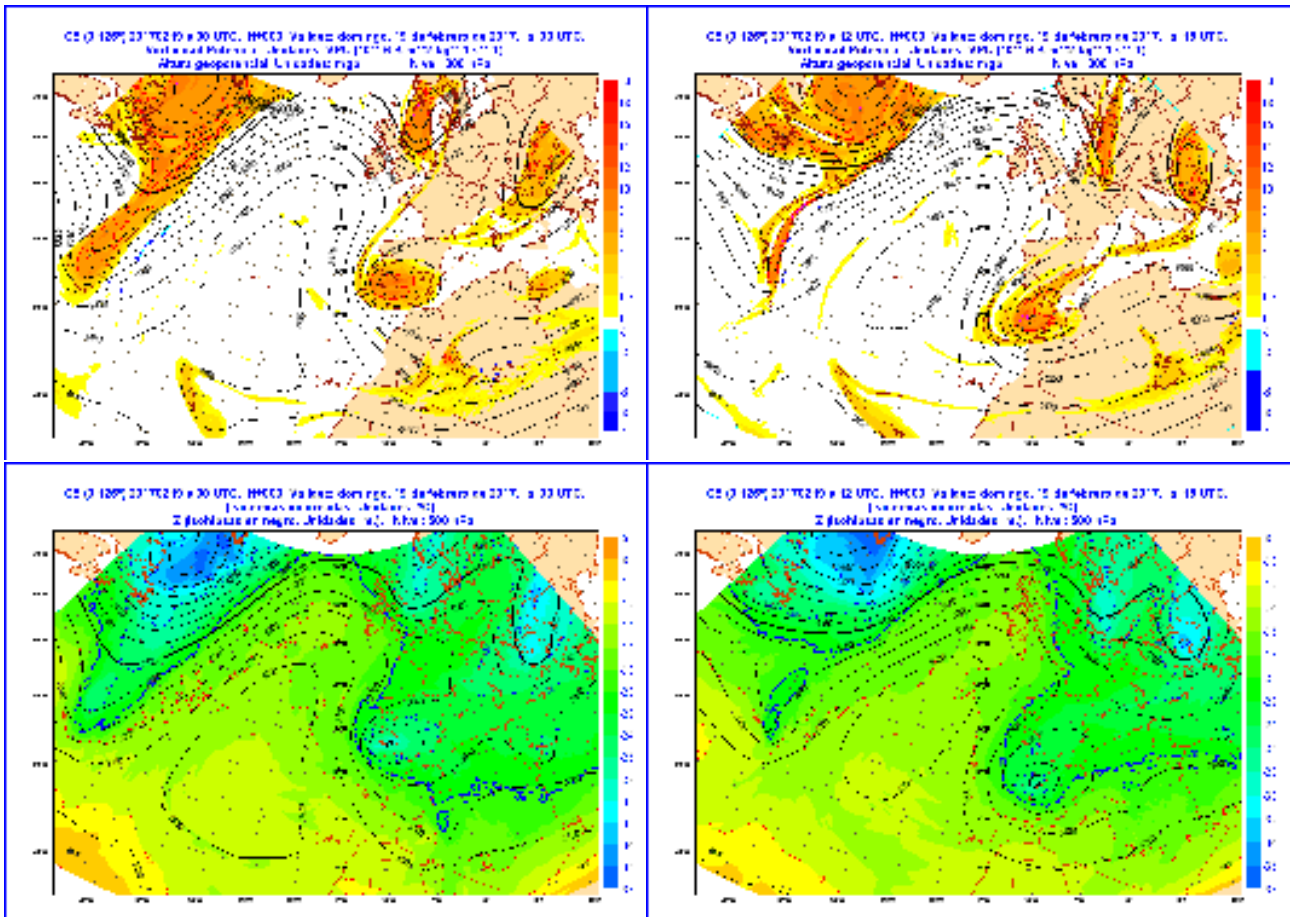


Figura 55.1: Situación sinóptica desarrollada el 19-02-2017, a las 03 UTC (izquierda) y a las 15 UTC (derecha). Campos previstos a 3 horas por el modelo ECHRES (sec. 19.2 en la página 297), prácticamente un análisis, de ahí que las horas no sean 00 y 12 UTC sino 03 y 15 UTC. Arriba, vorticidad potencial y altura geopotencial en 300 hPa y abajo temperatura y altura geopotencial en 500 hPa. En conjunción con la Figura 55.2 en la página siguiente puede identificarse una depresión aislada de niveles altos (DANA), con valores muy altos de vorticidad potencial (8 VPU) y embolsamiento frío en el núcleo, claramente aislada en niveles medios y altos.

55.1 Descripción meteorológica e impactos

DAVID MANCEBO ATIENZA

-1em http://objetivotormenta.blogspot.com.es/
twitter @objtormentas

55.1.1 Situación sinóptica

En este capítulo, para hacer la predicción del 19 de febrero de 2017, usaremos la pasada de las 00 UTC del día 16 de febrero de los sistemas de predicción del European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF, sec. 19.2 en la página 297), tanto el modelo determinista ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) como el sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) ECENS (sec. 19.3 en la página 299) [492]. Durante las últimas horas del 18 de febrero de 2017 y primeras del día siguiente, una DANA fue descendiendo de noroeste a suroeste de la península ibérica provocando un aumento gradual de la inestabilidad a su paso (Figura 55.1).

En la provincia de Málaga el viento giraría a levante de cara a la madrugada del 19 de febrero, adquiriendo intensidad con el paso de las horas con una clara zona de convergencia que los modelos situaban próxima a la capital. El levante es un viento húmedo que, en determinadas ocasiones, como es el caso estudiado en el presente capitulo, provoca un aumento acusado de la inestabilidad en puntos del Valle del Guadalhorce o en el entorno de la capital.

Bajo un fuerte contraste térmico, convergencias locales y un panorama que los modelos mesoescalares presentaban una y otra vez como peligroso, se desarrolló este episodio en el que era hasta cierto punto previsible la formación de células de tormenta muy estáticas en torno a la capital de la Costa del Sol.

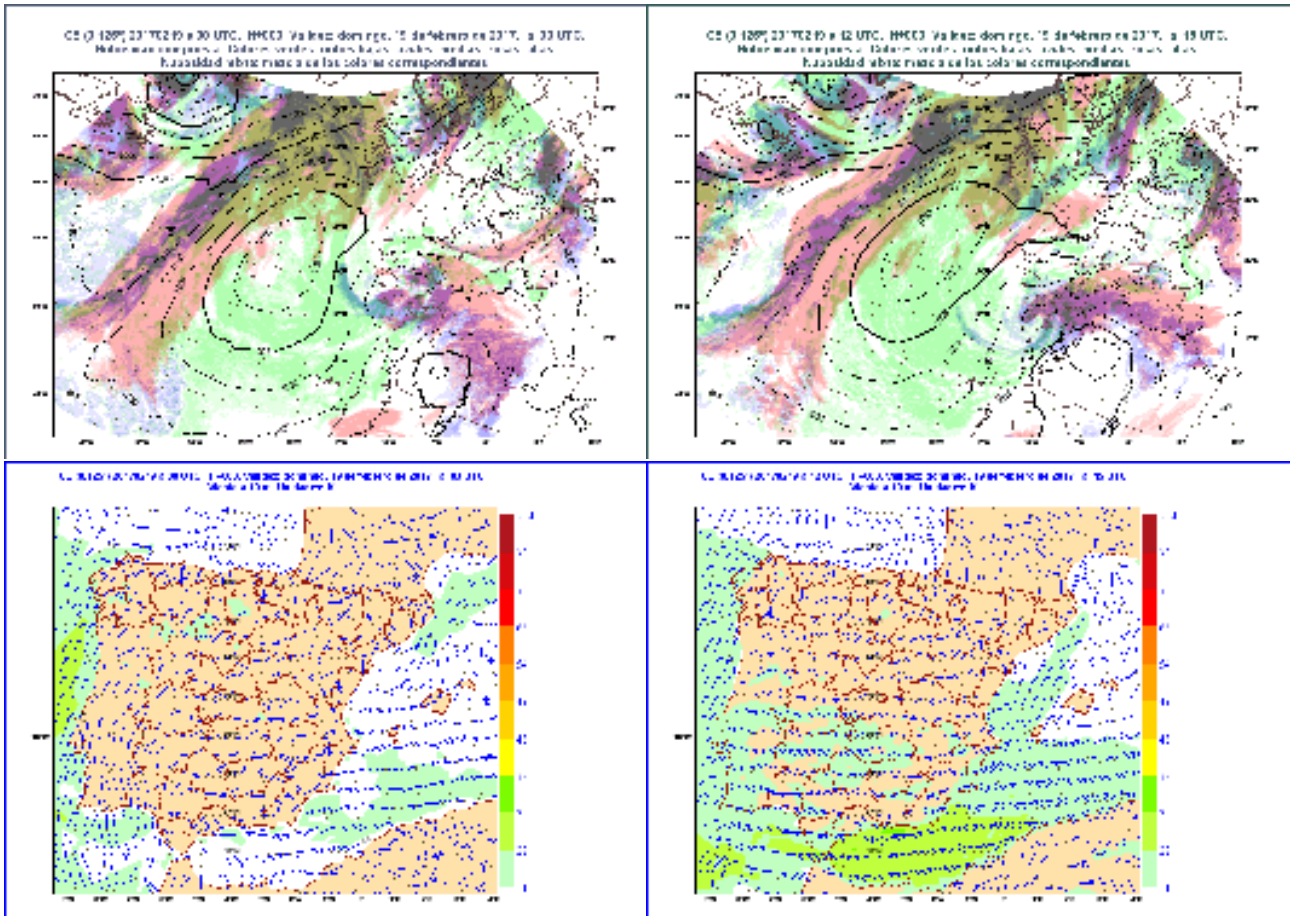


Figura 55.2: Como en la Figura 55.1 en la página anterior, desplegamos ahora arriba presión reducida al nivel del mar con cobertura nubosa en superficie y, abajo, viento medio representado con barbas, resaltando con colores la velocidad. Puede distinguirse cómo en las costas de Málaga se pasa en 12 horas de un viento flojo del este a un viento medio de Levante de 25 nudos.

55.1.2 Principales impactos

La tormenta comenzó en la zona occidental de la capital, alcanzando su mayor virulencia en las zonas centro y este de la misma, tornándose estática y agravando los impactos. Es probable que muchas infraestructuras no tuvieran resistencia adecuada para eventos de este tipo, infrecuentes pero no tan raros.

Aunque esta tormenta se produjo de madrugada, ese día era sábado, con muchas personas acudiendo a los locales de ocio del centro (discotecas, pubs…), en algunos de los cuales brotaron grandes goteras por la intensidad de la precipitación.

Los principales problemas se produjeron en la zona del Cerrado Calderón donde hubo corrimientos de tierra que afectaron a muros de contención, con desprendimientos y hundimientos de la calzada. Hasta 200 incidencias tuvo que atender el 112, destacando el rescate de dos mujeres, una de ellas embarazada, por parte del Real Cuerpo de Bomberos en la subida a la citada zona. Así mismo, dos jóvenes cayeron 25 metros en un tremendo socavón (Figuras 55.3 en la página siguiente y 55.4 en la página siguiente) por la misma zona pero sin lamentar afortunadamente mayores problemas. Este socavón se «tragó» hasta tres vehículos.

En la misma área muchos cascotes fueron arrastrados por la fuerza del agua por numerosas calles y varios vehículos fueron desplazados y se empotraron contra el mobiliario urbano. Las alcantarillas saltaron, con gran peligro para la circulación.

Figura 55.3: Garaje de la Plaza de la Marina inundado (izquierda) y carretera socavada en Cerrado Calderón (derecha), área metropolitana de Málaga, el 17 de febrero de 2017, fotos de DAVID MANCEBO.

Los arroyos de la zona sufrieron una espectacular crecida, como el Arroyo de la Caleta, que se desbordó poco antes de la desembocadura y provocó la inundación de varias calles y garajes de la zona, convirtiéndola en un lodazal, sobre todo el Pasaje de Sancha. Por desgracia, estos arroyos suelen estar muy olvidados en cuanto a limpieza y mantenimiento e incluso algunos vecinos aparcan, inconscientes del peligro, en sus cauces, mayoritariamente secos, lo que puede provocar más desgracias en situaciones como ésta.

La fuerte granizada que acompañaba a la tormenta tiñó de blanco la zona centro y este de la capital, afectando por ejemplo a la estructura del techo de los Baños del Carmen.

La zona centro fue una zona particularmente afectada, con inundaciones en muchas calles y garajes, destacando el garaje de la Plaza de la Marina donde quedaron atrapados más de 30 vehículos, en algunos de los cuales el agua alcanzó una altura muy considerable. Por otro lado, el sanatorio de Gálvez vio afectada su sala de radiología.

Algunos conductores se vieron atrapados en sus vehículos en varias calles, como la zona de Ollerías y la antigua N340 en la zona de El Palo.

La tromba de agua dejó al menos una veintena de desalojados [371], en varias calles de la citada zona de Cerro Calderón, así como en Pedregalejo y La Mosca.

Figura 55.4: Inundaciones en las inmediaciones de la calle Ramos Carrión (izquierda) y perspectiva del socavón mostrado anteriormente (derecha), por donde cayeron hasta tres coches, fotos de DAVID MANCEBO.

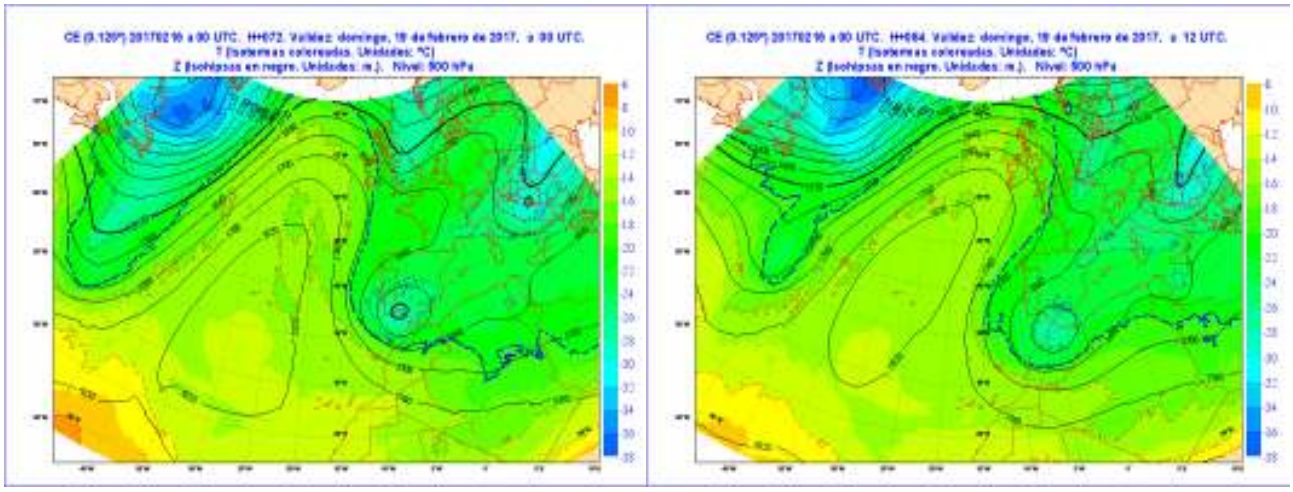


Figura 55.5: En los mapas previstos para el domingo 19 de febrero de 2017 puede apreciarse una DANA centrada sobre el área del Estrecho (ver texto). Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) 2017.

55.2 Predicción de medio plazo

LUIS HONTORIA HERNÁNDEZ
CNP, AEMET

Con una perspectiva de 3 días vista, se estudia la situación tanto con el modelo determinista ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) como con el sistema de predicción por conjuntos ECENS (sec. 19.3 en la página 299).

55.2.1 Modelo determinista ECHRES

La Figura 55.5 muestra la situación prevista en niveles medios de la troposfera (500 hPa) para el domingo 19 de febrero de 2017 por la pasada de las 00 del día 16 del ECHRES, a las 00 (izquierda) y a las 12 UTC (derecha). Se muestra temperatura (colores) y altura geopotencial (isohipsas). Tal como se describe en la sección 55.1.1 en la página 840, la situación viene condicionada por la presencia de una DANA centrada sobre el área del Estrecho con un ńucleo de -28 ºC sobre el sur de Portugal.

La Figura 55.6 muestra la situación prevista en superficie para el domingo 19 de febrero de 2017 por la pasada de las 00 del día 16 del ECHRES. A la izquierda presión reducida al nivel del mar (isobaras) con nubosidad compuesta (colores) a las 00 UTC. A la derecha, precipitación acumulada prevista de 00 a 24 UTC.

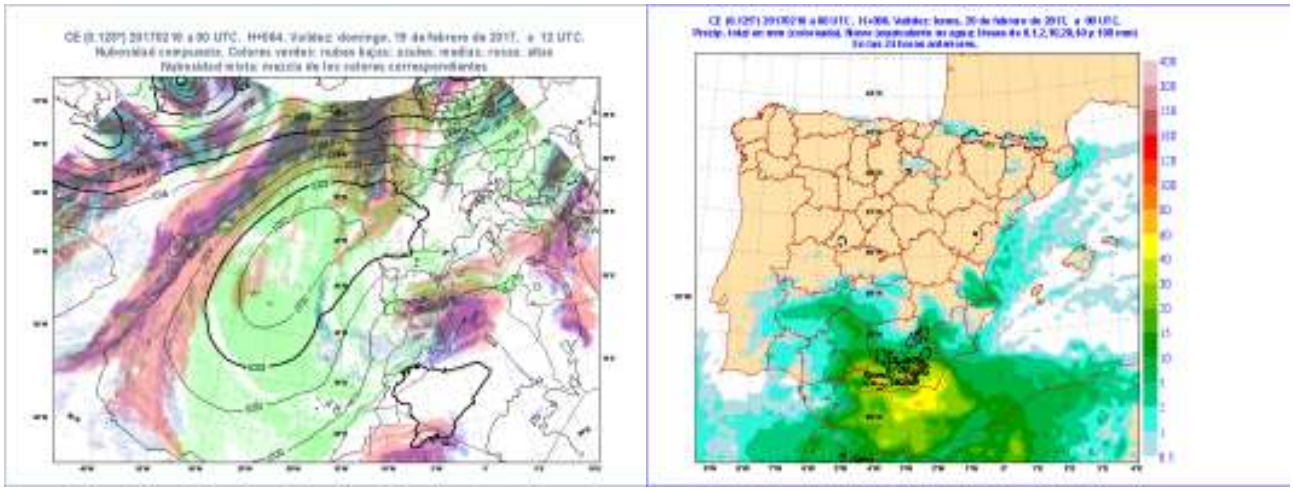


Figura 55.6: A la izquierda, anticiclón atlántico al noroeste de la península ibérica y una baja amplia y poco profunda sobre el norte de África, lo que genera un flujo de vientos de levante poco intensos sobre la Península. A la derecha, precipitación acumulada prevista para este día (ver texto). AEMET 2017.

Se puede apreciar cómo domina el anticiclón atlántico al noroeste de la península ibérica y una baja amplia y poco profunda sobre el norte de África, lo que genera un flujo de vientos de levante poco intensos sobre la Península.

La presencia de la DANA descrita más arriba propicia un campo de precipitación acumulada en las 24 horas del domingo previsto por el modelo en la figura de la derecha. Con este entorno sinóptico son previsibles precipitaciones persistentes en Andalucía oriental, acumulándose en comarcas del área litoral cantidades que pueden superar los 40 mm y en comarcas del prelitoral y en Melilla los 20 mm. Las precipitaciones, con menor persistencia, afectarán al resto de Andalucía, Ceuta, sur de Extremadura y de Castilla-La Mancha, Murcia y Valencia. Se observan señales de precipitación débil en zonas aisladas del norte peninsular, resto del litoral mediterráneo oriental y Baleares.

55.2.2 ECENS: consistencia con ECHRES

En cuanto a la pasada del ECENS de las 00 UTC del día 16, puede observarse que el núcleo de la DANA es ligeramente más frío en el miembro de control que en el determinista ECHRES (ver sección 27.3.1 en la página 411). No obstante, la similitud entre ECHRES y el control presupone un razonable grado de predecibilidad al menos a nivel sinóptico. Figura 55.7.

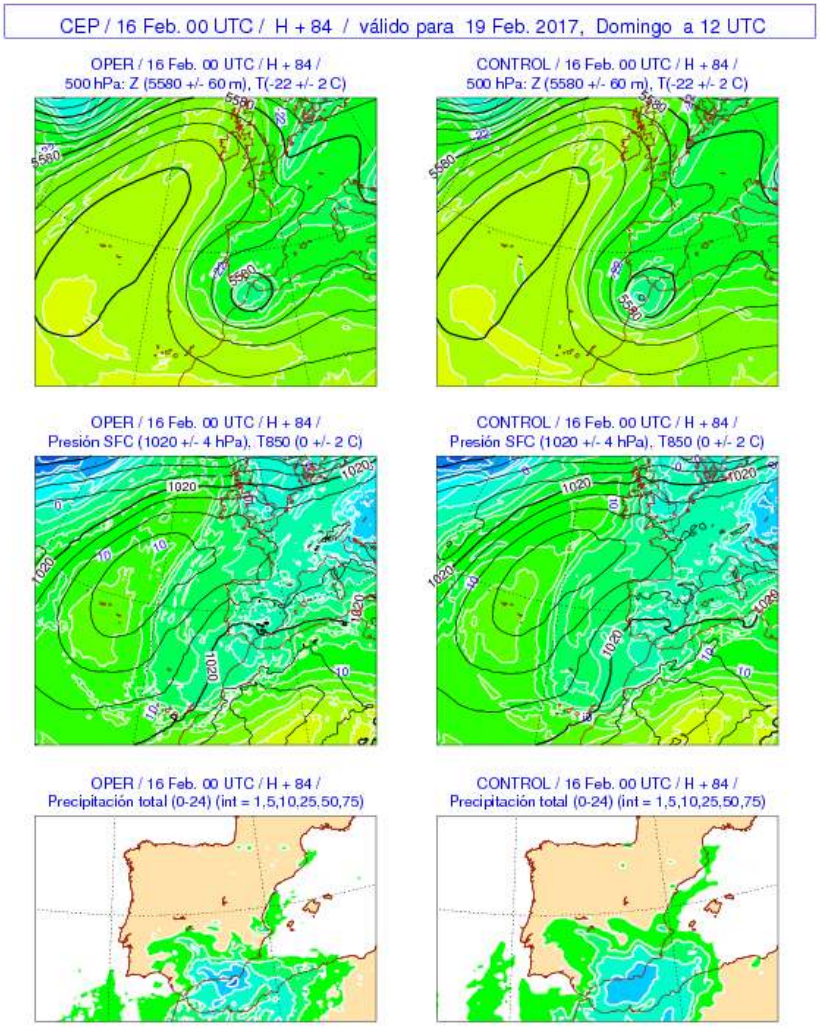


Figura 55.7: Comparación de ECHRES (columna izquierda) con el miembro de control del ECENS (columna derecha). Las filas muestran niveles medios-altos, niveles bajos-superficie y precipitación acumulada en 24 h (ECMWF). AEMET 2017.

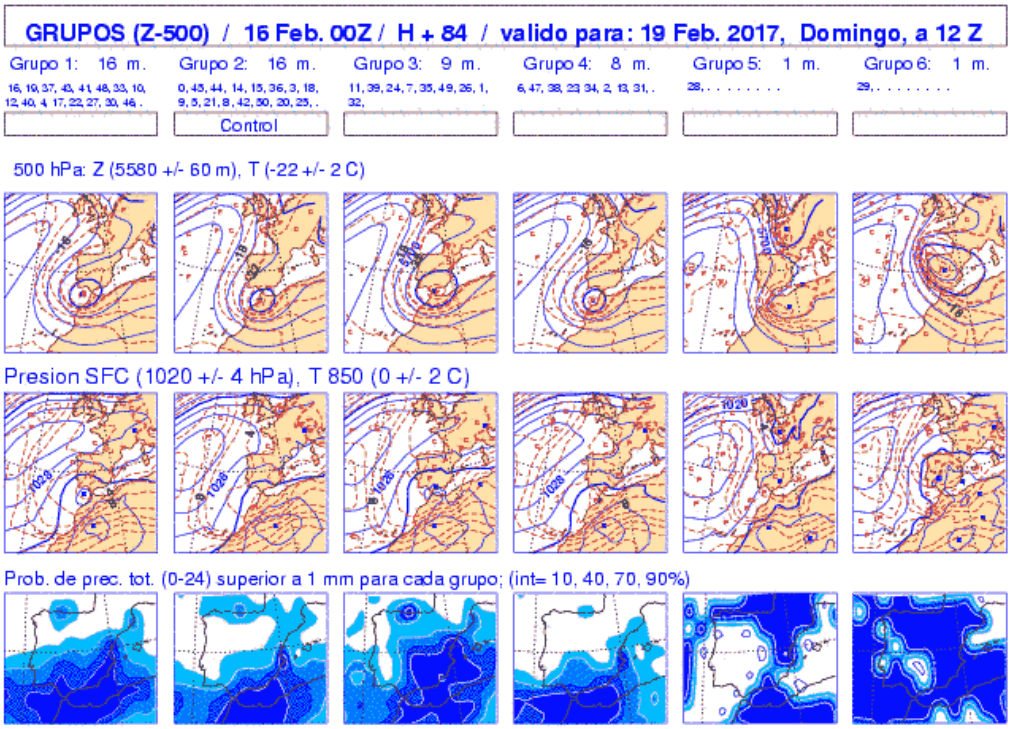


Figura 55.8: Grupos del ECENS. AEMET 2017.

55.2.3 ECENS: escenarios

Los grupos (ver sección 27.4.1 en la página 412) que ofrece esta pasada del ECENS se muestran en la Figura 55.8. Puede observarse que los grupos 1 y 3, con 16 y 9 miembros respectivamente, configuran dos escenarios muy parecidos, por lo que pueden agruparse en un supergrupo (ver *supergrupos*, sección 27.8 en la página 415). De igual forma se pueden agrupar en un segundo supergrupo los grupos 2 y 4, que configuran otros dos escenarios similares con 16 y 8 miembros respectivamente, quedando el miembro de control en el grupo 2. Quedan dos grupos más (el 5 y el 6) con configuraciones muy diferentes pero que solo constan de un miembro; su probabilidad es, en principio, irrelevante y podemos agruparlos en un tercer supergrupo.

En resumen, obtendríamos un conjunto de tres supergrupos (Figura 55.9). El A, con 49 % de probabilidad, el B con un 47 % de probabilidad e incluyendo el miembro de control y un tercer supergrupo, el C, con una probabilidad de 4 % y muy discrepante respecto a los supergrupos A y B. La Figura 55.9 muestra los supergrupos generados por el meteorólogo predictor de AEMET (autor de este capítulo), basándose en los grupos correspondientes del ECENS que se muestran en la Figura 55.8.

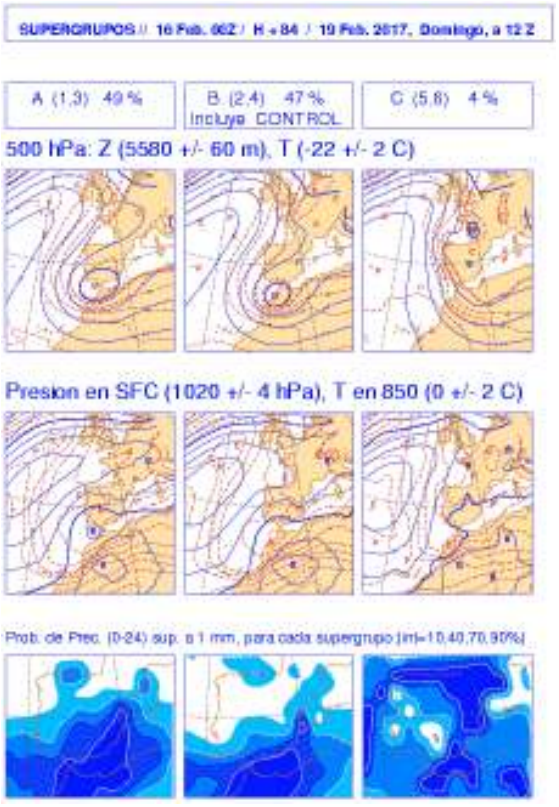


Figura 55.9: Supergrupos generados por el meteorólogo de AEMET (ver texto). AEMET 2017.

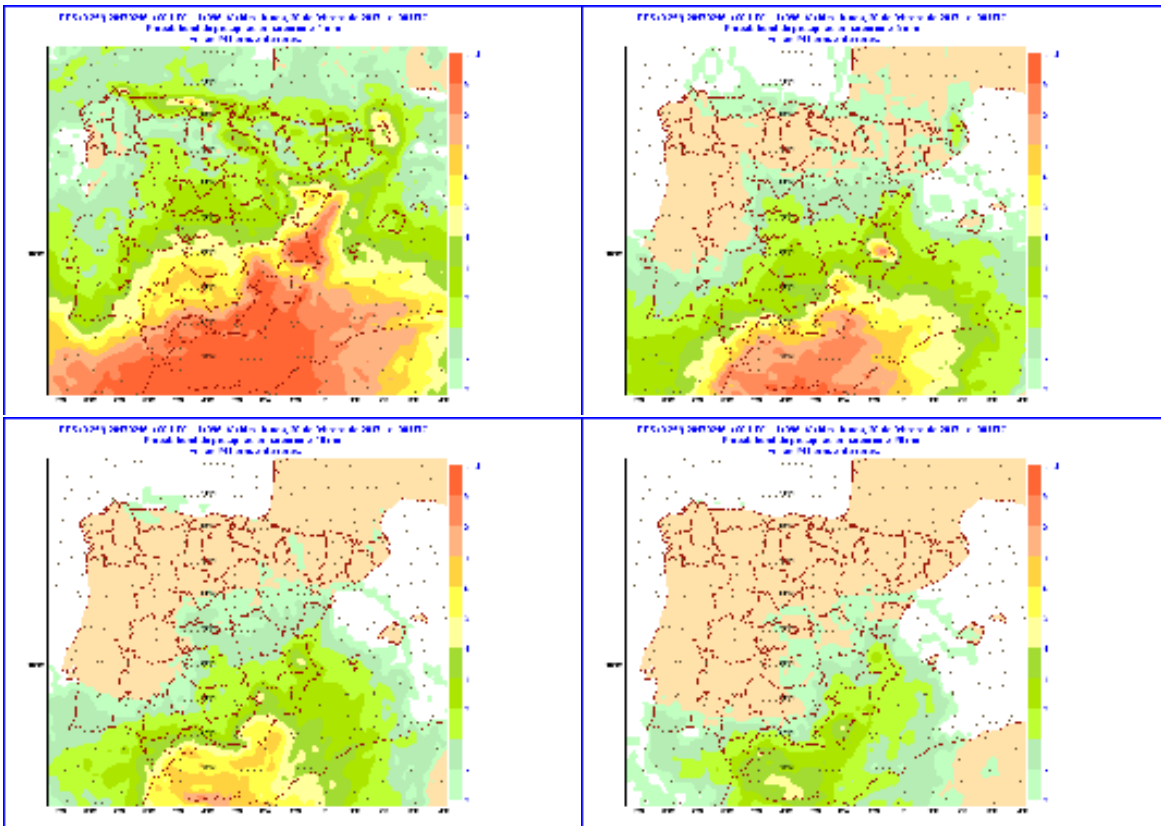


Figura 55.10: Probabilidades de precipitación del ECENS sobre la Península y Baleares por encima de umbrales, de arriba abajo y de izquierda a derecha, 1, 5, 10 y 20 mm. AEMET 2017.

55.2.4 Probabilidades

Pasemos ahora a estudiar la probabilidad (ver mapas de probabilidad, sección 27.6.1 en la página 422) de precipitación acumulada en las 24 horas que se obtiene de la media de los 51 miembros de la pasada del ECENS. En la Figura 55.10 se presentan los mapas de probabilidad superior a 1, 5, 10 y a 20 mm. A la vista de estos datos se pueden prever precipitaciones que acumularán al menos 1 mm en las provincias de Cádiz, Málaga, Almería, Murcia, Valencia y las ciudades autónomas de Ceuta y Melilla, con una probabilidad superior al 80 %. Con una probabilidad menor (entre 40 % y 70 %), estas precipitaciones se extenderían también el resto de las provincias andaluzas, suroeste de Badajoz, Ciudad Real, Albacete y resto de la Comunidad Valenciana. Aparecen también señales de precipitación en puntos del litoral cantábrico y en el nordeste de Cataluña, con una probabilidad entre 40 % y 60 %. En el resto de la mitad sur peninsular y en Baleares, la probabilidad de precipitación está ya por debajo del 40 %.

En cuanto a precipitaciones que superan los 10 mm, aparecen señales entre 50 % y 70 % en puntos del litoral de Cádiz, Málaga, Almería y en las ciudades de Ceuta y Melilla. Incluso pueden observarse dos pequeños puntos, en el litoral de Málaga y al norte del Parque Natural del cabo de Gata, donde existe una probabilidad entre 40 % y 50 % de que se acumulen más de 20 mm. Las probabilidades para acumulaciones presentan valores muy bajos. Comparando el mapa de precipitación acumulada ofrecido por el modelo determinista, es consistente con la salida del ECENS. Esta consistencia ya se puso de manifiesto al comparar el campo operativo con el de control, pero la cantidad de precipitación está claramente subestimada en el caso del ECENS.

55.2.5 Predicción

En conclusión, con la información que nos ofrecen el ECHRES y el ECENS, pueden predecirse precipitaciones a tres días vista en Andalucía con probabilidad, aunque baja, de que sean intensas en los litorales del mar de Alborán, especialmente en Málaga, Almería, Cádiz, Ceuta y Melilla.

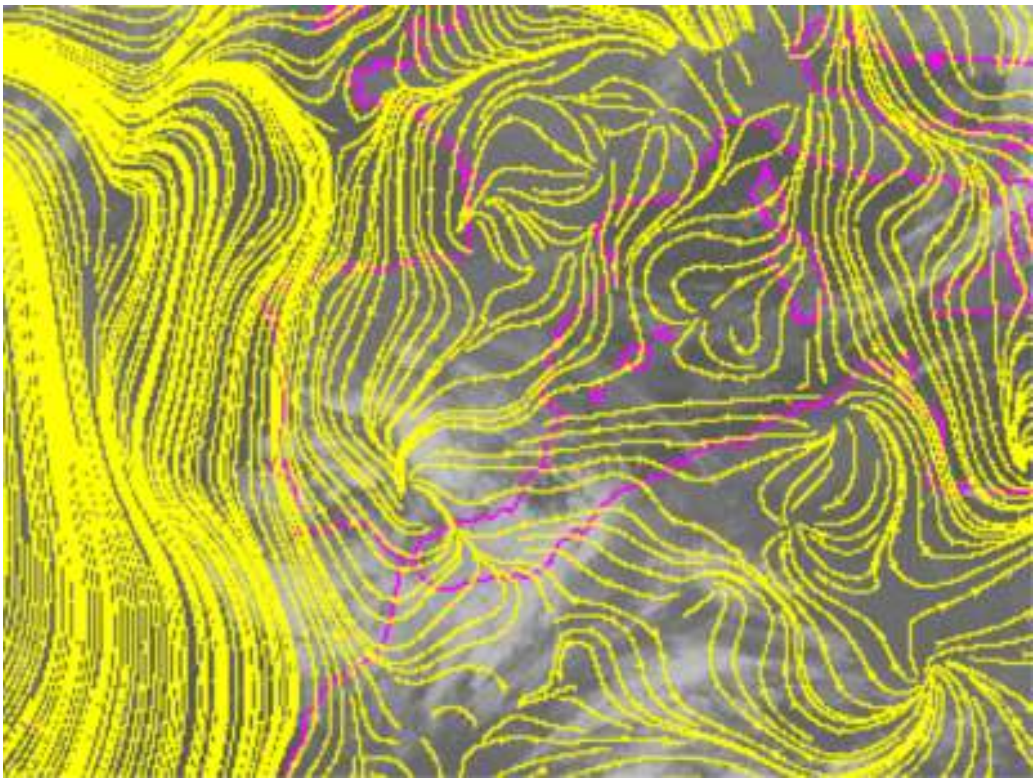


Figura 55.11: Mapa de líneas de corriente en niveles bajos previsto por la pasada de ECHRES de 12 horas antes del episodio, en el que se aprecia una clara línea de convergencia sobre la ensenada donde se sitúa el área urbana de Málaga, que junto con el paso de la DANA en altura, parece ser la responsable del fenómeno. AEMET 2017.

55.3 Predicción de corto plazo

En las siguientes pasadas tanto del ECENS como del ECHRES, se podía seguir manteniendo esta predicción. Podemos afirmar que en este caso la predicción de corto plazo es consistente con la de medio plazo, según se va acercando el evento. Usando campos predictivos más potentes, propios del corto plazo, se muestra en la Figura 55.11 el mapa de líneas de corriente en niveles bajos previsto por el ECHRES de 12 horas antes del episodio, en el que se aprecia una clara línea de convergencia sobre la ensenada donde se sitúa el área urbana de Málaga, que junto con el paso de la DANA en altura, parece ser la responsable del fenómeno.

55.4 Comparación con observaciones

Recopilada la información relativa a la observación del día 19 de febrero, llama la atención la tromba de agua que cayó en el área de Málaga capital, donde se acumularon más de 150 mm (la mayoría caídos de madrugada) y que en Almería, uno de los puntos donde había ligera probabilidad de precipitaciones superiores a 20 mm en 24 horas, no lloviera nada. Fuera de estas dos zonas, la predicción del ECENS resultó aceptable.

En la Figura 55.12 en la página siguiente se presentan el análisis a las 12 UTC en 500 hPa y la correspondiente imagen de satélite. En el análisis de 500 hPa se observa que el núcleo de la DANA se sitúa a las 12 UTC justo en la embocadura atlántica del Estrecho, la zona de máxima advección de vorticidad queda sobre el mar de Alborán. En el canal visible de la imagen de satélite ya puede verse la parte delantera de la DANA sobre el área del Estrecho, zona susceptible de gran actividad convectiva, lo cual confirmarán los datos de observación.

En la Figura 55.13 en la página 849 puede verse, por un lado, la acumulación de precipitación en 24 horas registrada por las estaciones automáticas y, por otro, el campo de precipitación acumulada en 24 horas observada, construido mediante interpolación de los datos registrados.

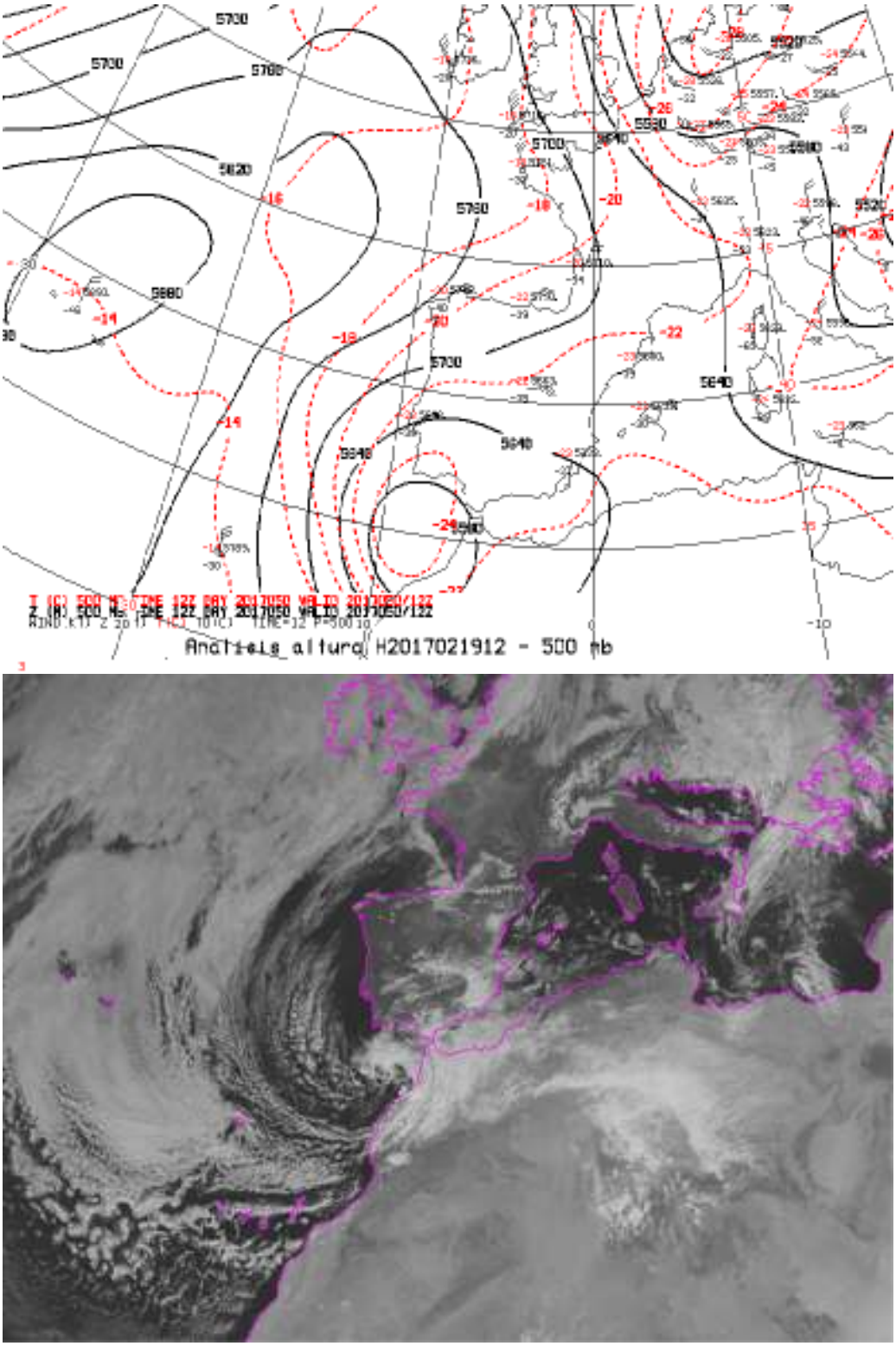


Figura 55.12: Análisis en 500 hPa a las 12 UTC del día 19 de febrero de 2017 y la correspondiente imagen de satélite en el canal visible. AEMET 2017.

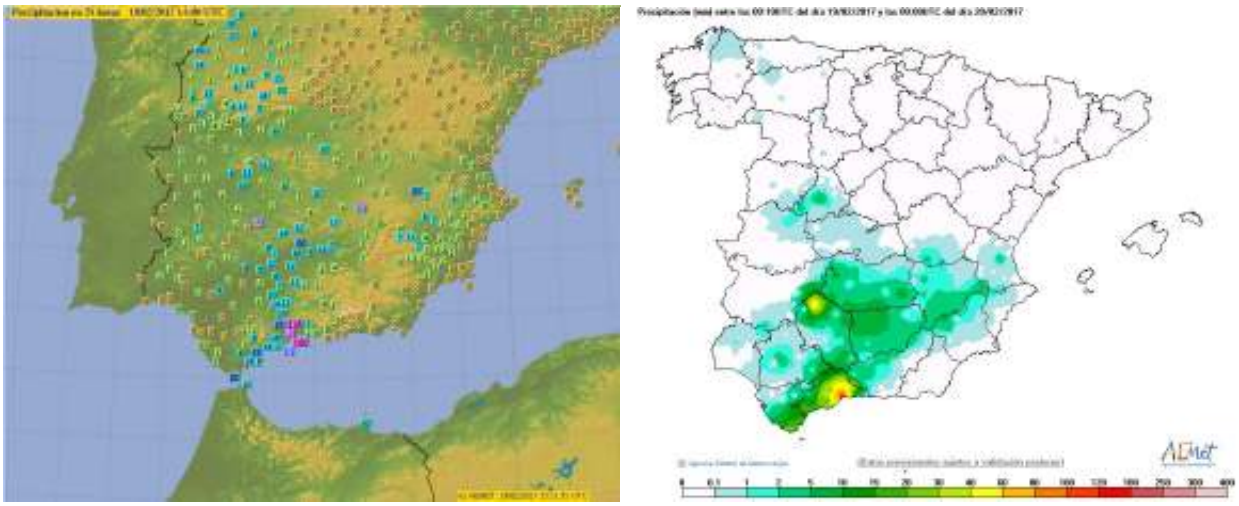


Figura 55.13: A la izquierda precipitaciones acumuladas en 24 h registradas en las estaciones el día 19 de febrero de 2017. A la derecha, correspondiente interpolación conformando un mapa espacial continuo de precipitación estimada a partir de las observaciones para el mismo día. AEMET 2017.

En la Figura 55.14 pueden las imágenes de radar, mostrando reflectividad en el área de interés. El fenómeno de Málaga fue puramente convectivo. En las primeras horas de la madrugada del 19 de febrero ya se podían observar señales radar de fuerte reflectividad sobre la ciudad. La actividad convectiva fue extendiéndose y organizándose durante las horas siguientes.

55.5 Conclusiones

Es evidente que el ECENS por sí solo no es suficiente para predecir este tipo de fenómenos extremos y de tan pequeña escala, ya que escapa a su resolución horizontal (unos 18 km en 2017). Para ello el predictor debe de actualizar su predicción con pasadas posteriores del ECENS, y contrastarla con la información que proporcionan los modelos deterministas de mayor resolución, por ejemplo el ECHRES, mostrado en este capítulo, o el HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316). Es precisamente en estos casos extremos donde sería ideal una predicción lo más afinada y detallada posible para la sociedad. No obstante, el comportamiento del modelo y del sistema de predicción por conjuntos a escala sinóptica y a tres días vista fue, a nuestro juicio, aceptable para realizar una buena predicción.

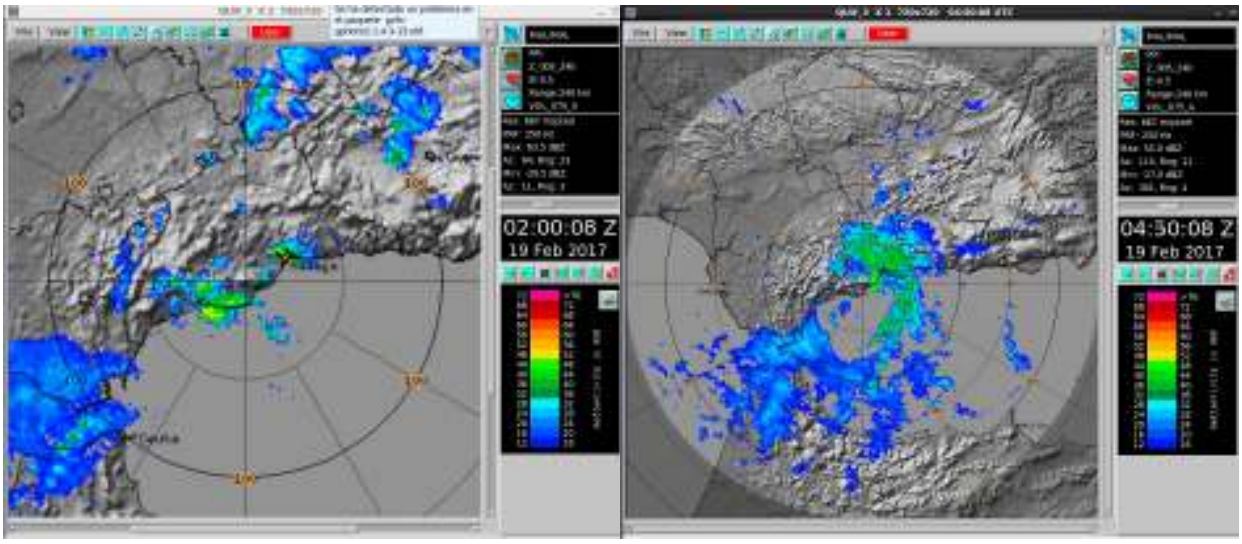


Figura 55.14: Imágenes de reflectividad del radar de Málaga correspondientes al desarrollo del episodio. AEMET 2017.

Lluvias y vientos intensos en Canarias (Feb-Mar 2017)

56

CRISTO J. ALEJO HERRERA, PINO GONZÁLEZ SANTANA, IRENE PEÑATE DE LA ROSA Y DAVID QUINTERO PLAZA
Delegación territorial (DT) en las islas Canarias, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Mas yo que al turbio elemento
Tendí ya mis alas bellas
No vivo sino oigo en ellas
Crujir el vagoroso viento.

El bergantín "Sin rival" – I. NEGRÍN NÚÑEZ

En este capítulo analizamos el comportamiento del Sistema de Predicción por Conjuntos (SPC) del European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF), el ECENS, en las islas Canarias en dos situaciones: lluvias intensas los días 18 y 19 de marzo de 2017 y una situación de viento intenso los días 11 y 12 de febrero de 2017. La predicción probabilista no ha llegado a ser explotada del todo en Canarias, ello se debe probablemente a la baja resolución horizontal que el ECENS tiene frente a modelos como el determinista del Centro Europeo (ECHRES) o el HARMONIE-AROME (HARM). En Canarias la resolución es un factor crítico, ya que muchos de los fenómenos, sobre todo de precipitación, tienen lugar en una escala muy local, por efectos de importantes convergencias, y suponen un reto incluso para los modelos que hoy por hoy tienen más resolución. Por supuesto, la idea es introducir cada vez más las herramientas probabilistas, ya que complementan a las deterministas.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, lluvias y vientos intensos en Canarias febrero-marzo 2017.

Imagen parte superior: Viento con fuerte oleaje en Lanzarote el 12 de febrero de 2017, fotografía de Lancelot Medios.

56.1 Lluvias intensas 18 marzo 2017

56.1.1 Introducción

El 18 de marzo tuvieron lugar lluvias importantes en todo el archipiélago que fueron razonablemente bien captadas por los modelos de más alta resolución, ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) y HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316, abreviadamente HARM) y en general bien (aunque con matices debido a cómo subestima la precipitación) por parte del SPC del ECMWF (cap. 19 en la página 295), el ECENS (sec. 19.3 en la página 299) [492]. En la Figura 56.1 vemos un registro de los valores más importantes y su representación gráfica.

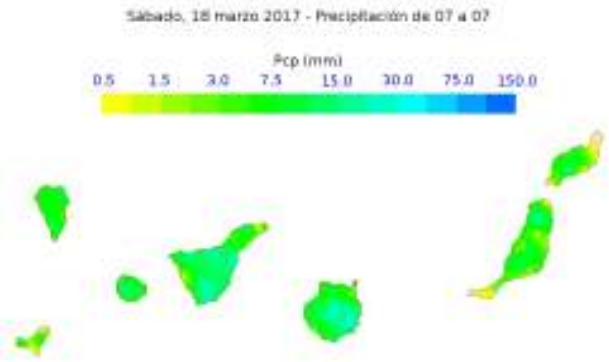


Figura 56.1: Precipitación observada el día 18 de marzo de 2017, de 07 a 07 horas.

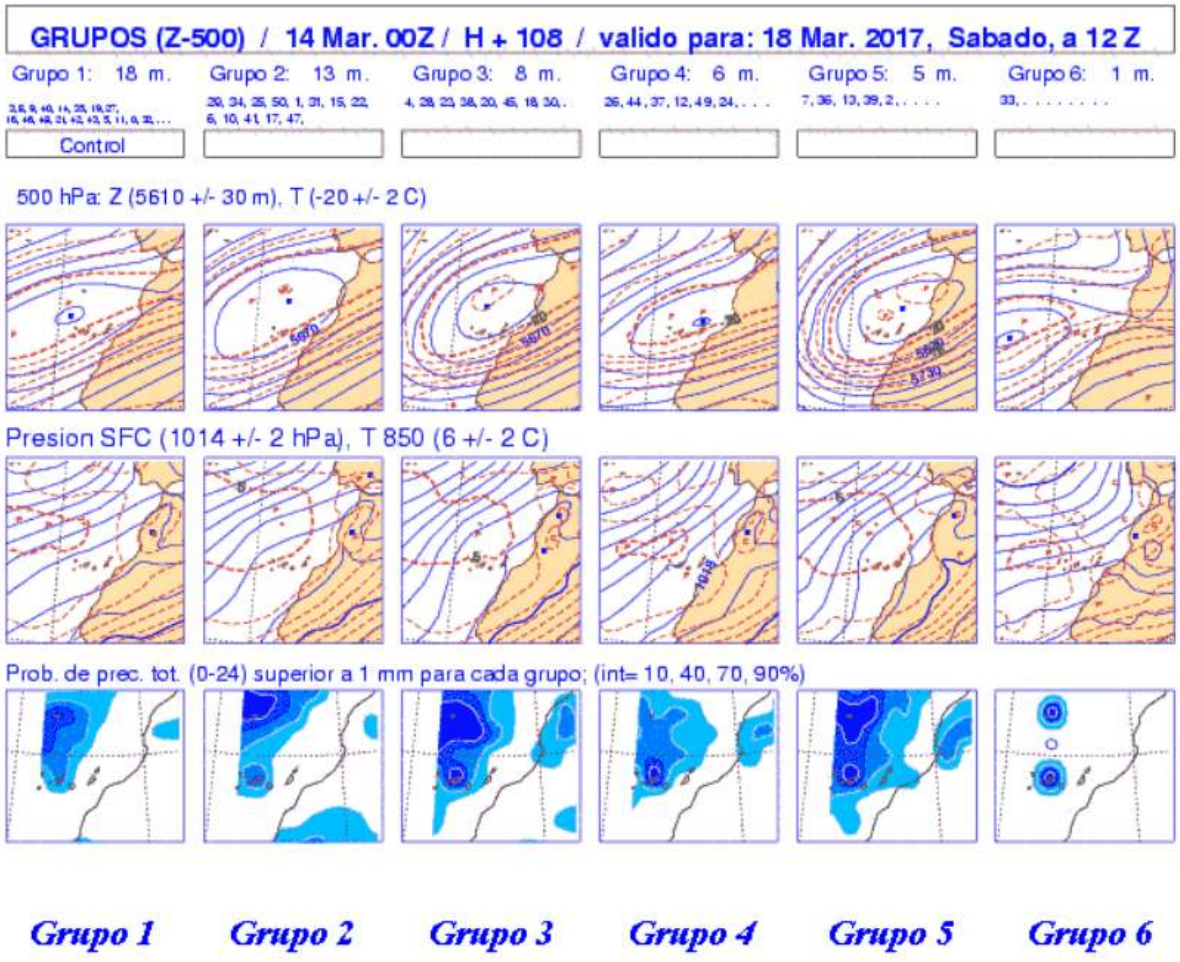


Figura 56.2: Grupos, realizados en la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) para nuestras áreas, del ECENS del día 14 de marzo (pasada de las 00 UTC), válidos para el 18 de marzo de 2017.

56.1.2 Análisis

En el día 14 de marzo de 2017 se empezó a hacer la predicción del 18 de marzo (el D+4, en ese momento). Los grupos (sec. 27.4.1 en la página 412) mostraban altas presiones relativas con poco viento en superficie, pero una depresión aislada de niveles altos (DANA) importante en el nivel de 500 hPa. Todos los grupos daban precipitación sobre Canarias por encima de un 1 mm con muy alta probabilidad, principalmente sobre las islas occidentales (Figura 56.2 en la página anterior).

Con más detalle, la precipitación acumulada en 24 horas para el sábado 18 daba valores superiores a 5 mm, con menor probabilidad superiores a 10 mm e incluso con muy baja probabilidad y solo en las islas de La Palma y Tenerife a los 20 mm (Figura 56.3).

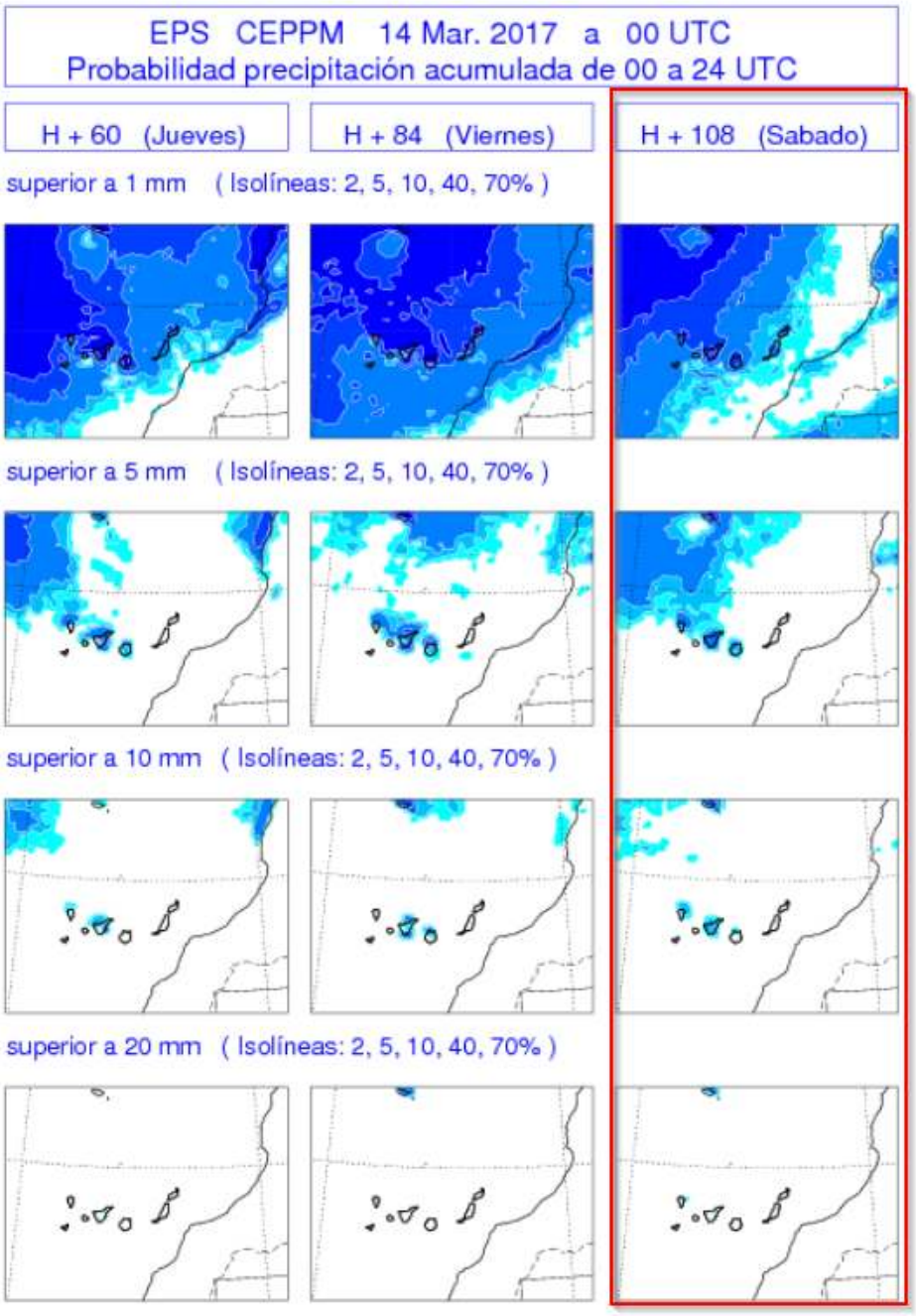


Figura 56.3: Mapas de probabilidad del día 14 de marzo (pasada de las 00), válidos para los días 16, 17 y, recuadrado en rojo, 18 de marzo de 2017.

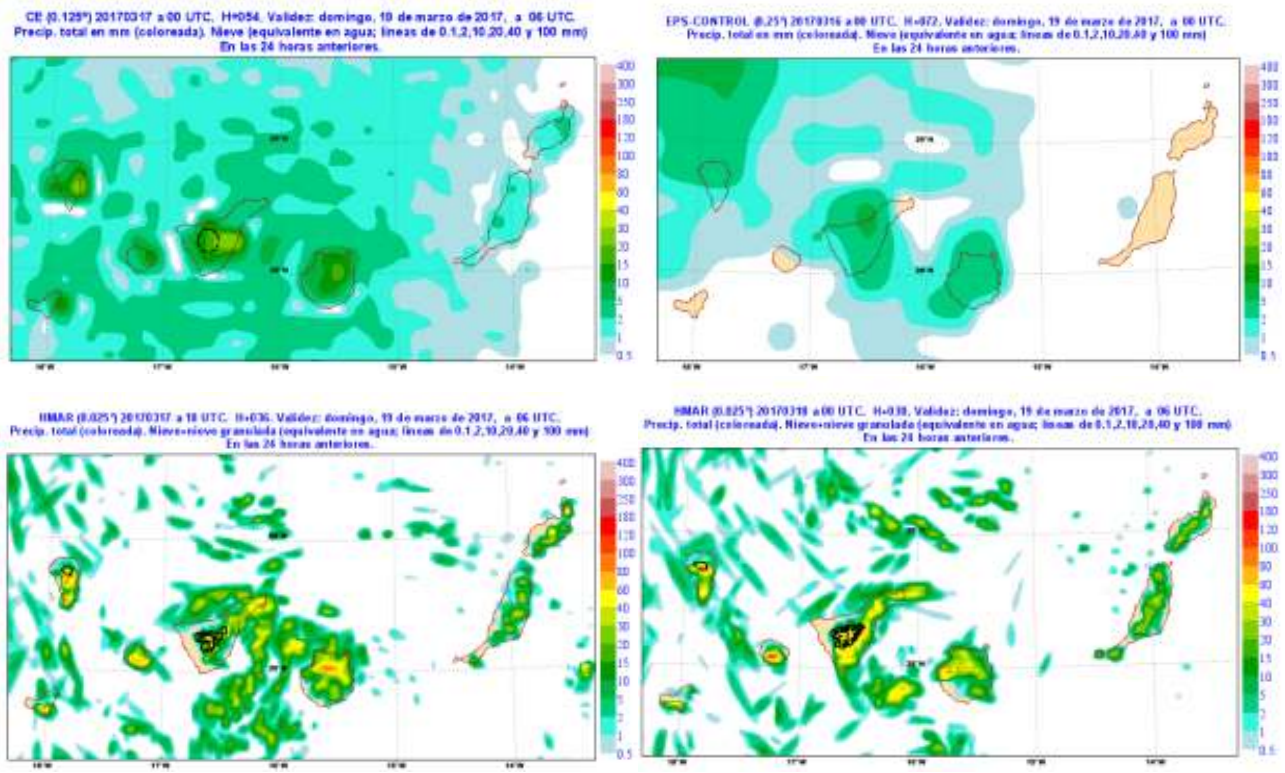


Figura 56.4: Precipitación válida para el día 18, procedente de diferentes modelos. Arriba izquierda: ECHRES día 17 pasada 00 D+1, arriba derecha ECENS miembro control día 16 pasada 00 D+2, abajo izquierda HARM día 17 pasada 18 H+36, abajo derecha HARM día 18 pasada 00 H+30.

Esto es realmente significativo en Canarias, ya que es sabido por los predictores que el ECENS subestima mucho la precipitación [510], así que estos valores fueron toda una llamada de atención. El día 15 de marzo no hubo cambios significativos más allá de las habituales fluctuaciones para un medio plazo.

A partir del día 16 de marzo la situación entraba en el corto plazo. El uso de los SPC aumenta con el alcance de la predicción y, aunque en Canarias para el corto plazo el ECENS se usa poco, se comentan aquí algunos resultados para comparar con los modelos deterministas de alta resolución. El miembro de control pasó al grupo con menos miembros, señal clara de incertidumbre (incertidumbre por otro lado habitual en situaciones con convección), no obstante, a primera vista, todos los grupos mantuvieron cierta coherencia con las pasadas anteriores y entre ellos. La diferencia principal es que algunos miembros mostraron que la DANA tendría un reflejo en superficie con una baja relativa. Como podemos ver en los campos de precipitación a las 06 horas y 00 horas acumulada en las 24 horas anteriores (Figura 56.4, arriba, izquierda y derecha respectivamente) había coincidencia espacial entre el modelo del ECHRES y el ECENS, aunque en cuanto a valores tenemos la habitual subestimación del ECENS (y también, aunque en menor medida, del ECHRES) frente a la observación.Nótese que para el miembro de control del ECENS no es posible mostrar la precipitación a las 06 horas para las 24 horas anteriores, hay que mostrarla a las 00. Entre pasadas podemos decir que no hubo cambios significativos. En cuanto al HARM, sí difería un poco más con respecto al ECHRES y al ECENS, ya que mostraba importantes núcleos de precipitación en Lanzarote y Fuerteventura, algo que ECHRES y ECENS apenas consideraron, lo cual es consistente con su menor resolución. Conviene también hacer notar que el HARM, al menos en Canarias, tiende a fluctuar más en estas situaciones convectivas, como se puede ver en las imágenes que adjuntamos (Figura 56.4, abajo), predicciones que por supuesto pueden compararse con los datos interpolados de las estaciones (Figura 56.1 en la página 852).

56.1.3 Conclusiones

Si nos preguntamos qué modelo se comportó mejor en esta situación no parece que haya una respuesta clara ni directa. El HARM captó precipitación en Lanzarote y Fuerteventura, pero la sobrestimó; también parece que sobrestimó la lluvia en algunos puntos de

las islas de mayor relieve (o al menos si se dieron esos valores tan altos fueron muy localizados y no los captaron nuestras estaciones). Como se comentó en una reciente nota técnica [510], al menos en Canarias hay que tener cuidado con los valores elevados de precipitación del HARM cuando son muy puntuales, pues si bien en ocasiones pueden captar bien una situación, en otras ocasiones hay sospechas de que sobrestiman. El ECHRES no arrojó valores tan elevados de lluvia pero subestimó claramente la situación de Lanzarote y Fuerteventura; en las islas de mayor relieve fue mejor con alguna subestimación, como en Gran Canaria. En cuanto al ECENS, sirvió para hacer una llamada de atención a los predictores, dado que como hemos comentado, el hecho de ver valores con probabilidad superior a 5, 10 e incluso casi 20 mm es verdaderamente significativo en Canarias; para hacer una predicción más precisa no fue de utilidad, aunque realmente tampoco puede exigirse, dada su resolución.

56.2 Lluvias intensas 19 marzo 2017

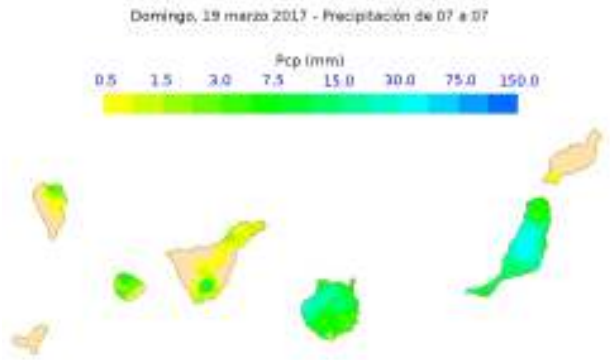


Figura 56.5: Precipitación observada el día 19 de marzo de 2017, de 07 a 07 horas.

56.2.1 Introducción

Nos vamos a detener un poco más en la situación de este día ya que los modelos disponibles no aportaron el valor necesario para el predictor. Hubo convección, tormentas, una muy importante actividad eléctrica e incluso se registró granizo en varios puntos de las islas. En Fuerteventura se formaron tormentas con granizo y precipitación fuerte. Se llegaron a registrar más de 60 litros en apenas 2 horas. En las predicciones se incluía la posibilidad de tormentas localmente fuertes, aunque no se esperaba que se alcanzaran los umbrales para emitir avisos previstos. Posteriormente se envió un aviso observado. Los valores de precipitación recogidos dan idea de una situación diferente a la del día anterior, una situación con una naturaleza convectiva más pura, con chubascos intensos más localizados y lluvias en general menos repartidas (Figura 56.5).

En niveles altos, el centro de una DANA se desplazaba lentamente desde Canarias hacia África. En niveles bajos, apenas había reflejo en superficie y predominaban los vientos flojos sobre las islas. La tendencia del viento era que a partir de la tarde se volvía a instalar el alisio gradualmente, de nordeste a suroeste (no mostrado aquí). Tanto los modelos deterministas como el ECENS reflejaban inestabilidad, pero las salidas de precipitación no mostraron una intensidad de precipitación significativa, como veremos.

56.2.2 Análisis

Las tormentas se originaron por convergencia de vientos. Por un lado, aparece una línea nubosa (estructura 1 en la Figura 56.6 izquierda) orientada NW-SE y que se desplaza norte a sur (líneas de inestabilidad que marcan la frontera entre los vientos débiles y la irrupción del Alisio). Por otro lado, en Fuerteventura se aprecian pequeñas líneas nubosas (estructuras 2 y 3 en la misma figura) que podemos identificar como convergencias de flujo a nivel local.Cuando la banda 1 interacciona con estas pequeñas estructuras se produce una intensificación de la convección y se forma una primera tormenta que se desplaza hacia el istmo de La Pared y precipita intensamente (estructura 3 en la Figura 56.6 derecha). Al sur de esta tormenta se aprecia frente de racha (estructura 4 en la Figura 56.6 derecha) que presumiblemente puede ser el mecanismo de disparo de la tormenta del norte (estructura 2 en la misma figura), que es la que deja más de 60 mm de precipitación en apenas 2 horas.

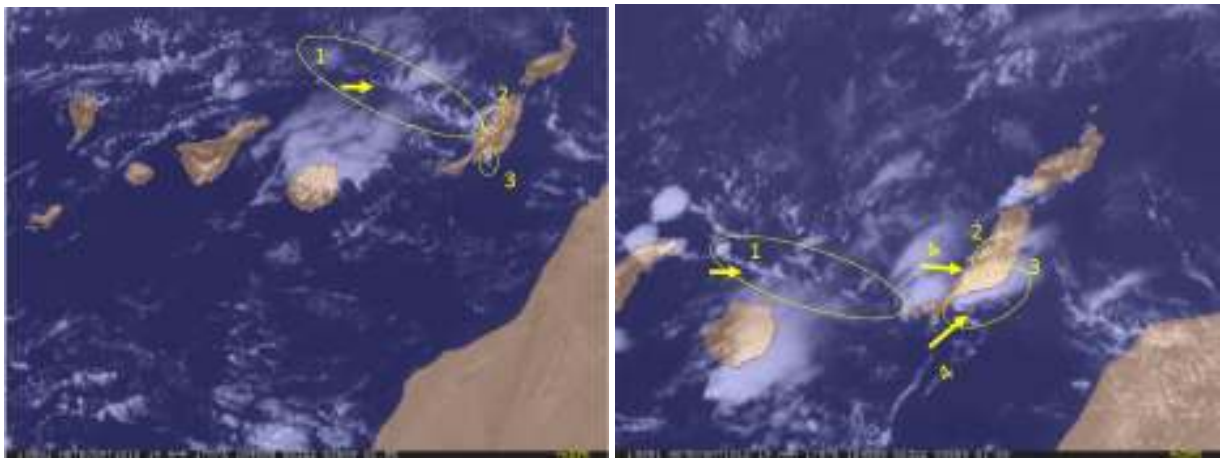


Figura 56.6: Imágenes de satélite del 19 de marzo a las a las 10:45 (izquierda) y 12:45 UTC (derecha).

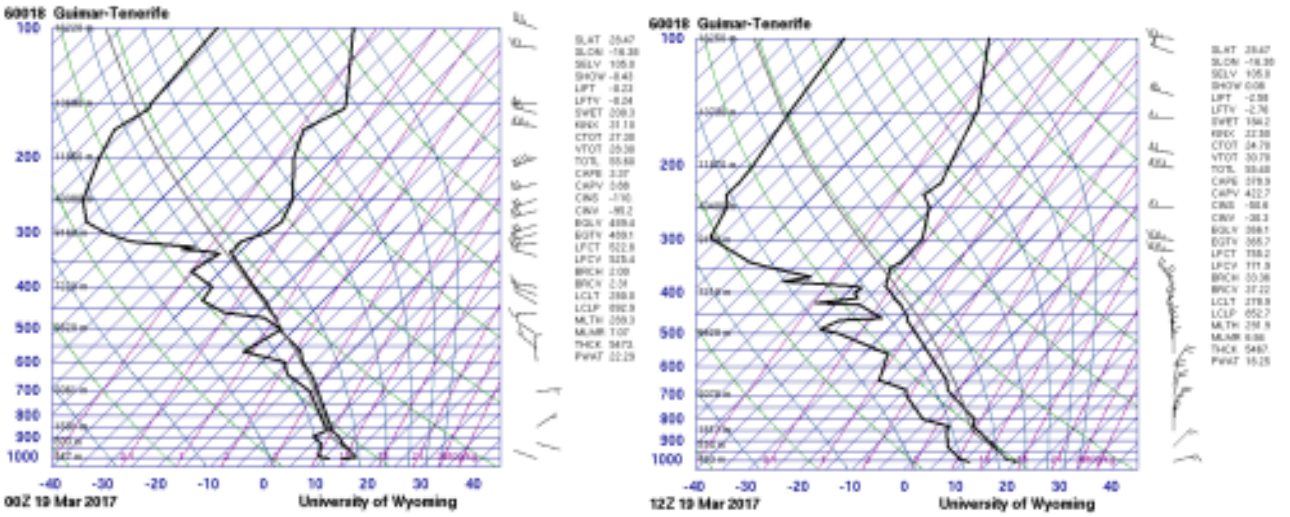


Figura 56.7: Sondeos de las 00 (izquierda) y 12 UTC (derecha) del día 19 de marzo de 2017 sobre el municipio de Güímar, este de Tenerife.

En la Figura 56.7 mostramos por completitud dos sondeos tomados desde el municipio de Güímar el día 19 de marzo de 2017 a las 00 UTC (izquierda) y 12 UTC (derecha), en la costa este de Tenerife, en los que se ve que de un ambiente ligeramente inestable y convectivo a las 00 horas pasamos a uno claramente convectivo e inestable a las 12 horas. Nótese por ejemplo el aumento del índice LI o del índice convective available potencial energy (CAPE). Es posible que estos valores de los índices no resulten tan elevados como se comenta en los libros, pero la experiencia de la predicción en nuestra zona, en Canarias, nos ha enseñado que no hacen falta valores exagerados de estos índices para tener episodios de convección intensa.

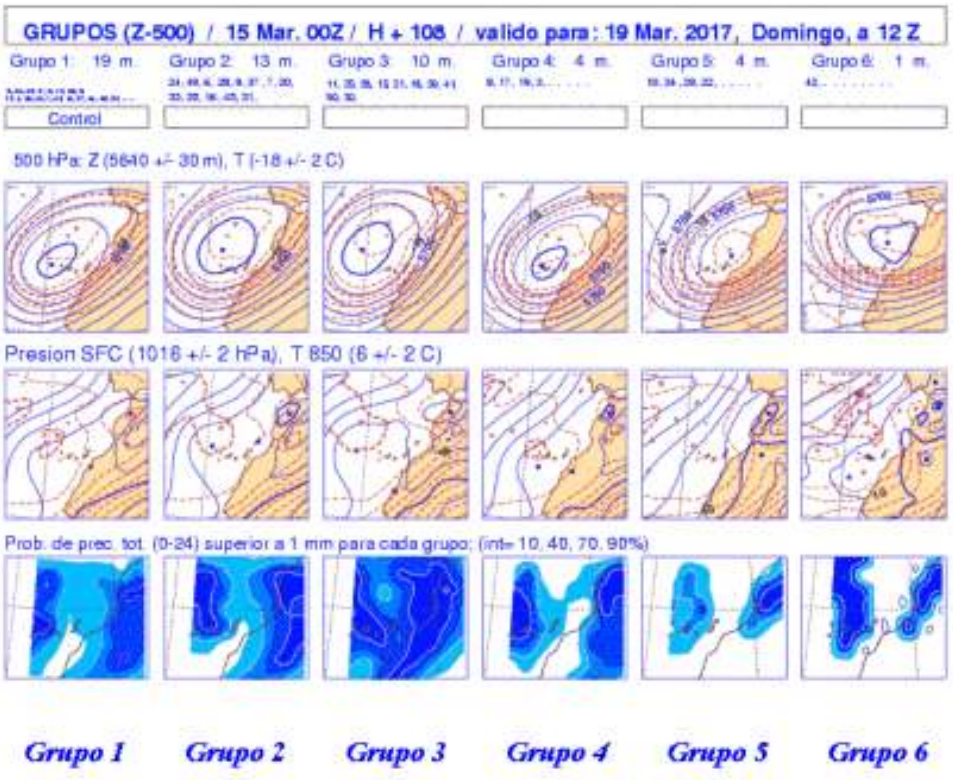


Figura 56.8: Agrupación AEMET de las salidas del ECENS del día 15 de marzo (pasada de las 00 UTC), válidos para el 19 de marzo de 2017.

Para el día 15 (D+4), aunque Control estaba en el grupo con más miembros, se ve a simple vista más variabilidad en la posición de la DANA y en la distribución de lluvias (Figura 56.8 en la página anterior) que en el día anterior.

Esta situación se mantuvo el 16, quizá disminuyendo algo la incertidumbre, pero no demasiado (no mostrado). En los mapas de probabilidad del día 15 (Figura 56.9), vemos como ejemplo que para la jornada del 19, domingo, se marcaban valores importantes no solo para 1 mm, sino también para 5 mm, 10 mm e incluso algo en 20 mm, lo cual es, como comentamos en el caso del día anterior, una llamada de atención sobre el potencial de lluvia que tenía la situación. Según pasadas y según grupos, se marcaba o no lluvia sobre Lanzarote y Fuerteventura, pero teniendo en cuenta que en África había señal de precipitación, que el ECENS tiene una resolución muy baja y que estaban las típicas incertidumbres asociadas a los procesos convectivos, es difícil (por no decir imposible) afirmar rotundamente que en esas dos islas o en otras no fuese a llover. El ECENS actuó como un semáforo para avisar del potencial de la situación, pero difícilmente se podía utilizar para hacer una predicción concreta.

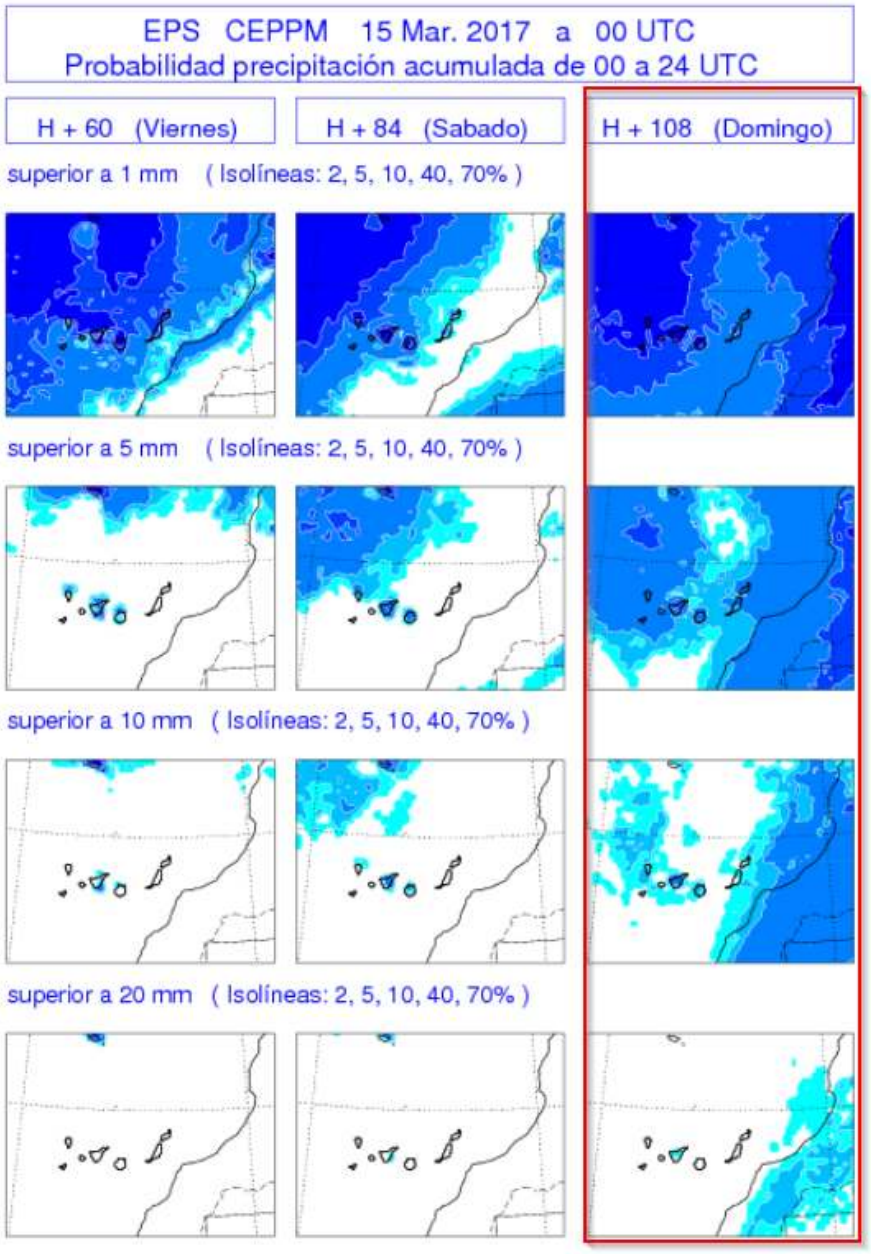


Figura 56.9: Mapas de probabilidad del día 15 de marzo (ECENS pasada de las 00), válidos para el 19 de marzo de 2017.

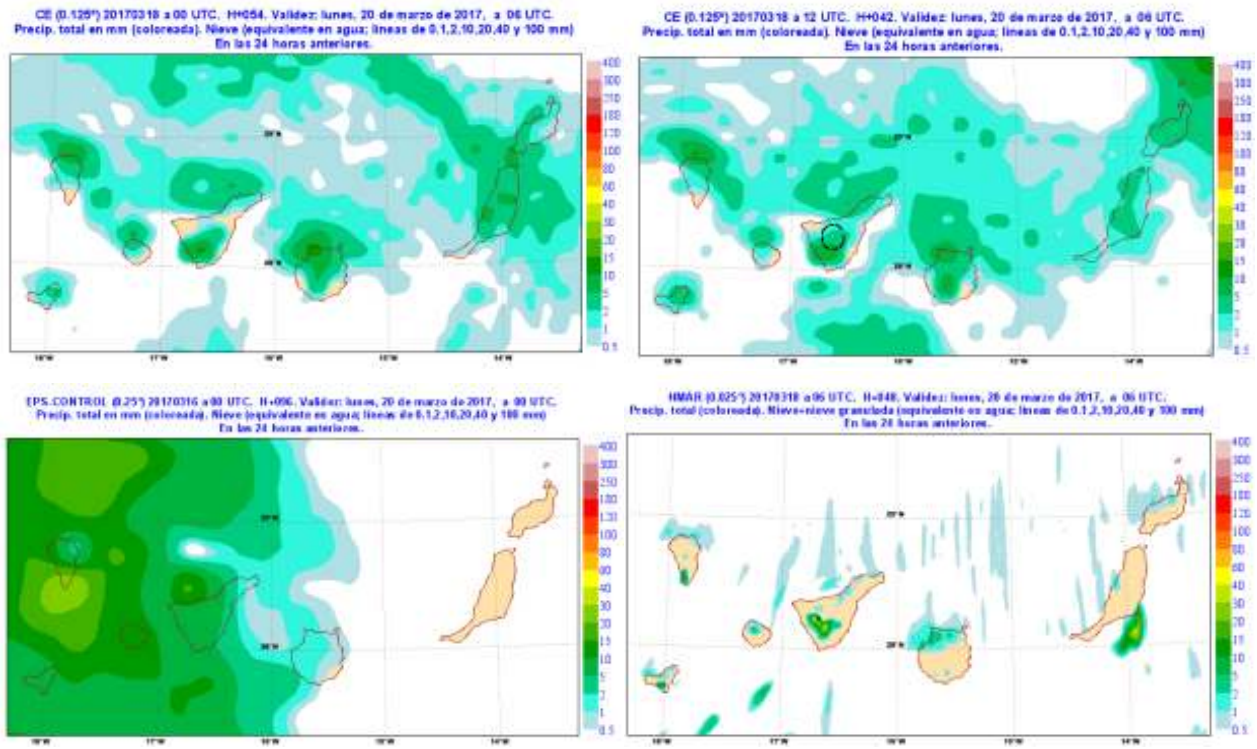


Figura 56.10: Precipitación válida para el día 19, procedente de diferentes modelos. Arriba izquierda: ECHRES día 18 pasada 00 H+54, arriba derecha ECHRES día 18 pasada 12 H+42, abajo izquierda ECENS control día 16 pasada 00 H+96, abajo derecha HARM día 18 pasada 06 H+48.

Los mapas de probabilidad de los días siguientes al aquí mostrado no cambiaron demasiado: las señales de 20 mm en 24 horas se retiraron en los mapas del día 16 (no mostrado aquí), aunque volvieron a aparecer para el día 17 (no mostrado para no sobrecargar de imágenes el texto); eso sí, siempre sobre Tenerife y Gran Canaria; Fuerteventura, que acumuló valores muy importantes, quedaba al margen. Curiosamente, fueron los valores del mapa de probabilidad de precipitación del día 15 (Figura 56.9 en la página anterior) los que se quedaron más cerca de captar la situación real, ya que fue el día en que más cantidad y probabilidad de lluvia aparecía en las islas orientales. Por supuesto, esto cae en el rango de incertidumbres estadísticas típicas, realmente la pauta que enseña la experiencia en predicción es que cuanto más cerca estemos del periodo de predicción mejor tienden a ir los modelos. En definitiva, parece que el ECENS actuó como un semáforo para indicar potencial convectivo importante, pero no servía para dar más detalle. Otra cosa sería si se dispusiese de sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) de corto plazo con modelos de mucha más alta resolución, e. g. cuando esté operativo el futuro AEMET-γSREPS, actualmente en desarrollo (cap. 22 en la página 339). Un sistema de esas características podría arrojar algo más de luz en estas situaciones convectivas y ser más específico en sus predicciones.

Mostramos el miembro de control del ECENS, como en el caso anterior, de las 00 a las 24 horas, detalle a tener en cuenta (Figura 56.10). El miembro de control dio precipitaciones en general bastante bajas salvo en esta pasada del día 16 a las 00 horas, en la que mostró valores bastante importantes para la poca resolución que tiene. Lamentablemente estos valores los situó en las islas occidentales, cuando los grandes registros se los llevó la parte oriental (Figura 56.5 en la página 856).

El HARM pareció captar la zona de convergencias de Fuerteventura (Figura 56.11 en la página siguiente superior derecha) e incluso la zona sur de Tenerife; en Gran Canaria aumentó la precipitación en las últimas pasadas, aunque se quedó algo corto; en ocasiones ubicó un segundo núcleo en el mar hacia el sureste de Lanzarote, que no sabemos si se cumplió o no. Por su parte, el ECHRES mostró unos valores de lluvias dispersas (Figura 56.10 superior derecha), en general por todo el archipiélago, sin mostrar valores realmente elevados en ningún punto; no parece que haya sido capaz de captar los clásicos núcleos aislados de un proceso típico de convección.

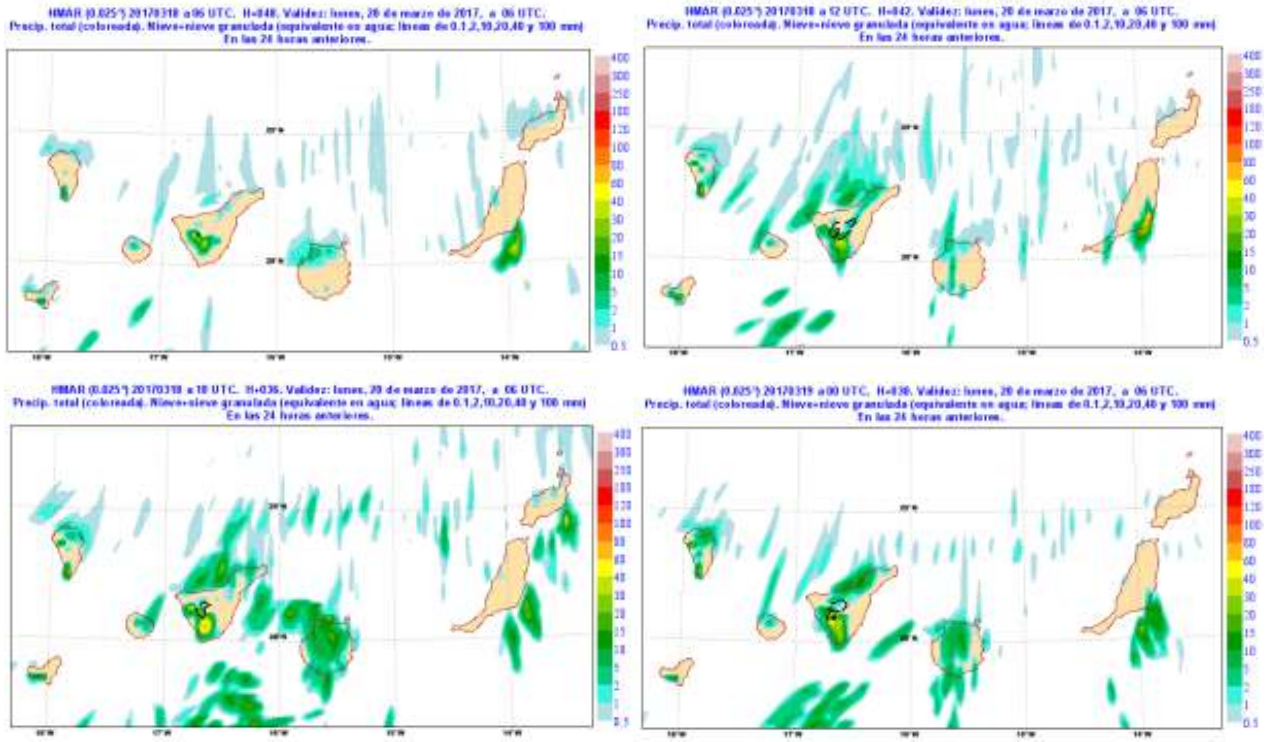


Figura 56.11: Precipitación válida para el día 19 de 06 UTC a 06 UTC del día siguiente, procedente de diferentes pasadas del modelo HARM. Arriba izquierda: día 18 pasada 06 H+48, arriba derecha día 18 pasada 12 H+42, abajo izquierda día 18 pasada 18 H+36, abajo derecha día 19 pasada 00 H+30.

56.2.3 Conclusiones

En Canarias, los predictores del tiempo estamos habituados a que la inestabilidad que aporta un centro de bajas presiones en la vertical de las islas puede disparar convección en cualquier parte. Los modelos nos permiten anticipar el movimiento de la baja e intentar prever las zonas más inestables. Las líneas de convergencia son muy habituales en las islas: es un mecanismo de disparo provocado por la orografía. La escala tan pequeña de estas líneas nubosas hace muy impredecible este tipo de situaciones, si bien el HARM y el ECHRES de alta resolución a veces dan indicio de su existencia, aunque también parecen arrojar falsas zonas de convergencia debido a la pobre orografía de las islas que manejan los modelos.

El ECENS se vio quizá desbordado en esta situación: tuvo lugar un evento de características claramente convectivas, en las que la resolución es crítica, más aún si cabe en Canarias, donde el relieve juega un papel clave y el terreno experimenta cambios bruscos en pocos centenares de metros. Podemos decir que el ECENS cumplió con su cometido de avisar que la situación tenía potencial para lluvias de importancia, pero poco más. El ECHRES tuvo un comportamiento tibio, poco incisivo para resultar una verdadera ayuda al predictor. Tanto ECHRES como ECENS han sufrido optimizaciones en los últimos años (2013-2016) muy enfocadas en latitudes *medias-altas*, a costa de su rendimiento en latitudes inferiores, subtropicales o con clara influencia mediterránea, donde el papel del calor latente marino es fundamental [251, 252]. Podría decirse que el HARM captó razonablemente la situación, pero como eran valores puntuales tan altos y sabemos que en alguna ocasión el HARM ha sobrestimado la precipitación, era difícil asegurar que lo que el HARM daba iba a ser cien por cien real. Por otro lado, en ocasiones el propio HARM se ha quedado corto, como por ejemplo pasó en el caso de Gran Canaria.

Las situaciones convectivas generan desarrollos puntuales muy efectivos que para predecir con precisión suponen un verdadero desafío. Por tanto, además de la predicción habitual, parece claro hacer hincapié en una predicción base más probabilista que determinista y una intensificación de la vigilancia para intentar detectar estructuras como estas líneas nubosas y la posibilidad de que desarrollen convección significativa. Este *nowcasting* activo puede añadirse a un contacto telefónico estrecho con los servicios de Protección Civil.

Figura 56.12: Efectos del evento del 12 de febrero de 2017. Árbol derribado sobre la carretera en la zona norte de Gran Canaria (izquierda) y viento con fuerte oleaje en el paseo marítimo de Playa Blanca, en el sur de Lanzarote (derecha). Ambas fotos se tomaron en la mañana del día 12 de febrero de 2017 y han sido cedidas por Pedro Hernández / LA PROVINCIA-Diario de Las Palmas y por Lancelot Medios, respectivamente.

56.3 Vientos intensos 12 febrero 2017

56.3.1 Introducción

Los días 11 y 12 de febrero de 2017 las islas Canarias estaban bajo la influencia de una amplia borrasca localizada al nordeste de Madeira (Figura 56.14). Esta perturbación generó varios frentes fríos que afectaron de forma generalizada al archipiélago, con chubascos localmente fuertes, acompañados de tormentas y precipitaciones en forma de nieve en cumbres centrales de Tenerife, por encima de unos 2400 metros. No obstante, lo más significativo de esta situación fueron las rachas de viento que tuvieron lugar, principalmente en la primera mitad del día 12, y cuyos valores figuran en la Tabla 56.1 en la página 865.

En dicha tabla podemos apreciar que en casi el 50 % de las estaciones se registraron rachas máximas de viento que superaron los 90 km/h e, incluso en zonas altas de El Hierro, La Gomera, Tenerife y Gran Canaria llegaron a sobrepasar los 120 km/h, con valores de 126 km/h, 144 km/h, 141 km/h y 122 km/h, respectivamente (Tabla 56.1 en la página 865). Entre los incidentes ocasionados por este temporal de lluvia y viento destacan caídas de árboles y de tendido eléctrico y desprendimientos que en algunos casos obligaron a cortar carreteras, sobre todo en Tenerife, Gran Canaria, La Palma y Fuerteventura. Las fotos mostradas en la Figura 56.12 reflejan los efectos del viento en la zona norte de Gran Canaria y en el paseo marítimo de Playa Blanca, en el sur de Lanzarote, donde además del viento hay que unir los efectos del oleaje.

Los aeropuertos de Tenerife Norte, La Palma, El Hierro y La Gomera resultaron afectados con desvíos y cancelaciones de más de una decena de vuelos. La situación afectó también al estado de la mar en el entorno de Canarias, con fuertes vientos de hasta fuerza 8, que soplaron del oeste o suroeste.

El presente estudio se va a centrar en el comportamiento de los modelos a la hora de predecir las rachas de viento del día 12 de febrero de 2017, desde el medio plazo hasta el muy corto plazo.

56.3.2 Análisis

En la Figura 56.13 en la página siguiente (izquierda), se representan las probabilidades de racha máxima de viento a 10 m del ECENS del 8 de febrero a las 00 UTC previsto para el día 12 (entre 00 y 24 horas), donde podemos apreciar que ya a D+5 debemos considerar que las rachas de viento pueden superar los 38 kt (nudos), lo que equivaldría a un nivel de alerta amarillo, según el Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos meteorológicos adversos METEOALERTA (cap. 41 en la página 635).

En el Plan Meteoalerta el nivel de riesgo se representa en un modo similar a las señales luminosas de tráfico: verde, amarillo, naranja y rojo según aumenta el riesgo. Para la CCAA de Canarias los umbrales establecidos para cada nivel son: amarillo, vientos entre 60 y 90 km/h; naranja, entre 90 y 130 km/h; y rojo,

superiores a 130 km/h. Hay también una señal, aunque bastante débil, de que se puedan superar los 51 kt (nivel naranja). A D+3 (Figura 56.13, derecha) la probabilidad de vientos que superen los 51 kt aumenta ligeramente y afecta a todo el archipiélago.

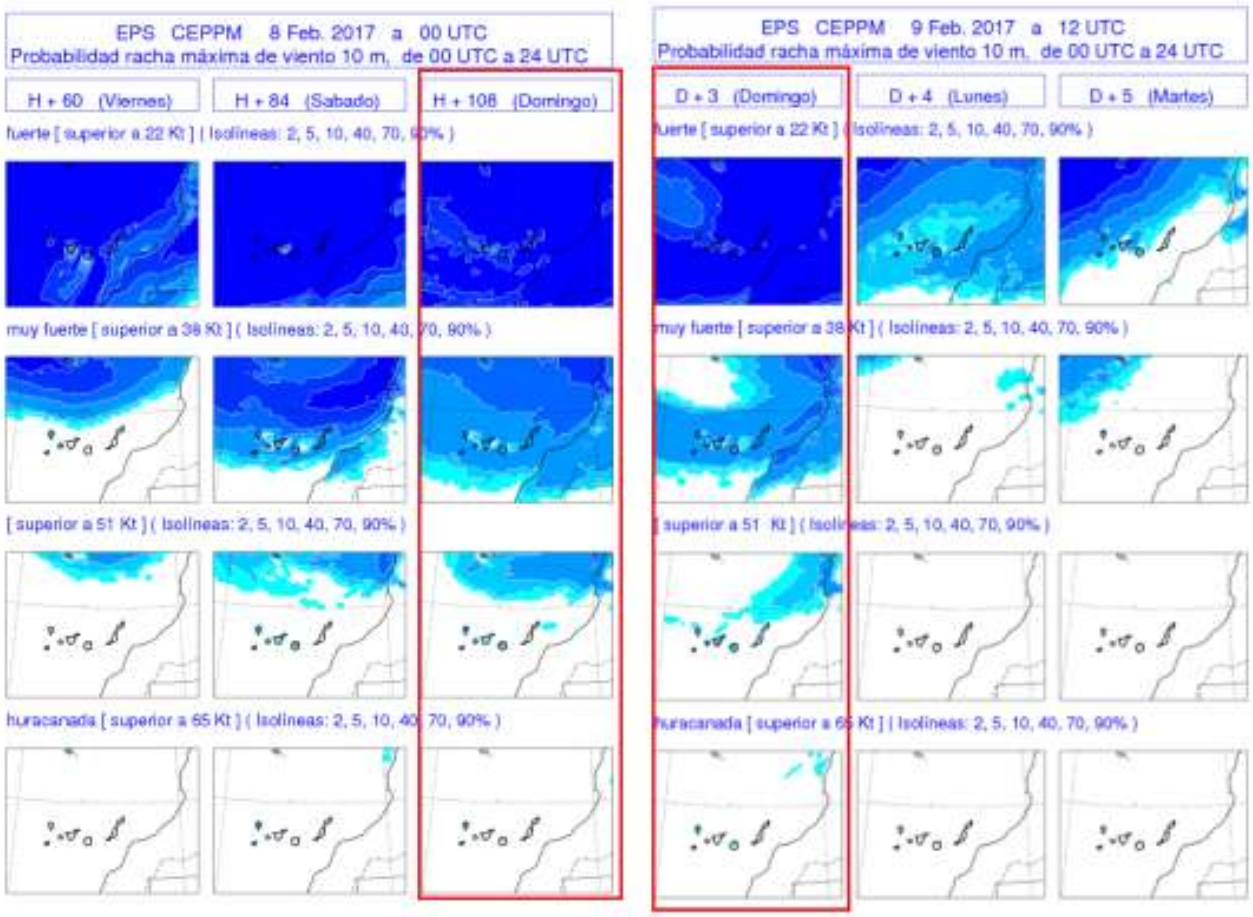


Figura 56.13: Mapas de probabilidad válidos para el 12 de febrero de 2017, del día 8 de febrero, pasada de las 00 (izquierda) y del día 9 de febrero, pasada de las 12 (derecha).

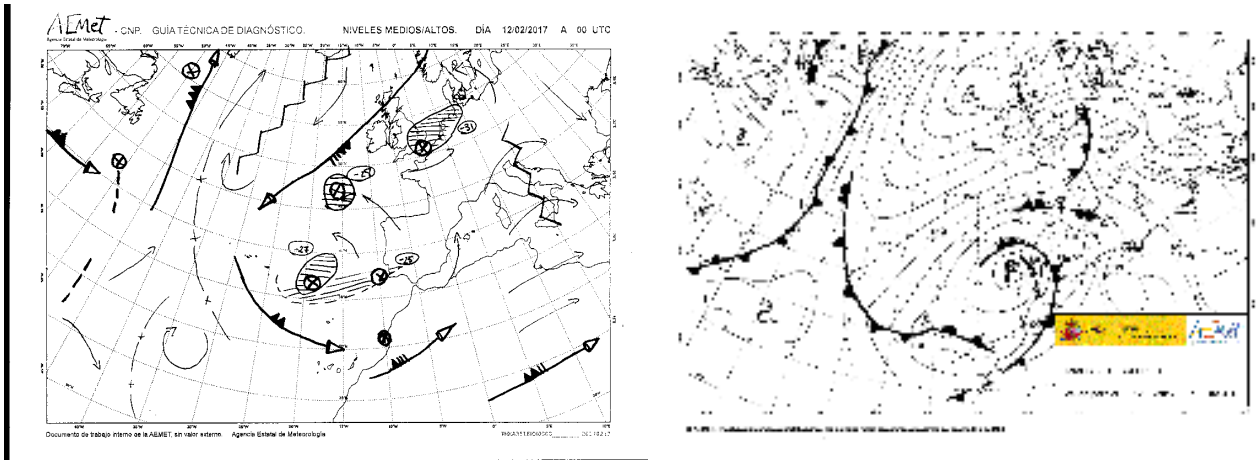


Figura 56.14: Guías técnicas de diagnóstico para el 12 de febrero de 2017 a las 00 UTC. Izquierda: niveles medios/altos. Derecha: superficie.

Si analizamos el entorno sinóptico (Figura 56.14) que generan estos escenarios de vientos extremos, desde D+5 hasta corto plazo, podemos observar que hay una consistencia temporal de los modelos (Mapas de probabilidad en la Figura 56.13 en la página anterior y supergrupos en la Figura 56.15).

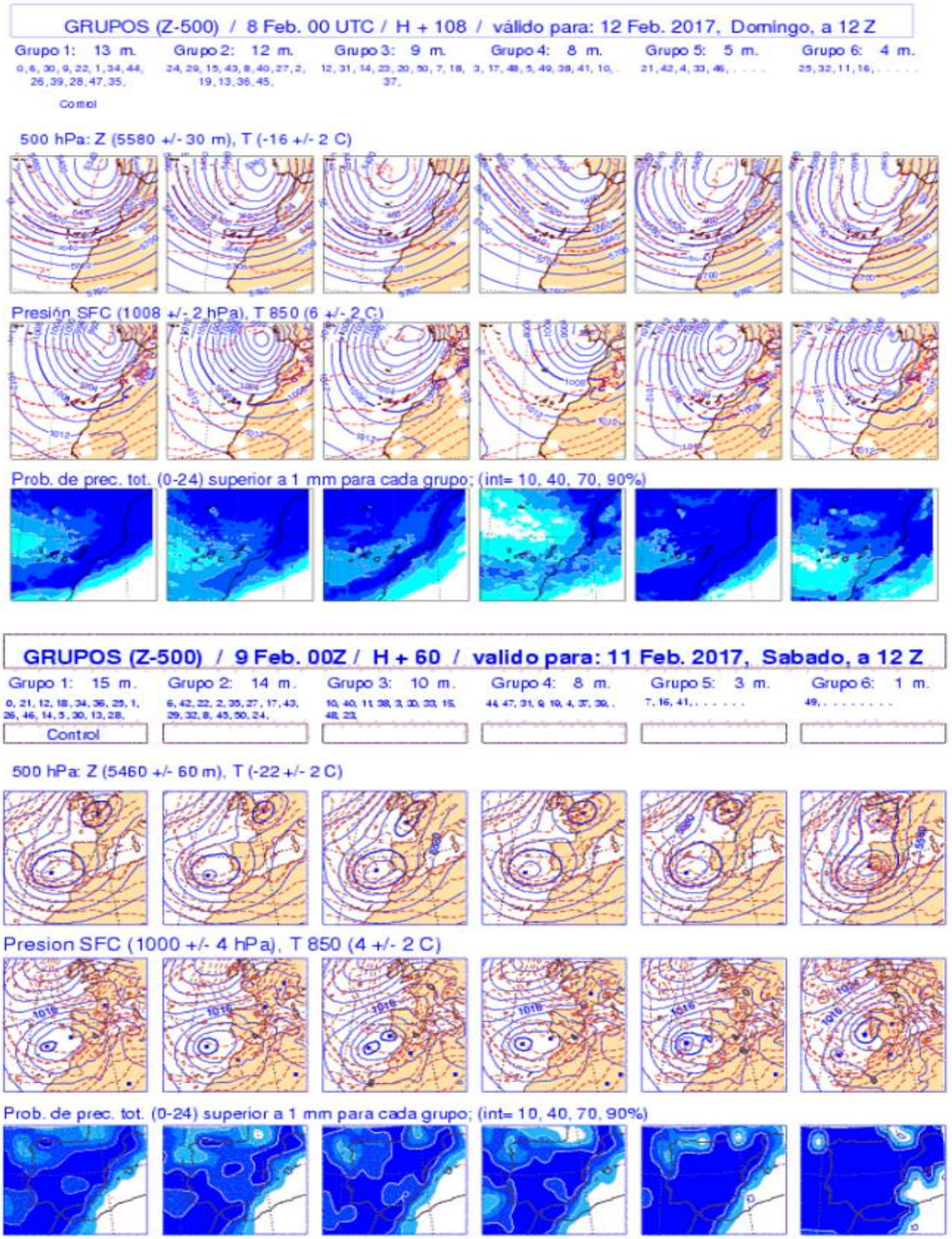


Figura 56.15: Agrupaciones hechas en AEMET de las salidas del ECENS. Arriba: pasada del 8 de febrero 00 UTC, válida para el 12 de febrero de 2017 a las 12 UTC. Abajo: pasada del 9 de febrero 00 UTC, válida para el 11 de febrero de 2017 a las 12 UTC.

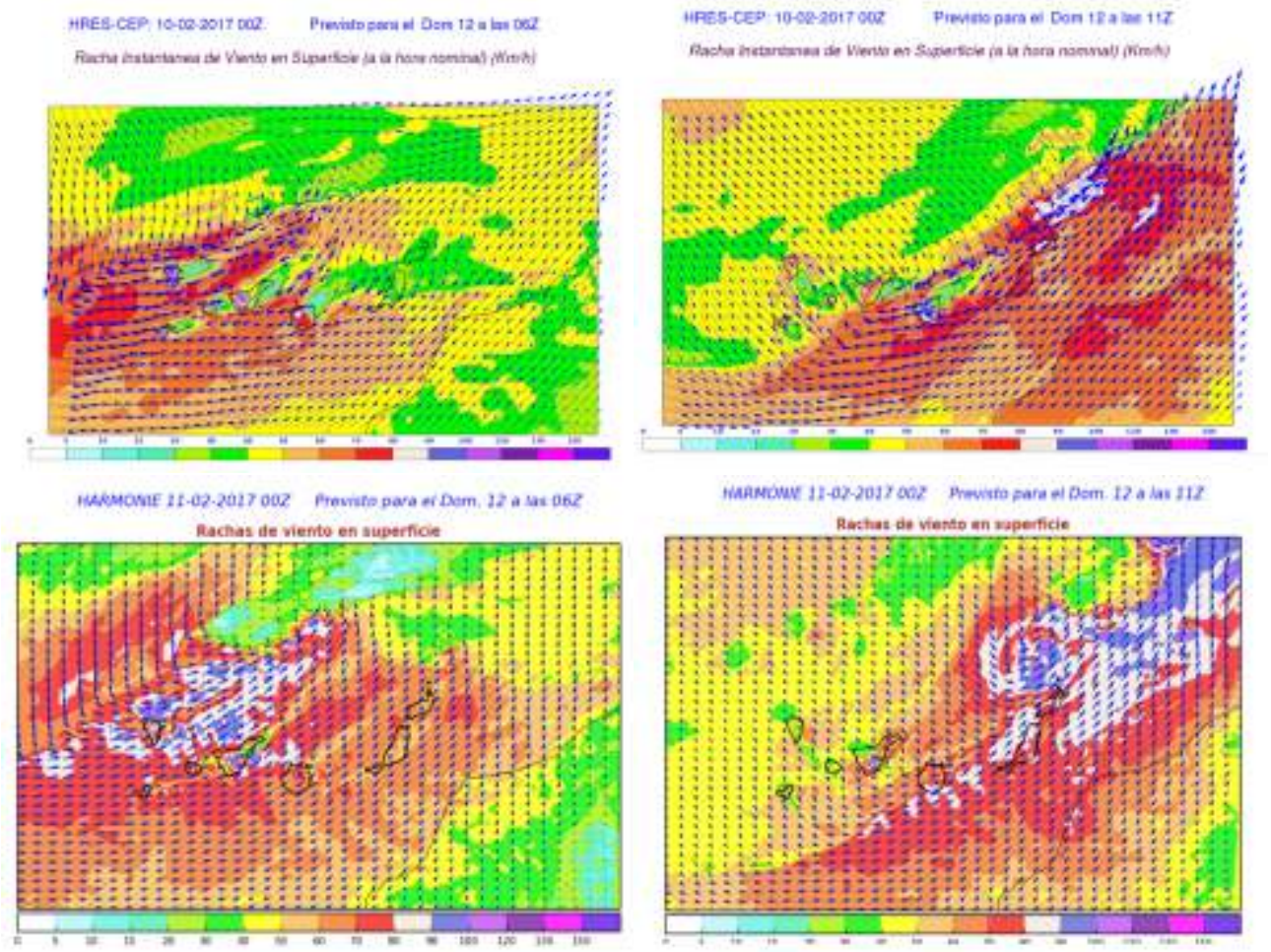


Figura 56.16: Rachas instantáneas de viento en superficie (km/h). Arriba: ECHRES pasada de las 00 UTC del día 10, previstas para el 12 de febrero a las 06 UTC (izquierda) y las 11 UTC (derecha). Abajo: HARM pasada de las 00 UTC del día 11, previstas también para el 12 de febrero a las 06 UTC (izquierda) y las 11 UTC (derecha).

En la Figura 56.16 se muestran las salidas de los modelos deterministas de corto-medio plazo (ECHRES, arriba) y corto-muy corto plazo (HARM, abajo). Sólo se han representado los vientos previstos a las 06 y a las 11 UTC para reflejar cómo los vientos afectan inicialmente a la parte occidental y, a medida que transcurre la mañana, son las islas orientales las más afectadas.

También podemos apreciar que, según nos acercamos al día de predicción, ambos modelos recogen muy bien las intensidades de viento registradas. Pueden compararse las salidas en diferentes pasadas de los modelos ECHRES y HARM en la Figura 56.16, por un lado, y los valores registrados en la red de estaciones automáticas de AEMET en Canarias, tanto en la Figura 56.17 como en la Tabla 56.1 en la página siguiente.

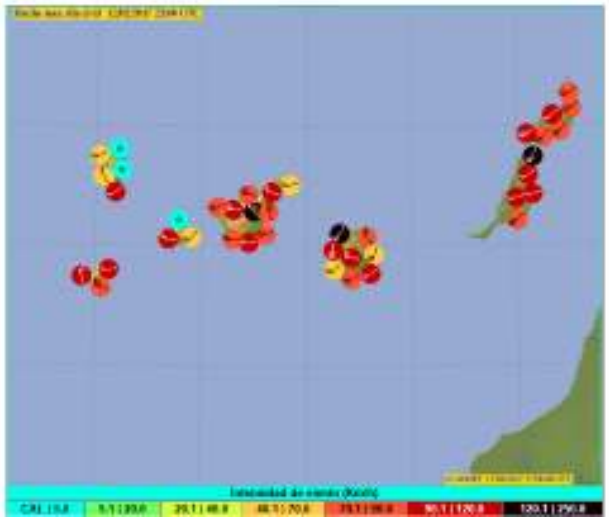


Figura 56.17: Observaciones de rachas máximas entre las 00 y 23 UTC del día 12 de febrero de 2017 procedentes de estaciones automáticas de AEMET en Canarias.

ISLA	NOMBRE	ALTITUD	R_MAX_DIR	R_MAX_VEL	R_MAX_HOR
LANZAROTE	TIAS (LAS VEGAS)	376	22	71	1050
	YAIZA (PLAYA BLANCA)	6	23	90	1040
	LANZAROTE/AEROPUERTO	14	99	82	9999
	HARIA-CEMENTERIO	277	22	83	850
	TINAJO-LOS DOLORES	275	23	98	1140
	TEGUISE LA GRACIOSA-HELIPUERTO	19	24	78	1220
LA PALMA	EL PASO-C.F.	644	27	85	610
	FUENCALIENTE-SALINAS	30	24	93	750
FUERTEVENTURA	TUINEJE-PUERTO GRAN TARAJAL	1	22	80	1010
	ANTIGUA-EL CARBÓN	252	24	96	1050
	FUERTEVENTURA/AEROPUERTO	25	25	91	1233
	LA OLIVA (CARRETERA DEL COTILLO)	217	24	96	1200
	LA OLIVA-PUERTO DE CORRALEJO	6	21	119	1000
LA GOMERA	VALLEHERMOSO-ALTO IGUALERO	1475	26	144	520
	VALLEHERMOSO-CHIPUDE C.F.	1242	28	96	700
	LA GOMERA/AEROPUERTO	219	25	100	900
TENERIFE	CAÑADAS PARADOR	2150	22	94	450
	ADEJE-CALDERA B	130	26	72	940
	ARICO-DEPURADORA LA DEGOLLADA	418	25	84	940
	TENERIFE/SUR	64	26	105	915
	IZAÑA	2371	32	141	1030
	CANDELARIA-DEPOSITO CUEVECITAS	463	34	80	1110
	LAS MERCEDES-LLANO LOS LOROS	868	28	70	930
	TENERIFE/LOS RODEOS	632	29	95	1018
	TACORONTE-A.S.E.A.	310	27	80	930
	PUERTO DE LA CRUZ	25	28	78	910
	SAN JUAN RAMBLA-MIRADOR MAZAPE	370	27	87	740
	SILOS-DEPURADORA	28	24	77	800
GRAN CANARIA	SAN MATEO-CORRAL DE LOS JUNCOS	1702	28	101	1050
	TEJEDA-CRUZ DE TEJEDA	1514	27	122	800
	AGAETE-CASCO	5	21	116	810
	SAN BARTOLOME TIRAJANA (CUEVAS DEL PINAR)	1220	28	86	600
	SAN BARTOLOME TIRAJANA-LOMO PEDRO ALFONSO	806	99	102	9999
	SAN NICOLAS T.-TASARTE/COPARLITA	318	17	89	1050
	MOGAN. PUERTO RICO	10	24	72	520
	SAN BARTOLOME TIRAJANA-H LAS TIRAJANAS	960	28	109	1100
	SAN BARTOLOME TIRAJANA-C.INSULAR TURISMO	45	23	73	1050
	SAN BARTOLOME TIRAJANA (EL MATORRAL)	41	99	99	1030
	AGÜIMES-EL MILANO	306	25	100	1010
	TEROR-OSORIO	683	26	82	940
	LAS PALMAS G.C.-TAFIRA/ZURBARÁN	269	27	71	1140
	LAS PALMAS G.C. SAN CRISTOBAL	55	33	72	1140
	VALLESECO	900	26	119	850
	ARUCAS-BAÑADEROS	86	23	86	1030
	MASPALOMAS	6	24	75	1010
EL HIERRO	PINAR-DEPOSITO	948	29	86	810
	DEHESA-REFUGIO	715	6	73	920
	SAN ANDRES-DEPOSITO CABILDO	1070	28	126	730
	HIERRO/AEROPUERTO	32	26	91	740
	SABINOSA-BALNEARIO	20	35	114	750

ALTITUD : metros
R_MAX_DIR: Dirección de la racha máxima de viento, en decenas de grados
R_MAX_VEL: Velocidad de la recha máxima de viento, km/h
R_MAX_HOR: Hora de la racha máxima de viento, en hh:mm

Tabla 56.1: Tabla de rachas de viento correspondiente al día 12 de febrero de 2017.

56.3.3 Conclusiones

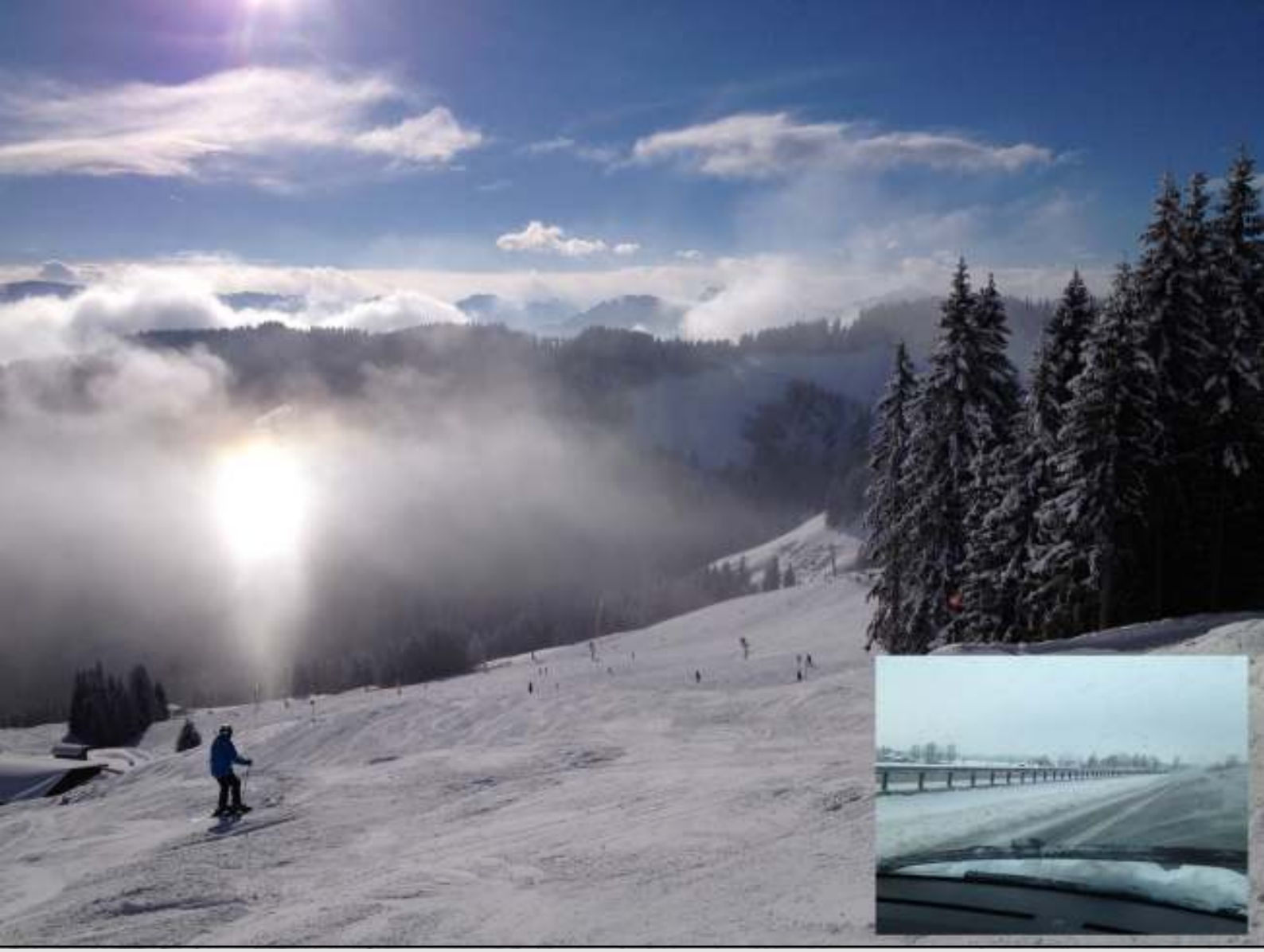
Por la experiencia en el trabajo en predicción en Canarias, aunque no está documentado con detalle, dentro de los parámetros de tiempo sensible el viento es uno de los que mejor predicen los modelos en general. Como hemos visto en este ejemplo, ya con casi 5 días de antelación, el EPS del ECWMF (ECENS) mostraba probabilidades inferiores al 10 % de rachas viento que superarían los 51 kt (nivel naranja, alrededor de 94 km/h) que, aunque se trata de una probabilidad muy baja, sí que nos brinda información relevante para el seguimiento del fenómeno adverso. Tres días antes del episodio de vientos muy fuertes, el ECENS daba una mayor probabilidad de rachas superiores a 90 km/h e incluso daba una señal muy débil (muy baja probabilidad) de que incluso se superaran los 120 km/h, como luego se registró de forma aislada en ciertos puntos. El día 10 de febrero se emitieron avisos de nivel naranja, salvo en Lanzarote y Fuerteventura que fue de nivel amarillo. Al día siguiente, a D+1, estas islas más orientales también estaban en nivel naranja en el intervalo de tiempo que marcaban ECHRES y HARM. En este estudio se pretende resaltar la importancia del ECENS en la anticipación de fenómenos adversos, sobre todo de viento, dada la calidad de los modelos en este parámetro.

Quizás el siguiente paso sería trasmitir esta información a los agentes de Protección Civil para que ellos también puedan planificar con suficiente antelación su trabajo para la toma de decisiones ante estos fenómenos meteorológicos adversos. No obstante, para alcanzar este objetivo habría que familiarizar a Protección Civil con las predicciones probabilistas, lo que a veces no resulta sencillo porque en la sociedad estamos más acostumbrados a hablar en términos de certeza que de incertidumbres. El aprendizaje en el manejo de las predicciones probabilistas por parte de las autoridades de Protección Civil, requiere primero un cambio en la forma en que actualmente se relacionan Protección Civil y Meteorólogos en el ámbito de los fenómenos meteorológicos adversos. Se necesita un intercambio continuo de información entre estos dos grupos de profesionales que a medio/corto plazo redundará en un beneficio mutuo y, sobre todo, para la población en general. Aunque esta tarea podría parecer ardua al principio y que conllevaría un gran esfuerzo por ambas partes, sería posible a base de entrenamiento. En este sentido el proyecto PROFORCE (cap. 42 en la página 641), es un ejemplo de que este tipo de cooperación se puede llevar a cabo con éxito.

Este proyecto fue cofinanciado por la Comisión Europea de Ayuda Humanitaria y el departamento de Protección Civil (ECHO) y liderado por el servicio meteorológico austríaco, y contó con la colaboración de los servicios meteorológicos nacionales de Austria y Hungría y protección civil de los distritos de la Baja Austria y el condado de Somogy. En el boletín de la OMM vol. 66(1)-2017, se detalla este proyecto y los resultados del mismo en el artículo «Predicciones Probabilistas y Protección Civil, de los avisos sin discontinuidad a las acciones» [649] y, con menor detalle, en el capítulo 42 en la página 641 de este libro. El papel del personal de meteorología como predictor del tiempo se muestra fundamental en este tipo de toma de decisiones, gestionando la información probabilista y actuando de interfaz más o menos determinista para Protección Civil: a partir de información probabilista ha de decidir el tipo de aviso, según la zona y según el periodo.

56.4 Conclusiones finales

Hemos estudiado dos variables meteorológicas de especial importancia: el viento y la precipitación. Han sido en total tres días los analizados, un número escaso para extraer conclusiones rotundas. Sin embargo, estos estudios, sumados a las notas técnicas sobre Canarias (como la reciente Nota Técnica 22 de AEMET [510]) y al conocimiento de los predictores basado en su experiencia, permiten ir aprendiendo más sobre las situaciones meteorológicas adversas que afectan a Canarias y cómo reaccionan a ellas los distintos modelos. Como hemos visto, el viento es en general mejor modelado que la precipitación, lo cual no es ninguna sorpresa, dada la dificultad de los modelos en la precipitación en Canarias por su defectuosa orografía y resolución horizontal. Parece que el ECENS sirve para anticipar situaciones con potencial severo, algo que puede ser útil a efectos de coordinarse con los agentes locales de Protección Civil y otros organismos. Un SPC futuro de corto plazo y alta resolución, una de las líneas actuales de AEMET, el llamado gamma-SREPS, actualmente en desarrollo (cap. 22 en la página 339), sería probablemente una gran ayuda.



Posibles nevadas generalizadas en la Península (Mar 2017)

57

FELISA AGUADO MARTÍN Y OLINDA CARRETERO PORRÍS
Área de Predicción Operativa (APRO), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

Estudia el pasado si quieres pronosticar el futuro.

CONFUCIO

La nieve es uno de los fenómenos meteorológicos de mayor impacto sobre las infraestructuras de la península ibérica, en especial sobre las vías de comunicación. Tan solo 2 cm de espesor son suficientes para ser considerada como fenómeno adverso por AEMET y dar lugar a un aviso dentro del plan Meteoalerta (Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos, cap. 41 en la página 635). Con los valores adecuados de temperatura y humedad, cantidades mínimas de precipitación, en torno a 2 litros / m^2, pueden llegar a acumular el espesor de nieve requerido para la emisión de un aviso meteorológico. En las precipitaciones en forma de lluvia equivocaciones en la predicción de ± 2 litros / m^2 suelen ser irrelevantes, pero sucede que la nieve es un fenómeno en el que simplemente su ocurrencia ya tiene un impacto social de suma importancia.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, posibles nevadas generalizadas en la Península marzo 2017.

Imagen parte superior: “Creo que es un halo” y “Carretera en Austria o Alemania”, fotografías de O. CARRETERO.

Los días previos al fenómeno el sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) ECENS (sec. 19.3 en la página 299) [492] venía mostrando durante varias pasadas la probabilidad de que tuvieran lugar nevadas extensas sobre la península ibérica durante el viernes 3, sábado 4 y domingo 5 de marzo de 2017. Estas dos características, la extensión y la ocurrencia durante el fin de semana, periodo vacacional en el que tienen lugar numerosos desplazamientos, hace que sea especialmente importante la elaboración de una buena predicción de nevadas con la mayor antelación posible. El apoyo a los organismos competentes para que se puedan anticipar y tomar las medidas oportunas para minimizar, en la medida de lo posible, los efectos sobre las vías de comunicación, debe ser prioritario a la hora de abordar la predicción de nevadas. La gran dificultad que entraña es un reto que solo se puede abordar a través de predicciones probabilistas, aunque teniendo en mente que es muy complicado transmitir este concepto al usuario, que en gran parte de los casos solo quiere un «Sí» o un «No», y más en el caso de la nieve.

A escala sinóptica la situación meteorológica comenzaría el viernes 3 de marzo con el paso, de oeste a este, sobre la Península de un frente frío con un descenso térmico postfrontal significativo. Una vez establecida la masa fría, una nueva borrasca atlántica con gran contenido de humedad penetraría el día 4 por el oeste, afectando de lleno a la Península y dando lugar a nevadas generalizadas en el interior. Sin embargo, esta predicción falló de forma muy significativa. En este capítulo se aborda este importante error.

El estudio se realiza para el sábado día 4 utilizando las pasadas de las 00 UTC del SPC ECENS y el modelo determinista ECHRES (sec. 19.2 en la página 297), ambos sistemas del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) (cap. 19 en la página 295). Se mostrará la evolución desde los 5 días previos del geopotencial en 500 hPa a escala sinóptica y, a escala peninsular, de las zonas de ocurrencia de nevadas. Se mostrará a través de los análisis lo que realmente ocurrió y se harán algunas reflexiones sobre cómo abordar este tipo de predicciones de alto impacto y muy sensibles a pequeñas variaciones en los modelos.

57.1 Evolución de la situación prevista a escala sinóptica

La escala sinóptica se estudia a través de los mapas de promedio-dispersión (ver sec. 27.5.1 en la página 418) con la altura geopotencial para las 00 UTC del día 04-03-2017 en el nivel de 500 hPa. Se usarán por un lado las salidas de la desviación normalizada junto con la media del geopotencial del ECENS, y por otro lado la desviación estándar del ECENS junto con el valor de la altura geopotencial del ECHRES. Todo ello en 5 periodos de predicción anteriores al día 4, desde el día 27-02-2017 hasta el día 03-03-2017.

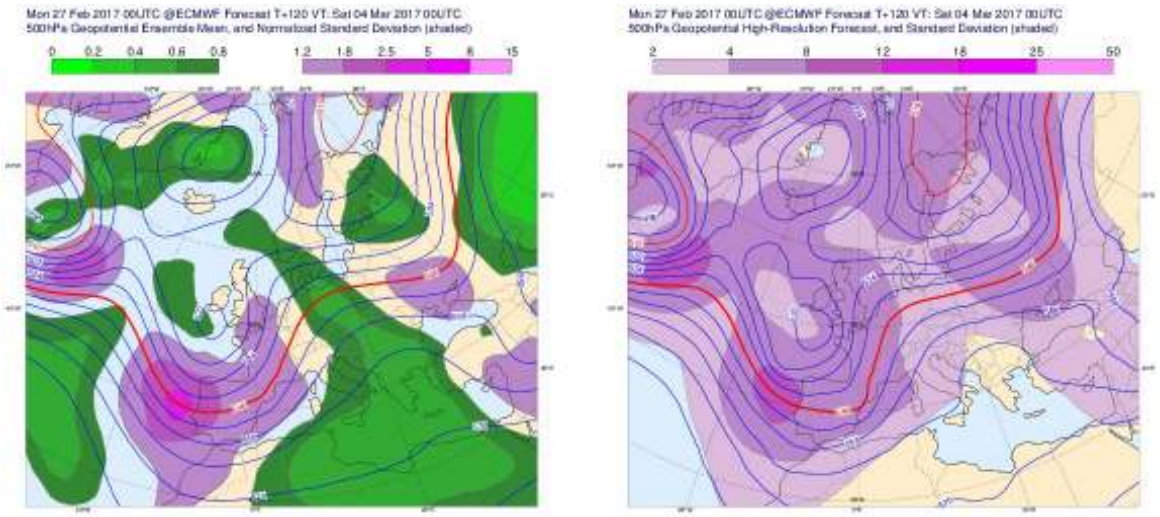


Figura 57.1: Predicción D+5 (T+120) para las 00 UTC del 04-03-2017. Panel de la izquierda: Las líneas continuas representan el geopotencial en 500 hPa del valor medio de los miembros del ECENS, cada 6 dam. Las áreas coloreadas muestran la desviación estándar normalizada. Panel de la derecha: las líneas continuas representan el geopotencial en 500 hPa del ECHRES, cada 6 dam. Las áreas coloreadas muestran la dispersión del ECENS a través de la desviación estándar. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

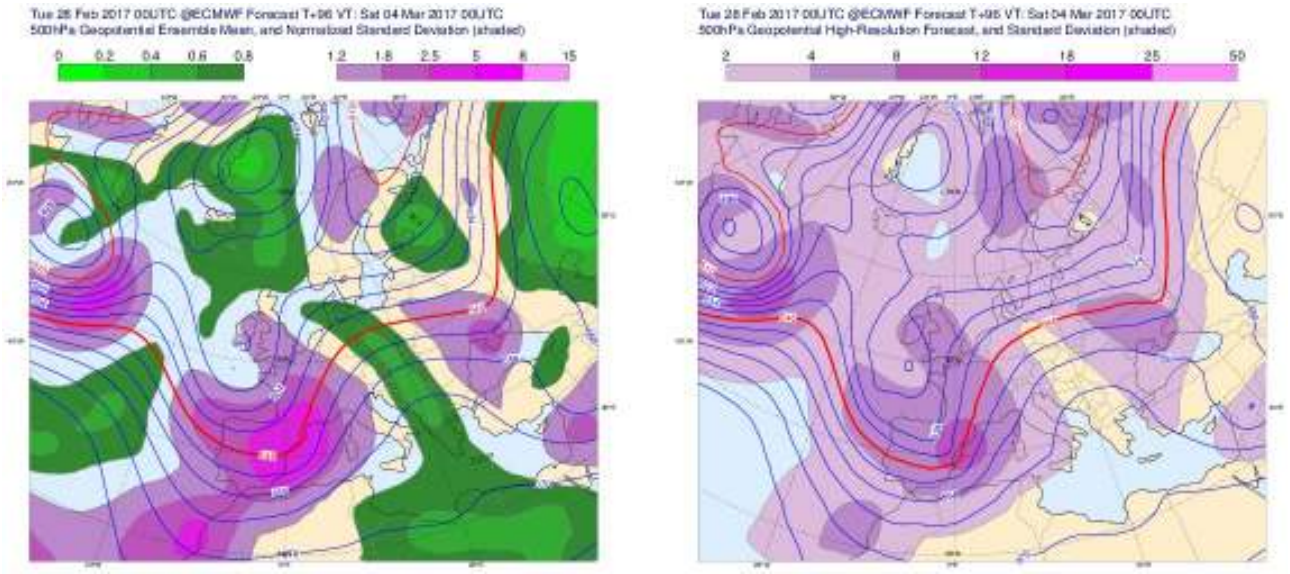


Figura 57.2: Predicción D+4 (T+96) para las 00 UTC del 04-03-2017 (campos ídem Figura 57.1 en la página anterior). AEMET.

57.1.1 Predicción D+5, elaborada el 27.02.2017

En las proximidades de la península ibérica se distinguen en el D+5 dos vaguadas (Figura 57.1 en la página anterior): una atlántica que se aproxima a Portugal por el oeste y otra sobre el nordeste de la Península que llamaremos vaguada mediterránea.

Respecto a la vaguada atlántica el ECHRES ya muestra su presencia, pero el ECENS nos indica claramente que lleva asociada una incertidumbre muy alta. Por un lado, según la desviación normalizada (panel de la izquierda), la vaguada se encuentra embebida en un área de muy baja predecibilidad y, por otro, la señal de la desviación estándar (panel de la derecha) refleja una dispersión muy elevada coincidiendo con la posición del eje, indicando gran incertidumbre acerca de su grado de profundización.

La vaguada mediterránea se refleja también claramente en el ECHRES. Está mucho menos definida en la media del ECENS, cuya desviación normalizada nos indica que estamos en una zona de relativamente baja predecibilidad (panel izquierdo). Respecto a la dispersión de la media del ensemble la señal es muy homogénea (panel derecho) por lo que el campo no nos aporta pistas sobre qué características de la vaguada serían menos predecibles.

57.1.2 Predicción D+4, elaborada el 28.02.2017

El D+4 (Figura 57.2) no aporta mucha información en cuando al grado de intensificación de la vaguada atlántica, ya que la desviación estándar (panel derecho) es muy homogénea sobre ella. La única ayuda quizás sea considerar que la zona tiende a ser más predecible por el modelo que el día anterior, según nos indica la desviación normalizada del ECENS (panel izquierdo).

En cuanto a la vaguada mediterránea, el ECHRES profundiza la vaguada y la dispersión del ECENS muestra una señal muy intensa (panel derecho) desde el eje hacia la circulación de salida, que podría asociarse a que el eje de la vaguada estaría más adelantado y/o que existe una vaguada secundaria por delante de la principal. En la misma línea, la desviación normalizada (panel izquierdo) muestra valores excepcionalmente altos en toda la zona, por lo que el grado de confianza en el modelo para este rango de predicción por ahora debe ser muy bajo.

57.1.3 Predicción D+3, elaborada el 01.03.2017

Para el D+3 (Figura 57.3 en la página siguiente) la zona asociada a la vaguada atlántica sigue la tendencia, ya iniciada en el D+4, con una mejora en la predecibilidad del modelo (panel izquierdo).

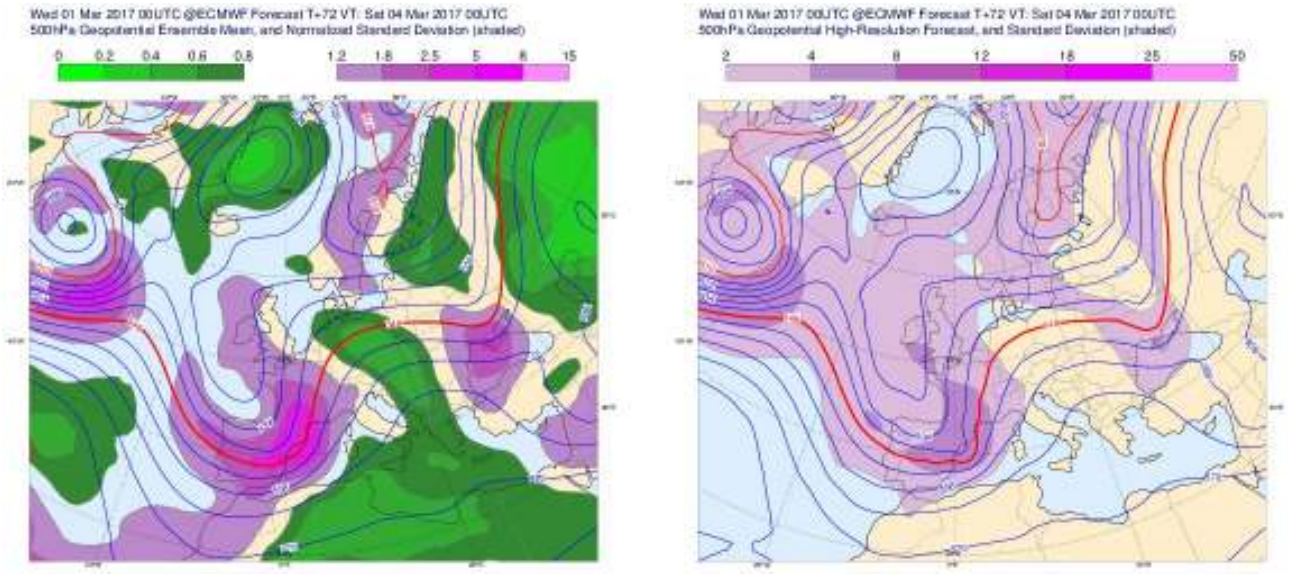


Figura 57.3: Predicción D+3 (T72) para las 00 UTC del 04-03-2017 (campos ídem Figura 57.1 en la página 868). AEMET.

La vaguada, según la media del ensemble, es de muy poca amplitud, pero existe y además debe estar bien localizada en cuanto a latitud, ya que, en caso contrario, la señal de la desviación estándar (panel derecho) debería ser mucho mayor. Se observa algo de dispersión sobre el eje, por lo que existe aún cierto grado de incertidumbre respecto a su profundización. El ECHRES muestra que es mucho menos profunda que lo que señalaba en los periodos anteriores y está situada ligeramente más al sur.

Respecto a la vaguada mediterránea, el ECHRES muestra una posible división de la vaguada en dos, una más amplia al noroeste, sobre el golfo de Vizcaya, (vaguada principal) y otra mesoescalar al sureste de la primera (vaguada secundaria). Considerando este escenario, la principal estaría dentro de un entorno mucho más predecible, mientras que la secundaria se encuentra embebida dentro de un área de dispersión elevada y homogénea (panel derecho) y además en una zona de excepcionalmente baja predecibilidad (panel izquierdo).

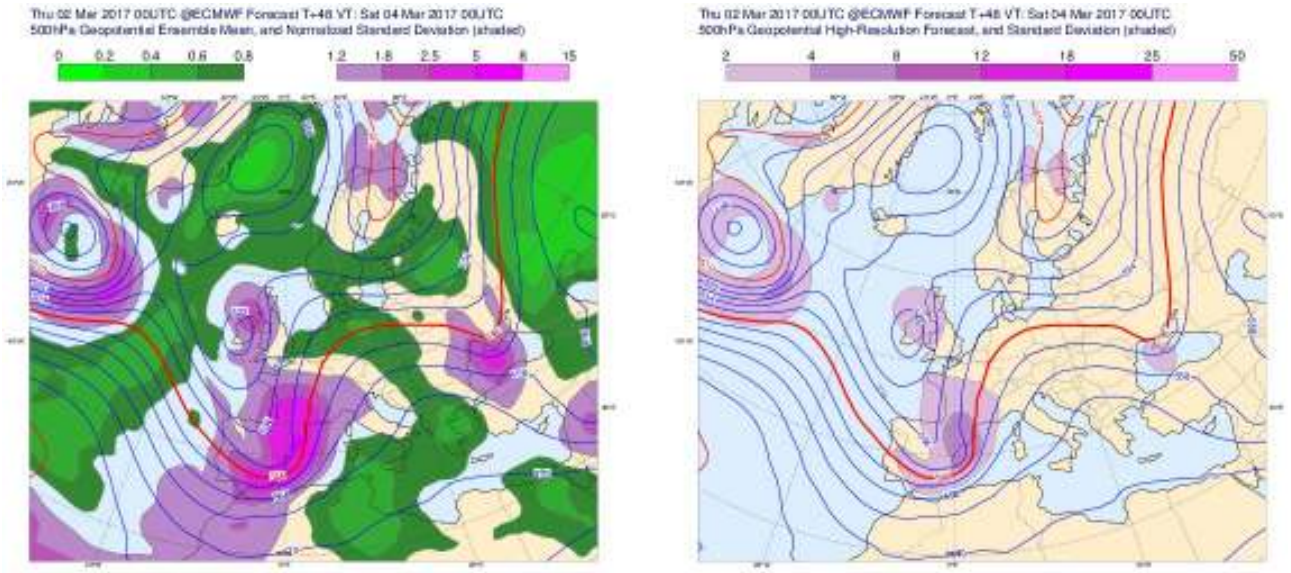


Figura 57.4: Predicción D+2 (T+48) para las 00 UTC del 04-03-2017 (campos ídem Figura 57.1 en la página 868). AEMET.

57.1.4 Predicción D+2, elaborada el 02.03.2017

El D+2 (Figura 57.4 en la página anterior) refleja claramente que la vaguada atlántica se encuentra en una zona de alta predecibilidad, según la desviación normalizada del ECENS (panel izquierdo).

La dispersión presenta valores muy bajos (panel derecho) y, además el geopotencial del ECHRES y el del ECENS parecen idénticos, por lo que podemos considerar, con un alto grado de confianza, al ECHRES como modelo de referencia en nuestra predicción desde el D+2. Observamos cómo la vaguada se ha ido debilitando en 500 hPa a medida que se acortaba el periodo de predicción, hasta hacerse apenas perceptible a escala sinóptica.

Lo más significativo de la vaguada mediterránea es que la dispersión (panel derecho) se localiza en el ramal de salida (nordeste peninsular), nos indica que la vaguada puede tener otra más pequeña por delante, o quizás tener una longitud de onda mayor en su parte delantera. La configuración que dibuja en este periodo el ECHRES es una vaguada más amplia precedida de una vaguada más pequeña y es en ésta donde reside la dispersión más alta. La zona sigue teniendo valores de dispersión normalizada muy elevados, se desarrolla pues en un entorno que, según esta nueva pasada del modelo, es muy poco predecible.

57.1.5 Predicción D+1, elaborada el 03-03-2017

El D+1 (Figura 57.5) refleja claramente, al igual que en el D+2, como la débil vaguada atlántica se encuentra en una zona de alta predecibilidad (panel izquierdo) y con desviación estándar (panel derecho) de valores muy pequeños. Se mantiene la alta confianza en el modelo determinista.

En cuanto a la vaguada mediterránea el escenario que señala el ECHRES es el mismo, una vaguada de pequeña longitud de onda se desarrolla en la zona de salida de la vaguada principal. El valor medio del ECENS ya la muestra también, con dispersión muy pequeña por delante, indicando todavía algo de incertidumbre inherente a la pequeña vaguada. Puede llamar la atención los valores tan altos que muestra la desviación normalizada (panel izquierdo), señalando que la vaguada se encuentra en una zona geográfica en la que el modelo para el D+1 se está comportando mucho peor que la media de los 30 últimos días. En un alcance tan corto de predicción la dispersión del ensemble tiende a reducirse sensiblemente, por lo que en zonas de perturbaciones muy pequeñas, como es el caso de esta vaguada, no es extraño que desviaciones estándar mínimas lleven asociados valores muy altos en la dispersión normalizada.

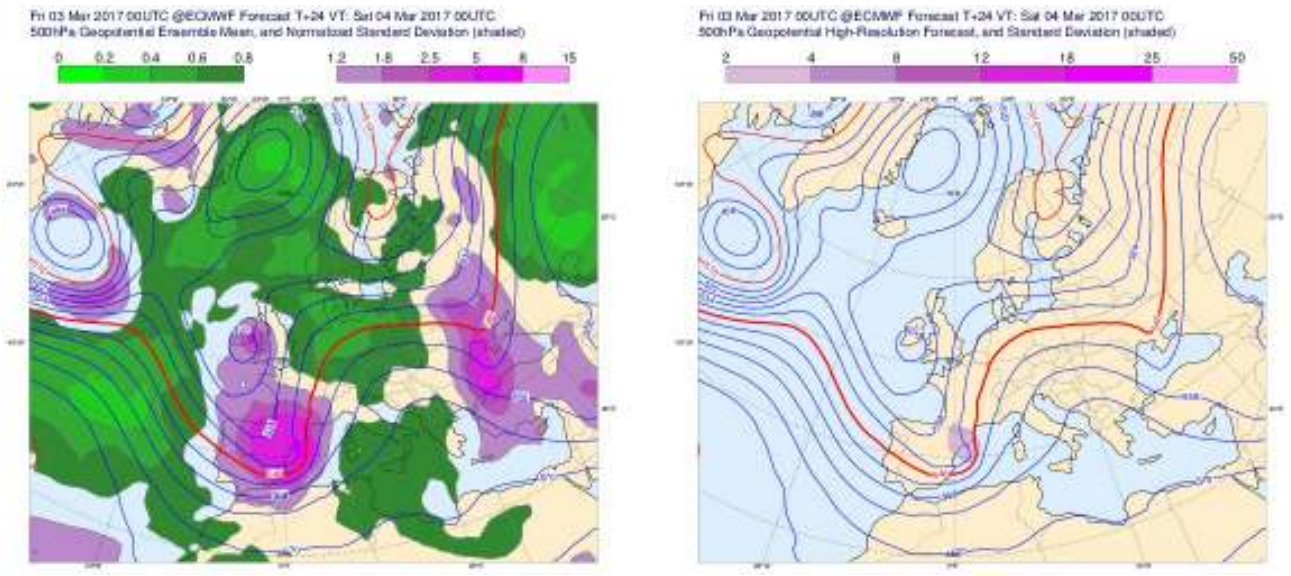


Figura 57.5: Predicción D+1 (T24) para las 00 UTC del 04-03-2017 (campos ídem Figura 57.1 en la página 868). AEMET.

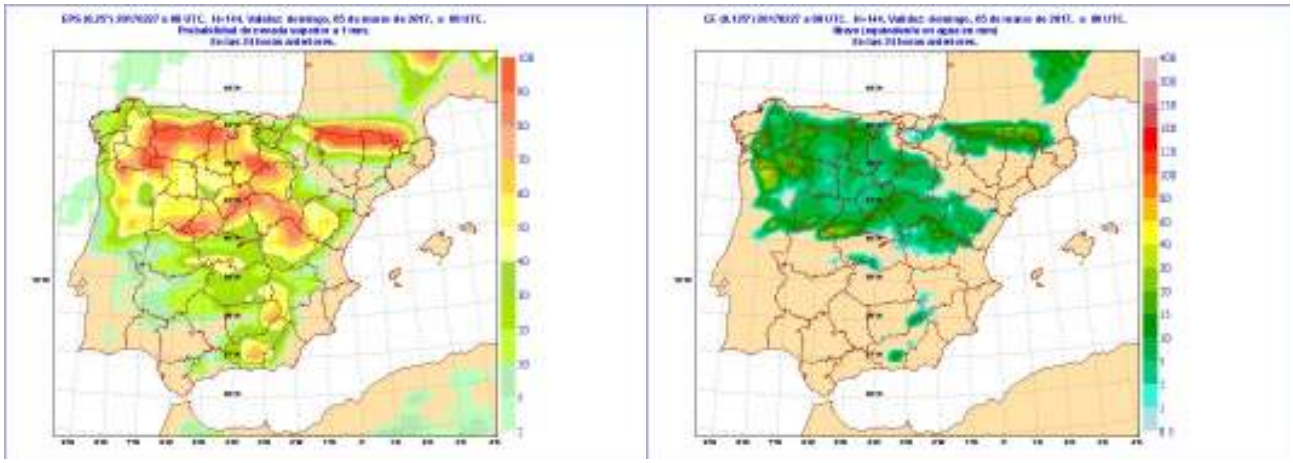


Figura 57.6: Predicción D+5 para las 00 UTC del 04-03-2017. Panel izquierdo: ECENS probabilidad de nevada > 1 mm durante las 24 horas del día 4. Panel derecho: ECHRES, nieve total (agua equivalente en mm) acumulada en las 24 horas del día 4. AEMET.

57.2 Evolución de la predicción de nevadas

En este apartado se muestra cómo los modelos traducen en predicción de nevadas la evolución de las estructuras estudiadas a escala sinóptica en el apartado anterior. Estudiamos en los correspondientes mapas de probabilidad (ver sección 27.6.1 en la página 422) de precipitación y mapas de precipitación la consistencia de las diferentes pasadas de los dos sistemas, ECENS y ECHRES, y la posible convergencia de ambos a corto plazo.

Se presentan las salidas del ECENS de probabilidad de nevada superior a 1 mm junto a la predicción del modelo ECHRES, desde el día 27.02.2017 (D+5) hasta el día 03-03-2017 (D+1), en cantidades acumuladas durante las 24 horas del sábado día 4.

57.2.1 Predicción D+5, elaborada el 27.02.2017

El ECENS (Figura 57.6, panel izquierdo) da una señal, con mayor o menor probabilidad, de nevadas generalizadas en gran parte del interior peninsular. Señala una probabilidad muy alta (de 80 % a 100 %) en los grandes sistemas montañosos de la mitad norte, aunque lo más interesante por su mayor impacto social, son las nevadas en cotas más bajas: probabilidades altas en la meseta Norte (40 % a 60 %) y bajas probabilidades en la meseta Sur (20 % al 40 %).

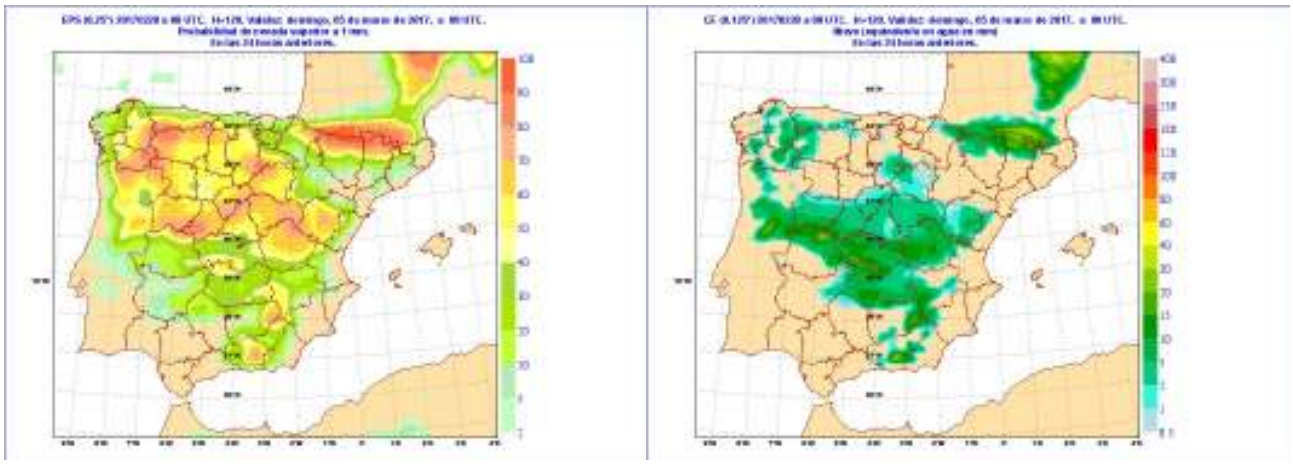


Figura 57.7: Predicción D+4 para las 00 UTC del 04-03-2017. Panel izquierdo: ECENS probabilidad de nevada > 1 mm durante las 24 horas del día 4. Panel derecho: ECHRES, nieve total (agua equivalente en mm) acumulada en las 24 horas del día 4. AEMET.

También señala con una probabilidad intermedia (40 % al 70 %) las montañas del sureste. El ECHRES (panel derecho) apoya al ECENS prediciendo nevadas generalizadas en la mitad norte peninsular. Llama la atención la gran similitud entre ambos sistemas, si bien el ECHRES apenas da nieve en la mitad sur.

57.2.2 Predicción D+4, elaborada el 28.02.2017

El ECENS (Figura 57.7 en la página anterior, panel izquierdo) mantiene un patrón de nevadas muy similar al día anterior, como cabe de esperar de un sistema ensemble que tiende en general a suavizar cambios bruscos en la predicción.

Continúa reflejando una situación de probables nevadas generalizadas en el interior peninsular, si bien, ha rebajado algo la probabilidad en los grandes sistemas montañosos de la mitad norte, 70 % a 90 %, salvo en Pirineos, donde mantiene la casi certeza, 80 % a 100 %. También se mantiene la probabilidad media, 40 % al 70 %, en las montañas del sureste. Y en cuanto a lo más relevante en este estudio, las nevadas en zonas más bajas, mantiene prácticamente la misma probabilidad en ambas mesetas, 40 % a 60 % en la meseta Norte y 20 % al 40 % en la meseta Sur.

Por el contrario, el ECHRES (panel derecho) sí presenta un cambio muy importante; en lugar de focalizar las nevadas en la mitad norte peninsular las traslada al centro-sur, manteniendo las zonas de montaña del norte, especialmente Pirineos. En cuanto a la meseta Norte, únicamente señala nieve en el sur de la zona mientras que el ECENS mantiene la misma probabilidad. Se ha perdido la similitud con el ECENS. En estos casos, aunque el ECENS pudiera presentar poca dispersión, se considera en el proceso de predicción que hay baja predecibilidad, dado este desacuerdo entre modelo determinista y su correspondiente ensemble (sec. 27.3.1 en la página 411).

57.2.3 Predicción D+3, elaborada el 01.03.2017

El ECENS (Figura 57.8, panel izquierdo) continúa con el mismo patrón de señal de nevadas generalizadas en el interior peninsular, aunque sí hay un cambio en las probabilidades. En esta pasada aumenta de nuevo la probabilidad en los grandes sistemas montañosos del norte y centro (80 % a 100 %), pero reduce la probabilidad en las zonas más bajas de la meseta Norte, 30 % al 40 %, y también desciende algo la probabilidad en zonas de la meseta Sur, 10 % al 40 %.

El ECHRES (panel derecho) insiste en dar más señal en la zona centro-sur, aunque restringiendo bastante el área de nevadas respecto a la pasada anterior. El modelo determinista señala nevadas en las zonas donde el ECENS prevé certeza o muy alta probabilidad, por lo que podríamos hablar de cierta similitud entre ambos, con una significativa excepción. Hay una marcada discordancia en la zona centro: la *lengua* de nieve que señala el ECHRES en la meseta Sur.

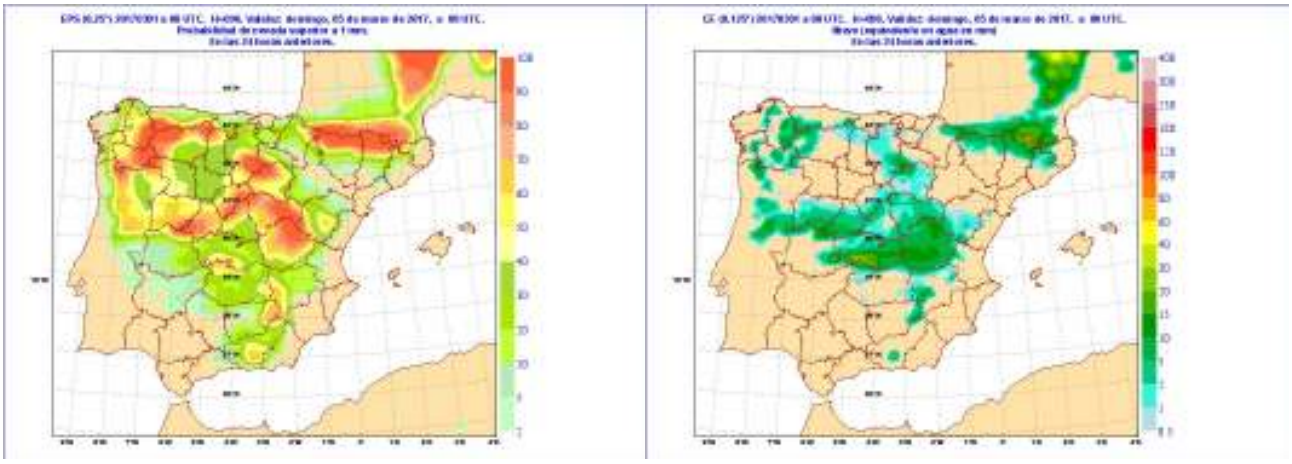


Figura 57.8: Predicción D+3 para las 00 UTC del 04-03-2017. Panel izquierdo: ECENS probabilidad de nevada > 1 mm durante las 24 horas del día 4. Panel derecho: ECHRES, nieve total (agua equivalente en mm) acumulada en las 24 horas del día 4. AEMET.

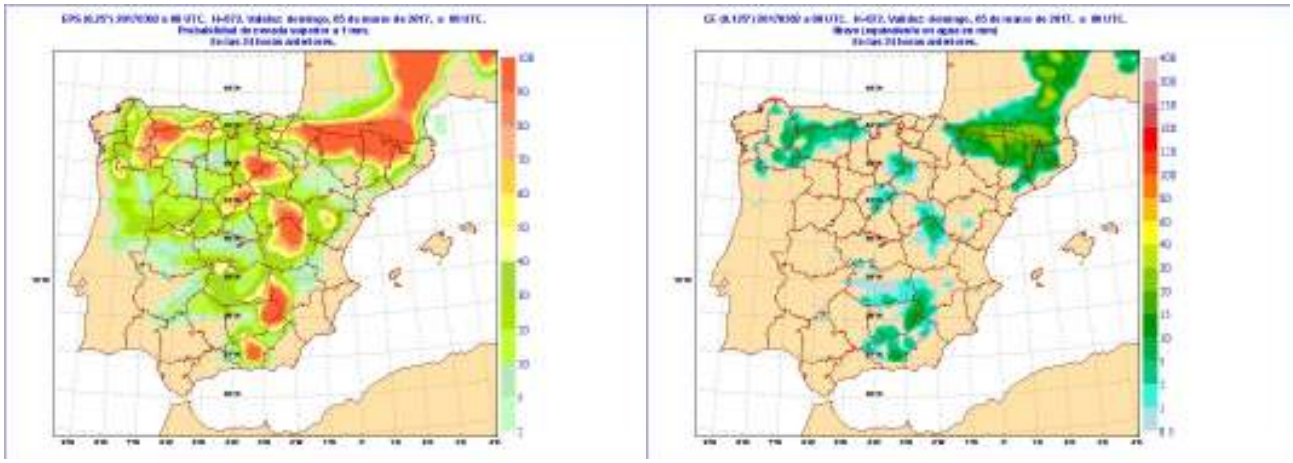


Figura 57.9: Predicción D+2 para las 00 UTC del 04-03-2017. Panel izquierdo: ECENS probabilidad de nevada > 1 mm durante las 24 horas del día 4. Panel derecho: ECHRES, nieve total (agua equivalente en mm) acumulada en las 24 horas del día 4. AEMET.

En relación a la meseta Norte, el ECENS rebaja la probabilidad y el ECHRES restringe aún más la zona de nieve al sur. Se aprecia un cierto acercamiento entre ambos sistemas en la zona.

57.2.4 Predicción D+2, elaborada el 02.03.2017

En esta nueva pasada (Figura 57.9) es relevante el cambio mostrado tanto en el ECENS (panel izquierdo) como en el ECHRES (panel derecho), especialmente en la zona centro, «bandazo» poco esperable a un D+2. Muy significativo es también el aumento de similitud entre ambos modelos. La predicción de nevadas del ECHRES parece un calco de las zonas de probabilidad superior al 60 % del ECENS.

Es lógico que para un D+2 el patrón de nevadas de ambos sea ya bastante similar; el ECENS apoya al ECHRES, con probabilidades prácticamente de certeza 90 % a 100 %, en las zonas de montaña, ampliando el área de los Pirineos y restringiendo, por el contrario, la zona en el sistema Central. Continúa la incertidumbre en zonas llanas aunque ambos marcan como la zona más probable áreas restringidas de la meseta Sur. En la meseta Norte el ECENS marca ya una zona bastante amplia con probabilidades por debajo del 10 % y el ECHRES ha eliminado la nieve incluso del sur de la zona; parece que ambos modelos tienen a eliminar la nieve en la meseta Norte.

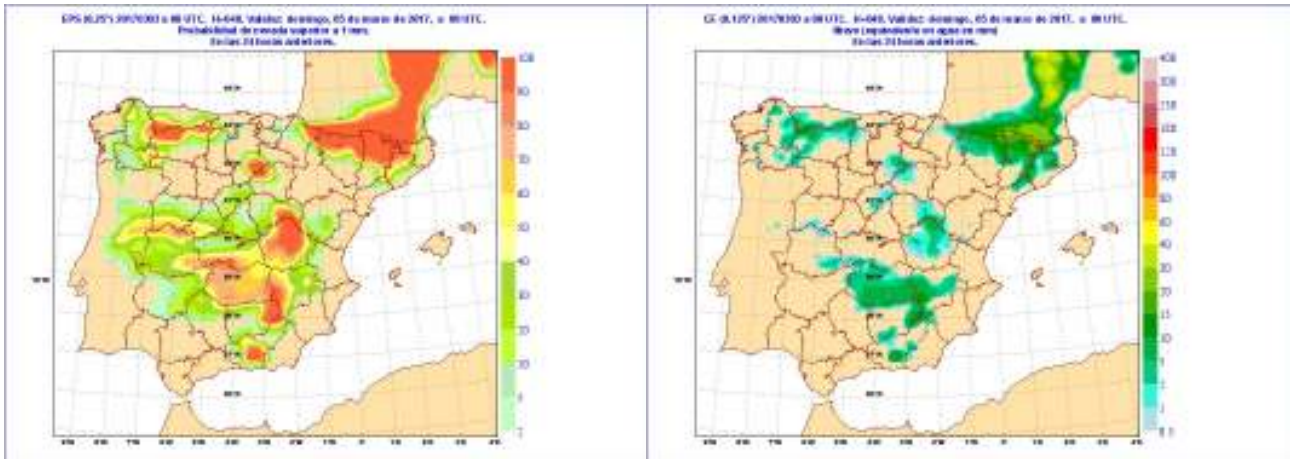


Figura 57.10: Predicción D+1 para las 00 UTC del 04-03-2017. Panel izquierdo: modelo ECENS probabilidad de nevada > 1 mm durante las 24 horas del día 4. Panel derecho: modelo ECHRES, nieve total (agua equivalente en mm) acumulada en las 24 horas del día 4. AEMET.

57.2.5 Predicción D+1, elaborada el 03-03-2017

Para D+1 (Figura 57.10 en la página anterior) la similitud entre el ECENS (panel izquierdo) y el ECHRES (panel derecho) es muy grande; se confirma la extensión e intensidad de las nevadas en el área de Pirineos y, con menor intensidad y extensión, en el resto de zonas montañosas del interior peninsular (muy escasa en el sistema Central).

Por el contrario, y siguiendo la tendencia de las últimas pasadas, se descartan las nevadas en la meseta Norte; el ECENS mantiene una pequeña probabilidad en las zonas del sur próximas al sistema Central. En esta última pasada, quizás lo más significativo sea el hecho de que parecen confirmarse las nevadas en zonas de la meseta Sur (probabilidad del ECENS entre el 50 % y el 80 %).

57.3 Reflexiones sobre la elaboración de la predicción

El ECENS no ha mostrado una gran consistencia, tampoco el ECHRES, que se ha caracterizado por giros bruscos en sus diferentes actualizaciones. Con la inercia y suavización propia de un ensemble daba la impresión de que la evolución del ECENS iba a la zaga de la del determinista. Salvo en el D+5, donde la confianza en el ECENS era muy baja en todas las zonas, el ensemble mostraba claramente mayor predecibilidad en las áreas asociadas a la vaguada atlántica que a las de la vaguada mediterránea. Llama la atención:

1. Sobre el Pirineo, poca confianza en el ensemble pero probabilidades de ocurrencia muy elevadas en todos los periodos. La baja predecibilidad en este caso va asociada a la posición y profundidad de la pequeña vaguada que precedía a la vaguada principal. Este hecho ha influido en la extensión del área de precipitación y muy probablemente también en la intensidad, aunque este factor queda fuera de este estudio que se centra sólo en la ocurrencia del fenómeno. Por otro lado la consistencia en las predicciones del modelo determinista en la zona del Pirineo es un factor a favor de elevar la confianza en las nevadas en dicha zona.
2. En las Mesetas, alta confianza en el ECENS pero gran variabilidad en sus predicciones. De nuevo parece llevar a confusión. En ese caso el casi imperceptible descenso en latitud de la vaguada parece ser el motivo de los cambios del ensemble y de los «bandazos» que experimentó el determinista. Esta inconsistencia de ambos modelos nos lleva a bajar la confianza en la predicción que puedan dar los modelos para estas zonas.

Para visualizar de forma sencilla los resultados del estudio sinóptico y mesoescalar utilizamos una tabla (Figura 57.11, panel izquierdo) donde se combinan la *probabilidad de ocurrencia* y el *grado de confianza* que depositamos en los modelos.

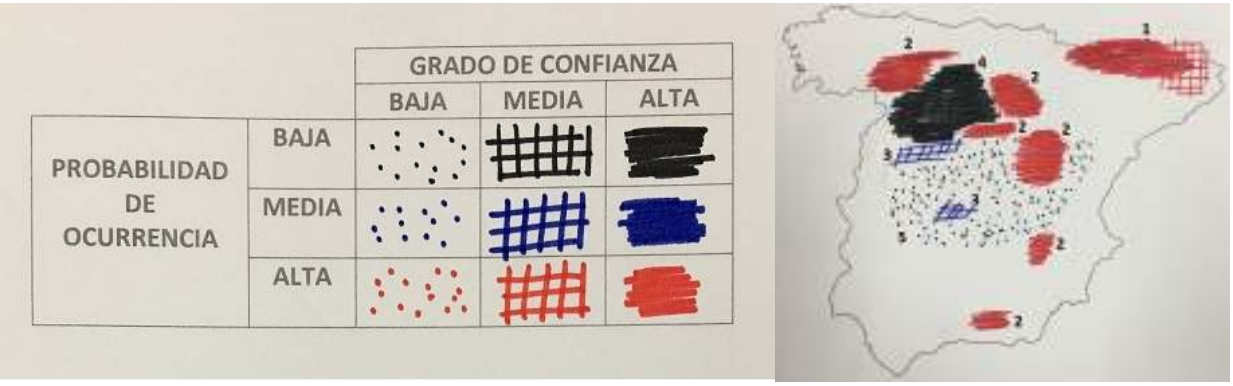


Figura 57.11: Panel izquierdo: tabla «grado de confianza» vs «probabilidad de ocurrencia». Panel derecho: Aplicación de la tabla anterior al periodo de predicción D+2.

La probabilidad de ocurrencia es objetiva, ya que se utiliza la salida directa del campo de probabilidades del ensemble, y viene representada por el color: rojo, azul o negro. El grado de confianza tiene componente de subjetividad ya que se consideran las salidas de desviaciones y valores medios del ECENS, pero modulados por elementos más subjetivos como las inconsistencias entre las diferentes pasadas, con posibles *bandazos* o giros bruscos en la predicción, el grado de similitud entre ambos sistemas o las tendencias en las predicciones. Este parámetro se representa con el relleno: sólido, rayado o punteado.

A modo de ejemplo se muestra el mapa de trabajo que resulta de aplicar la tabla anterior para el periodo D+2 (Figura 11, panel derecho), en el que las zonas similares se etiquetan con el mismo número:

Zona 1: Área del Pirineo en rojo sólido salvo la parte más oriental rayada. Tenemos casi certeza de que nevará pero la extensión hacia el este es más dudosa por la incertidumbre en la evolución de la pequeña vaguada.

Zona 2: Zonas de montaña del interior en rojo sólido reflejando la gran confianza que tenemos en que nevará.

Zona 3: Zonas de montaña de la zona centro en azul rayado. Teniendo en cuenta los cambios en la predicción que han mostrado el modelo y el ensemble en estas zonas, hay menos confianza en la predicción que en las zonas de montaña etiquetadas con el punto 2.

Zona 4: La meseta Norte en negro sólido. Se tiene casi certeza de que no nevará en esta zona, en cada actualización modelo y ensemble han ido bajando drásticamente la probabilidad.

Zona 5: La meseta Sur en negro punteado. Es la zona donde más dudas existen. Modelo y ensemble han dado giros bruscos en su predicción y aunque parecen indicar que no debemos descartar que en alguna zona, más o menos extensa, puede nevar, no podemos asegurar dónde.

57.4 Análisis del día 04/03/2017

El *análisis objetivo* del ECHRES del día 4 a las 00 UTC (Figura 57.12) muestra las dos vaguadas estudiadas. La atlántica está situada algo más al sur de lo que inicialmente se preveía y apenas tiene señal en altura (panel izquierdo); la estructura se refleja como una mesobaja en superficie (panel derecho) al oeste de Portugal. En cuanto a la vaguada mediterránea, tanto el ECENS como el ECHRES fueron marcando una tendencia al desarrollo de una pequeña vaguada por delante de la principal (panel izquierdo) a la vez que profundizaban la mesobaja en superficie (panel derecho) sobre el extremo nordeste peninsular.

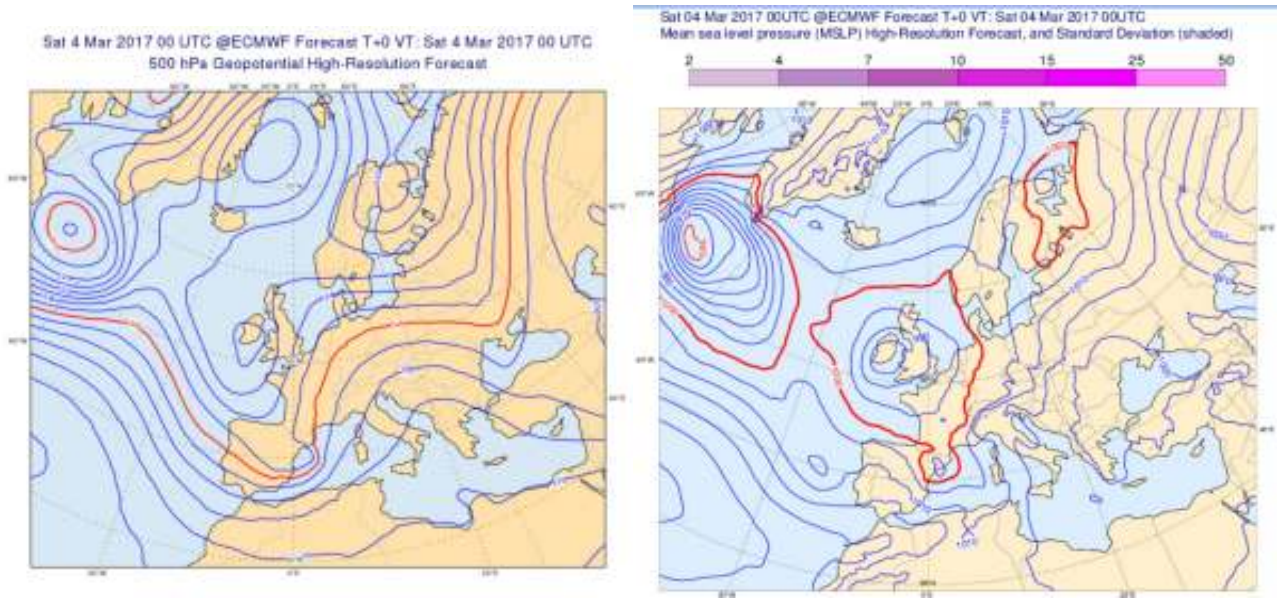


Figura 57.12: Análisis del ECHRES para las 00 UTC del día 04-05-2017. Panel izquierdo: Geopotencial en 500 hPa. Panel derecho: Presión reducida al nivel medio del mar. ECMWF.

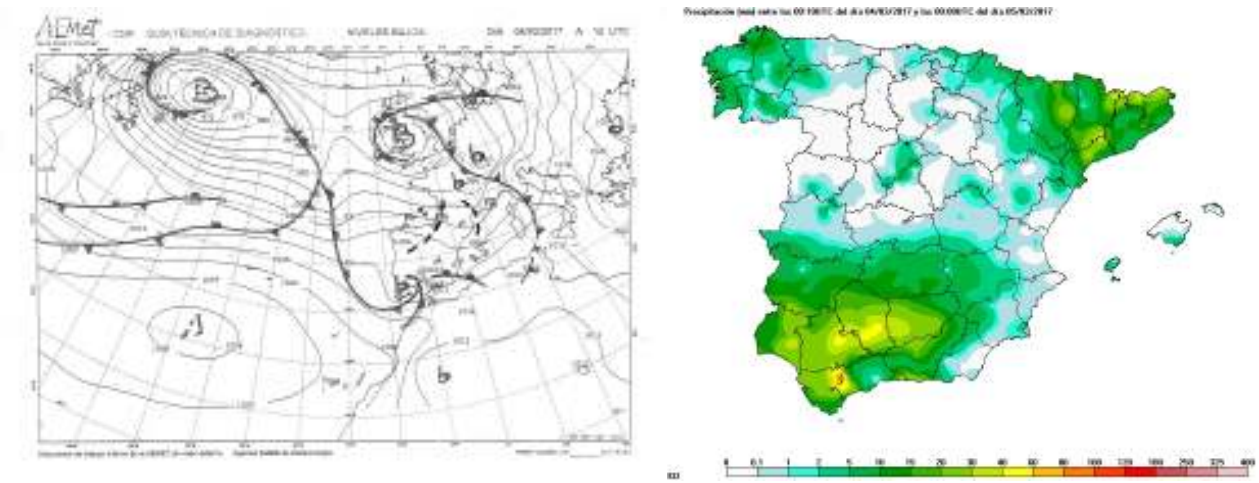


Figura 57.13: Panel izquierdo: Análisis subjetivo de niveles bajos realizado por AEMET el día 04-03-2107 a 12 UTC. Panel derecho: Precipitación total en mm recogida durante las 24 horas del día 4 (datos AEMET).

En el *análisis subjetivo* de superficie de 12 UTC realizado por AEMET (Figura 57.13, panel izquierdo) se observa la mesobaja atlántica entrando por el sur peninsular. En consecuencia, la precipitación correspondiente se localiza en el tercio sur (panel derecho), y no en la mitad norte o en la zona centro, como fueron apuntando los modelos. Dado que la cota de nieve en la zona estaba más alta, las nevadas sólo afectaron a áreas limitadas de la meseta Sur.

Las nevadas en la mitad norte y centro (asociadas a la baja mediterránea y a la inestabilidad en la descarga fría) se registraron únicamente en zonas altas, poniendo de manifiesto un fallo importante en la predicción del ECENS, al menos hasta el D+3.

57.5 Conclusiones

Cuando los modelos y ensembles anuncian nevadas generalizadas y abundantes ¿cómo debe abordarse la predicción con una antelación de 5 días? En condiciones ideales se debería intentar ir modificando el lenguaje a medida que nos acercamos al periodo de ocurrencia del fenómeno, pasando de terminología probabilista a determinista, sin embargo, no siempre esto es fácil. ¿Qué ocurre si los modelos no son consistentes en sus diferentes actualizaciones? ¿Qué ocurre si hay diferencias notorias entre el ensemble y el determinista? ¿Cuándo consideramos que una pasada de un modelo no es creíble? Las respuestas a estas y muchas más preguntas que pueden surgir condicionarán la redacción de las predicciones, en las que siempre nos moveremos en la estrecha banda entre no alarmar al usuario pero manteniéndolo suficientemente informado para que pueda tomar medidas de anticipación.

La predicción para el día sábado día 4 de marzo falló de forma notoria. No sólo con 5 días de antelación, sino prácticamente hasta el día anterior fueron bailando las zonas donde se esperaban nevadas. Tanto el ECENS como el ECHRES pusieron de manifiesto una importante sobrepredicción para el D+5, preveían nevadas generalizadas en la mitad norte peninsular que al final se produjeron tan sólo de forma local en la mitad sur. Cabe señalar que fueron nevadas significativas en el sentido de que afectaron a zonas poco habituales de la meseta Sur. El fallo se achaca a que la vaguada atlántica penetró en la Península más al sur de lo esperado.

Llama la atención el hecho de que el ECHRES comienza a «ver» las nevadas en zonas llanas del centro-sur peninsular antes que el ECENS y cómo cada actualización del ECENS, «busca» parecerse a la pasada anterior del ECHRES.

No hubo dudas en cuanto a las nevadas copiosas en Pirineos; ambos sistemas, tanto el ECENS como el ECHRES, lo reflejaron muy bien desde el D+5 y fueron aumentando la intensidad y el área afectada a medida que se reducía el alcance.

Se han utilizado en este estudio campos de dispersión del ECENS con el objetivo de valorar la confianza que depositamos en el modelo. Puede sorprender que áreas con alta incertidumbre en la predicción (Pirineo) muestren consistencia en las diferentes pasadas, siempre con altas probabilidades de ocurrencia, mientras que áreas en las que se podía depositar una alta confianza (las Mesetas y zona centro) las predicciones variaban sensiblemente.

Se pone de manifiesto la importancia de no considerar

las diferentes pasadas del ECENS de forma aislada, sino que hay que tener en cuenta la evolución del ensemble durante los días anteriores. En esta situación de nevadas ha sido fundamental el estudio de las inconsistencias entre las diferentes pasadas de ambos sistemas, el grado de similitud o diferencias entre ellos y la tendencia mostrada por el ensemble a apoyar la evolución del determinista. Todo ello nos ayudará a establecer el nivel de confianza que podemos depositar en la predicción del modelo.

En situaciones de fenómenos adversos, más que hacer hincapié en los diferentes escenarios posibles, interesa simplificar la comunicación al usuario. Una posible herramienta que nos ayudaría a la hora de elaborar la predicción sería el uso de mapas de trabajo como el propuesto en el punto 4, en el que se combinan la *probabilidad de ocurrencia* y el *grado de confianza*. Mapas de trabajo que conllevan una componente importante de subjetividad que forma parte del valor añadido del predictor.

Predicción Semana Santa 2017: desde el largo hasta el corto plazo

58

ANTONIO GARCÍA MÉNDEZ
Ex Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción (ATAP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Ex Meteorological Analyst, European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF)

¿Es verdad que siempre llueve en Semana Santa?

Título de artículo en elPeriódico, 11-04-2017 – LAURA ESTIRADO

El motivo de este ejercicio de predicción es el de mostrar la utilización de las herramientas disponibles en las paginas web del ECMWF moviéndonos desde la predicción mensual, al medio plazo y finalmente al corto plazo. Todos los productos que componen este ejercicio, provienen de la citada web con excepción de las series de datos de verificación que tienen un tratamiento diferente que se explicará más tarde.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, predicción Semana Santa 2017, proceso de predicción en cascada.

Imagen parte superior: Onda de montaña. Paracuellos del Jarama (Madrid), hacia el oeste 10 de abril de 2005, a las 20:23. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

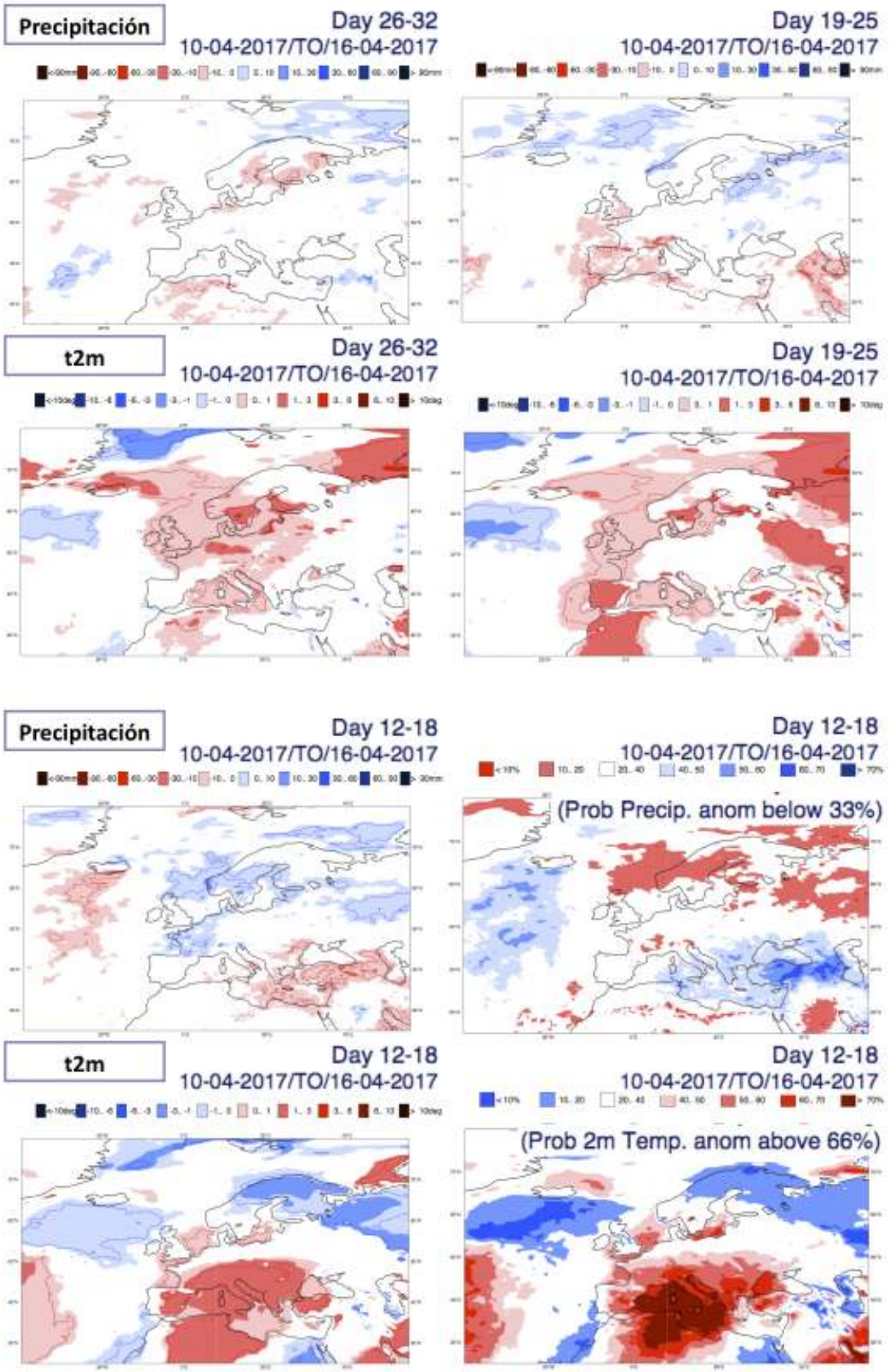


Figura 58.1: Anomalías de precipitación y temperatura a 2 metros (siempre respecto al clima del modelo), 4 y 3 semanas antes (arriba) y 2 y 1 semanas antes (abajo), en la predicción mensual del ECMWF.

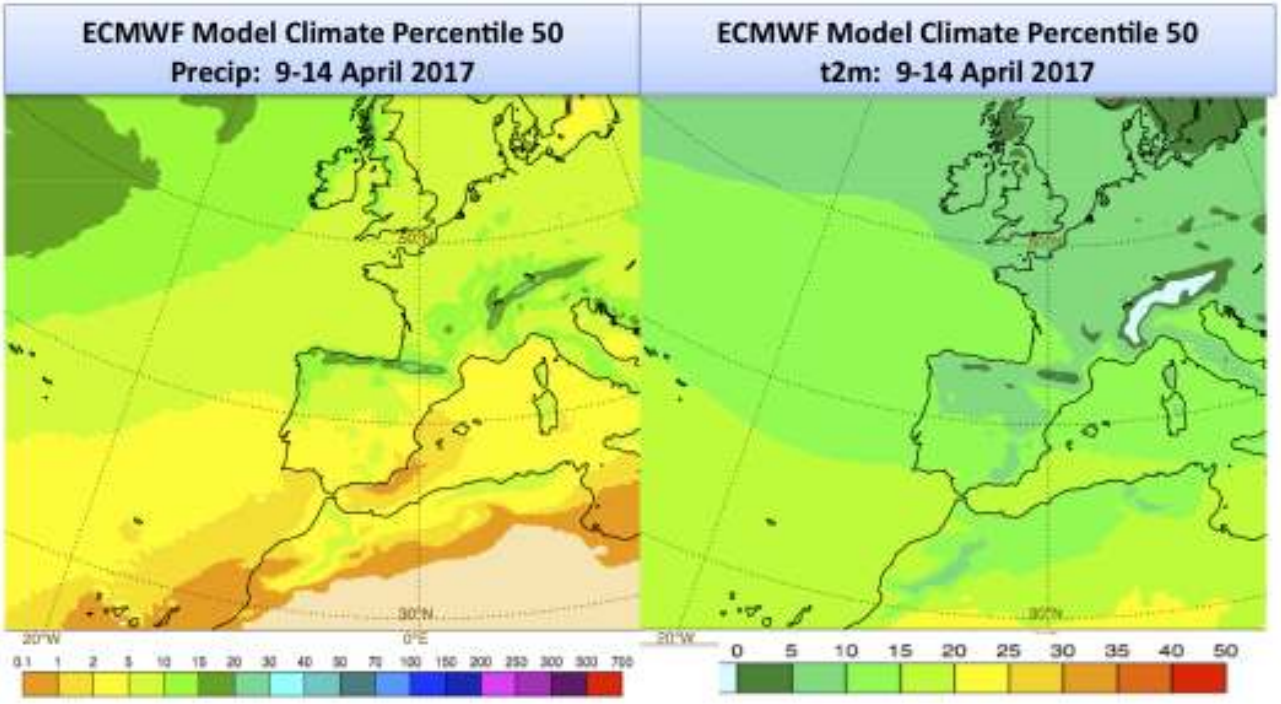


Figura 58.2: Climatología del ECENS, percentil 50, tanto de precipitación como de temperatura a 2 metros para el periodo 9 a 14 de abril de 2017.

58.1 Predicción mensual

Un mes antes del comienzo de la Semana Santa comienzo a mirar la predicción mensual del ECMWF [492]. La Figura 58.1 en la página anterior, arriba, muestra las anomalías de precipitación y temperatura a 2 metros (siempre respecto al clima del modelo), 4 y 3 semanas antes. A este plazo solo cabe esperar indicaciones débiles y en muchos casos contradictorias, a no ser que se esperen situaciones con desviaciones grandes respecto a los valores climáticos. De hecho, en la figura para la semana 4 (paneles de la izquierda) solo se aprecian condiciones neutras. Tres semanas antes, aparecen indicaciones débiles de déficit de precipitación y temperaturas por encima de los valores climáticos en el interior peninsular.

Dos semanas antes (Figura 58.1 en la página anterior, abajo), el promedio de la predicción semanal para precipitación, vuelve a mostrar condiciones neutras tanto en términos de anomalías como de probabilidades de anomalías en el tercil inferior del clima. Más consistente parece la temperatura a 2 metros, tanto las anomalías como la probabilidad de estas anomalías de situarse en el tercil superior del clima así lo indican. No hay que olvidar que por regla general, la predecibilidad en términos de temperatura es mayor que para la precipitación. Conviene en este punto mirar la climatología del modelo para la semana que es nuestro objetivo.

La Figura 58.2 muestra la climatología del modelo (sección 27.7.1 en la página 425) para el percentil 50 tanto de precipitación como de temperatura a 2 metros para el periodo 9 a 14 de abril de 2017.

58.2 Consistencia: ¿qué hay que mirar?

Llegados a este punto, nos enfrentamos a los típicos problemas relacionados con la consistencia de los modelos numéricos para plazos superiores a cinco días. Aquí es donde la operación del ECENS muestra el camino a seguir a los predictores operativos. Antes de la aparición operativa del ECENS, los predictores tendían a utilizar el SPC del «*hombre pobre*» [22, 166, 509] (sec. 13.2.2 en la página 176y sec. 34.3). Esto es, mirar distintos modelos, comprobar cualitativamente la dispersión y después o bien utilizar un promedio o decantarse por el modelo en el que el predictor confiase más. En definitiva, todo entreverado por una dosis muy alta de subjetividad y que podía funcionar más o menos bien, dependiendo de las habilidades personales de los predictores.

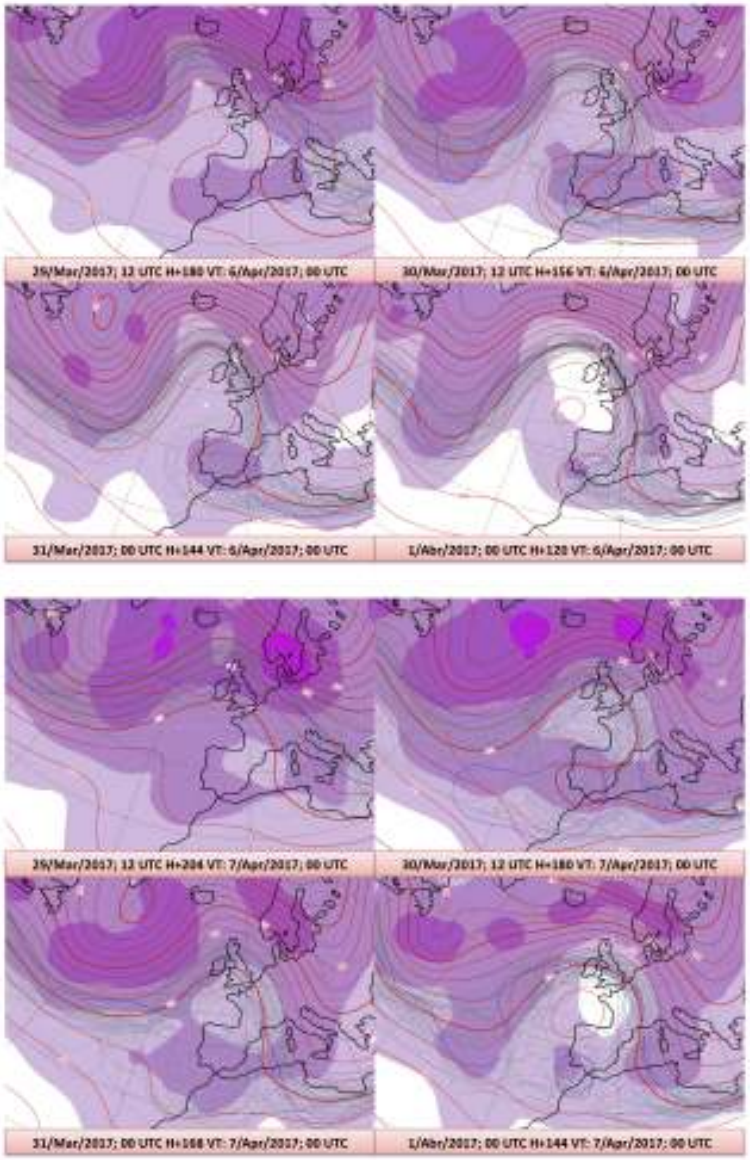


Figura 58.3: Predicciones Z500 del ECENS válidas para 6 y 7 de abril (ver texto).

La Figura 58.3, arriba, muestra predicciones de altura geopotencial a 500 hPa con base en cuatro días consecutivos, 29, 30 y 31 de marzo y 1 de abril, todas ellas válidas para el 6 de abril de 2017. Se trata por tanto de predicciones H+180, H+156, H+144 y H+120. Los mapas de promedio-dispersión (ver sección 27.5.1 en la página 418) están compuestos por promedio del ensemble (ensemble mean, EM, isolíneas rojas), la dispersión (sombreado) y espaguetis para la isolínea de 570 dam de los miembros del ECENS. El control es la línea rota roja y el modelo determinista la linea rota azul.

Las predicciones deterministas presentan una conducta saltarina sobre el sur peninsular, oscilando entre una vaguada en el Mediterráneo suroccidental y una posible depresión aislada de niveles altos (DANA) sobre el sur de la Península. La media del ECENS presenta una conducta más consistente. La Figura 58.3, abajo, muestra predicciones basadas en los mismos días pero válidas para el 7 de abril de 2017 a 00 UTC (H+204, H+180, H+168 y H+144). La conducta oscilante de la predicción determinista sigue siendo clara y también la mayor consistencia del EM. Conviene resaltar aquí que no estamos ante un caso con dispersión elevada. Este tipo de conducta ocurre con mucha frecuencia, por regla general el EM muestra mucha mejor consistencia que las salidas deterministas. Tampoco conviene olvidar que las verificaciones sobre un gran numero de casos en áreas amplias indican que el EM verifica mejor, estadísticamente hablando, que el modelo determinista desde el D+3 en adelante (secs. 15.7 en la página 227 y 13.6.3 en la página 186).

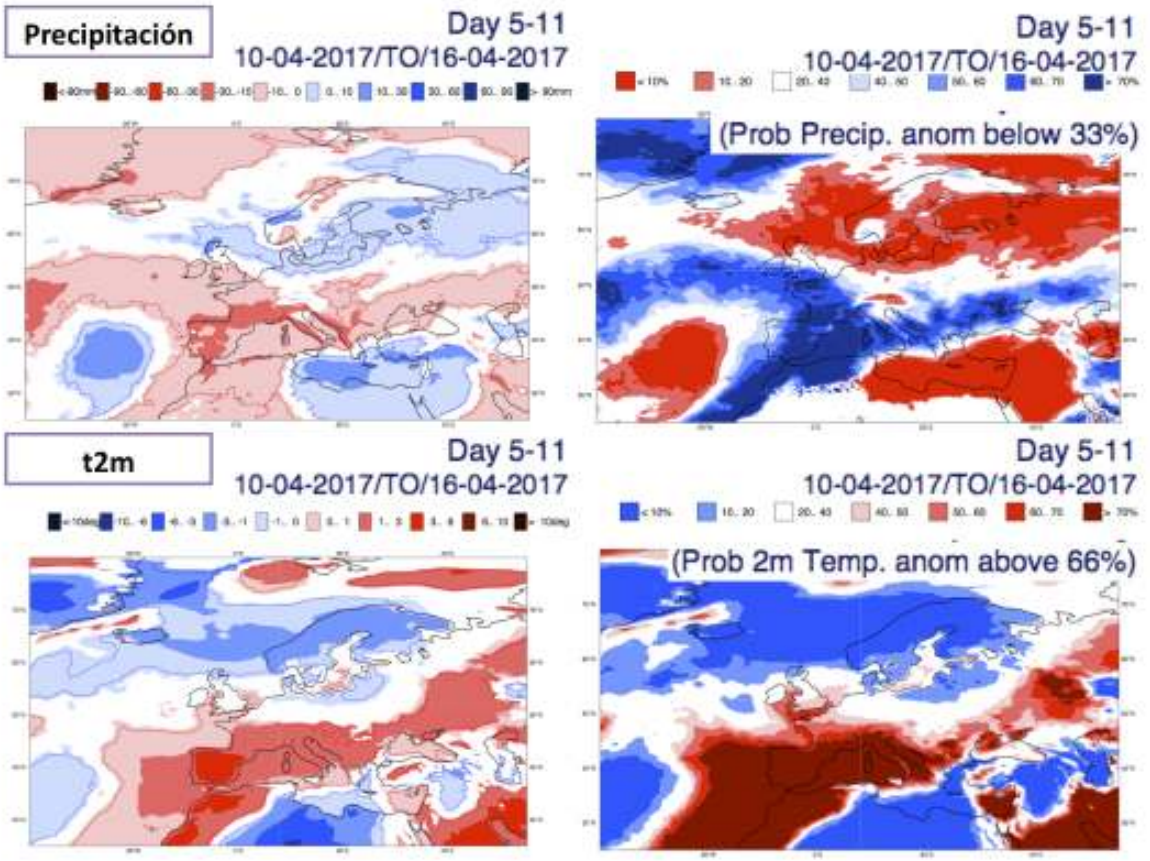


Figura 58.4: Promedios de precipitación y temperatura a 2 metros de la predicción mensual para el periodo 10 a 16 de abril de 2017.

Volviendo a la predicción mensual, la Figura 58.4 muestra los promedios de precipitación y temperatura a 2 metros para el periodo 10 a 16 de abril de 2017. De nuevo estos promedios se presentan aquí en términos de anomalías y probabilidades de que estas anomalías se sitúen en el tercil inferior para la precipitación y en el tercil superior para la temperatura. Lo que se aprecia en esta figura son anomalías secas con alta probabilidad de encontrarse en el tercil inferior del clima para la precipitación y anomalías cálidas con altas probabilidades de encontrarse en el tercil superior del clima para la temperatura.

58.3 Escenarios, probabilidades, ECENS y corto plazo

Las Figuras 58.5 y 58.6 en la página siguiente muestran los escenarios o *clusters* (sec. 27.10 en la página 417) para el área europea con base en el 3 de abril de 2017. Lo que se representa para cada cluster es el miembro del ECENS más próximo al centroide del cluster. Las predicciones entre el D+5 y el D+7 muestran cuatro escenarios con un numero de miembros muy similar distribuidos entre los 4 escenarios. Estos 4 escenarios pueden en realidad reducirse a dos opciones, a saber, bloqueo anticiclónico sobre la Península o aproximación de una vaguada por el norte peninsular. Esta última es precisamente la opción que sigue el modelo determinista. Las predicciones entre D+8 y D+10 reducen los escenarios a tres, nuevamente con una distribución parecida de miembros. De nuevo el modelo determinista apoya al cluster con la versión más pesimista en términos de precipitación para la Península.

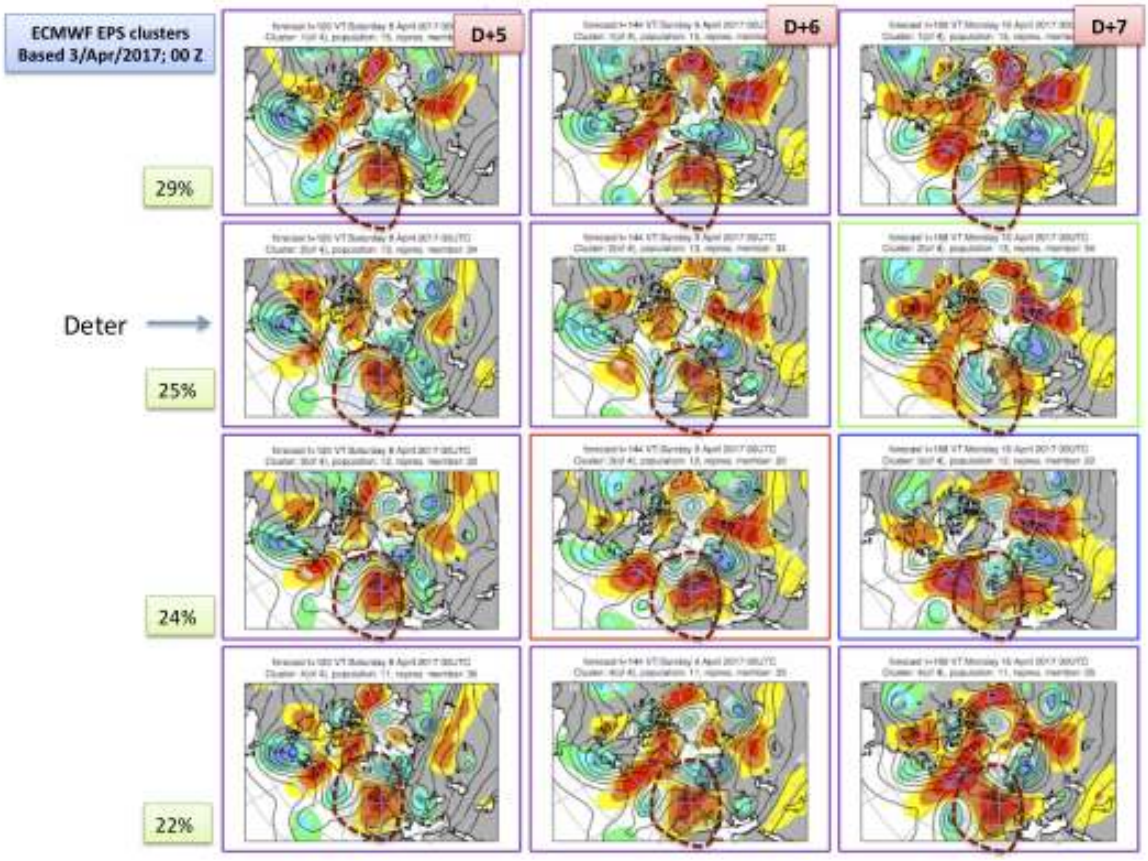


Figura 58.5: Grupos para el área europea con base en el 3 de abril de 2017, D+5..D+7 (ver texto).

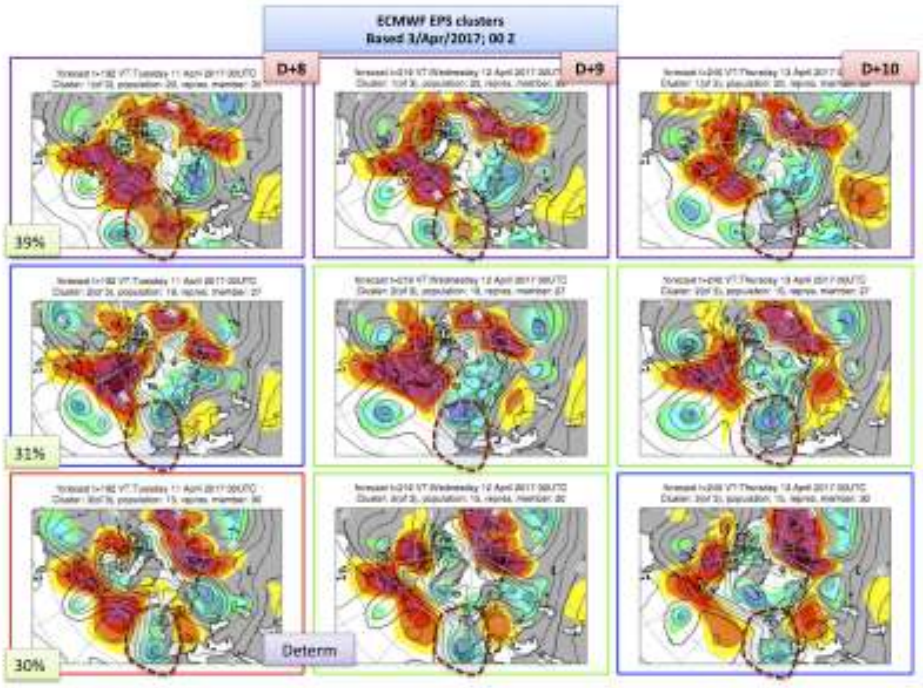


Figura 58.6: Grupos para el área europea con base en el 3 de abril de 2017, D+8..D+10 (ver texto).

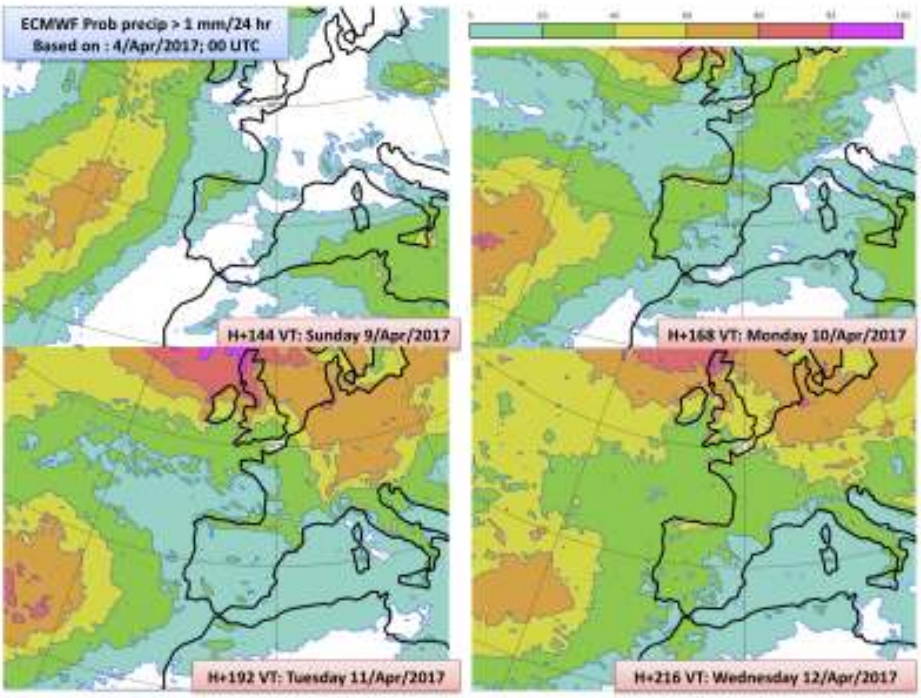


Figura 58.7: Probabilidades ECENS de precipitación superior a 1 mm en 24 horas basadas en el 4 de abril y válidas desde el Domingo de Ramos 9 de abril (H+144) hasta el Miércoles Santo (H+216).

Llega el momento de muestrear las probabilidades (ver sección 27.6.1 en la página 422) sobre los niveles de precipitación y temperatura para varios umbrales. La figura 58.7, muestra las probabilidades de precipitaciones superiores a 1 mm en 24 horas basadas en el 4 de abril y válidas desde el Domingo de Ramos 9 de abril (H+144) hasta el Miércoles Santo (H+216). Las probabilidades no son extremas pero sí indican una tendencia a incrementarse en el oeste peninsular a mitad de la semana.

Las predicciones a partir del día 5 de abril, comienzan a apuntar hacia una *configuración omega* con el aislamiento de una DANA en el Atlántico central y oriental, una dorsal clara sobre la Península y otra DANA sobre el Mediterráneo central. La Figura 58.8 muestra mapas de EM, dispersión y espaguetis basadas en el 5 de abril (izquierda) y 7 de abril (derecha), ambas con validez para los días 11 y 12 de abril.

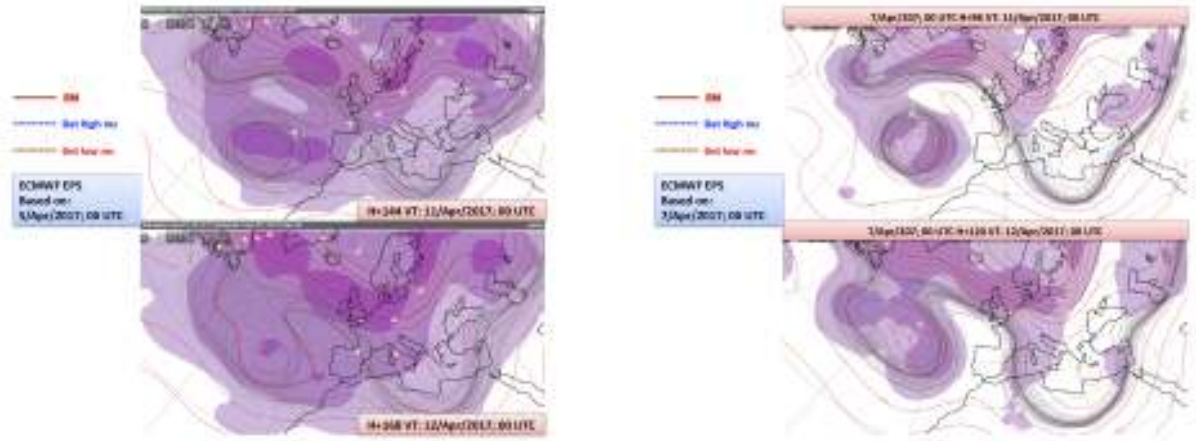


Figura 58.8: Promedio del ECENS, dispersión y espaguetis con validez para los días 11 y 12 de abril. Izquierda: basadas en el 5 de abril. Derecha: basadas en el 7 de abril.

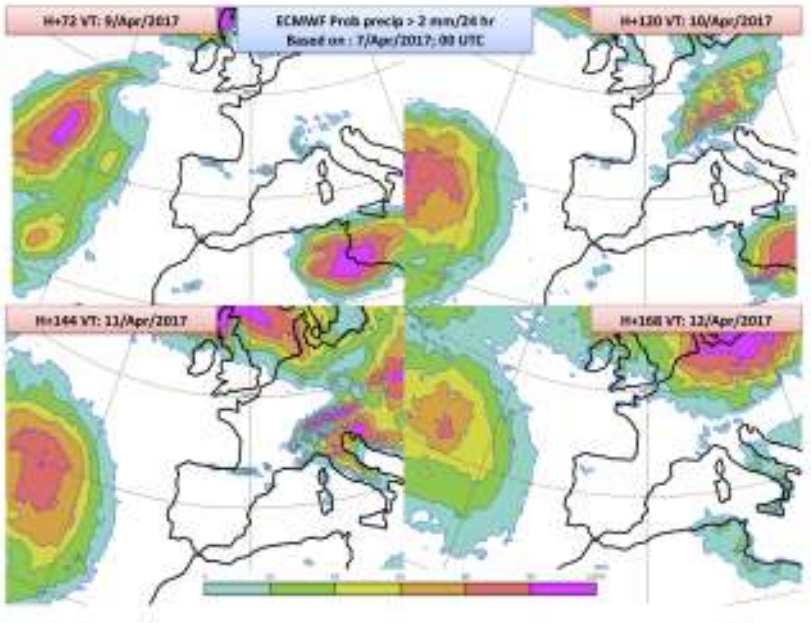


Figura 58.9: Probabilidades ECENS de precipitación superior a 2 mm en 24 horas para el periodo desde el Domingo de Ramos y el Miércoles Santo basadas en el 7 de abril.

Las probabilidades de precipitación superior a 2 mm en 24 horas que muestra la Figura 58.9 para el periodo desde el Domingo de Ramos y el Miércoles Santo basadas en el 7 de abril señalan un panorama claramente optimista para el sector turístico y lúdico en general. Es más, las predicciones basadas en el 10 de abril (Figura 58.10) muestran altas probabilidades de temperaturas máximas excediendo los 28 grados en el suroeste peninsular. Esto se refleja en el EFI (sección 27.7.2 en la página 426) y el SOT90 (Shift of Tails para el percentil 90 del clima, sección 27.7.3 en la página 427) con valores significativos en todo el cuadrante suroccidental peninsular para el 12 de abril y extendiéndose hacia el norte y este peninsulares el día siguiente.

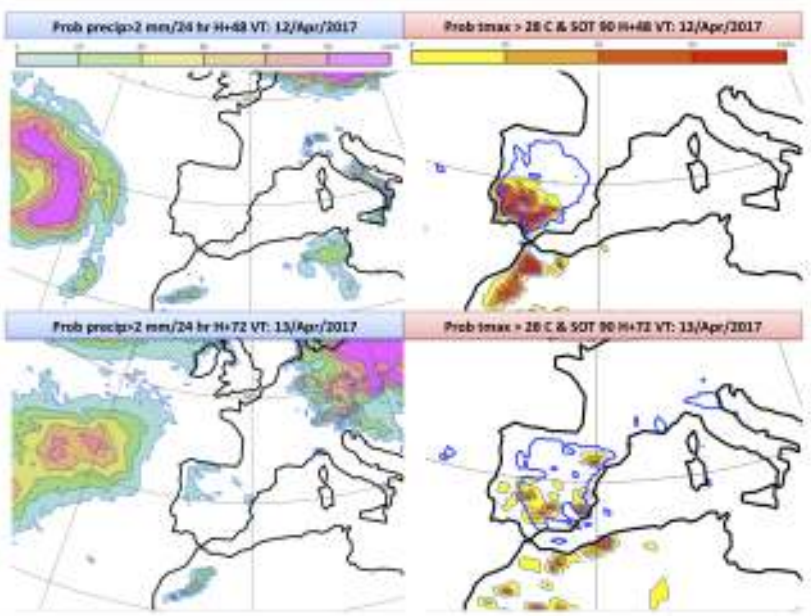


Figura 58.10: Probabilidades ECENS de precipitación superior a 2 mm en 24 horas y de temperatura superior a 28 grados para el periodo desde el Domingo de Ramos y el Miércoles Santo basadas en el 7 de abril.

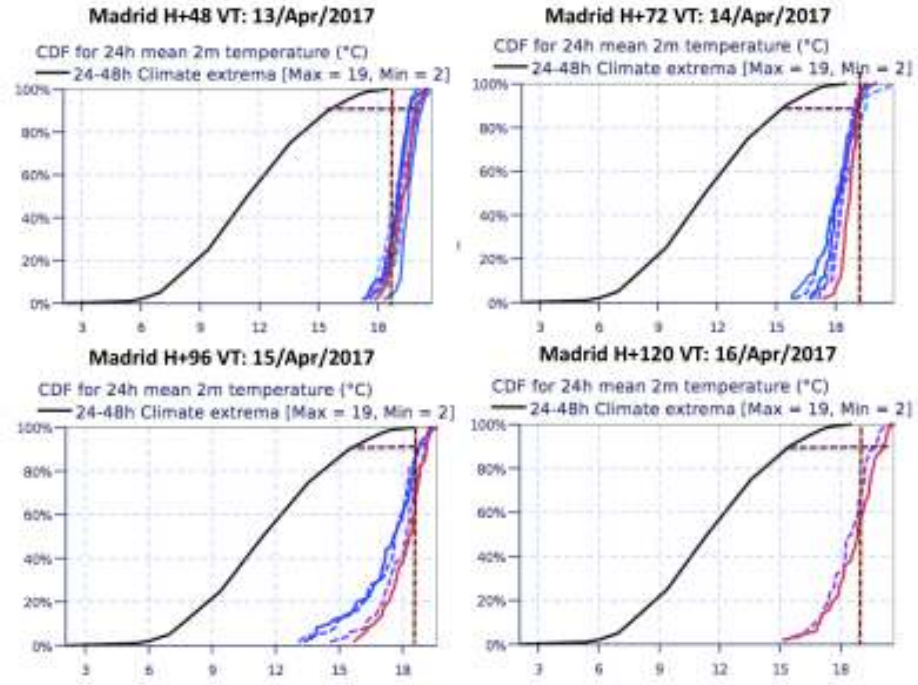


Figura 58.11: CDF (ver texto) de Madrid para la temperatura media a 2 metros basadas en la pasada del 11 de abril de 2017 y con validez para el 13, 14, 15 y 16 de abril (H+48, H+72, H+96 y H+120).

Las Figuras 58.11 y 58.12, muestran las CDF (sec. 13 en la página 196) de Madrid y Sevilla para la temperatura media a 2 metros basadas en la pasada del 11 de abril de 2017 y con validez para el 13, 14, 15 y 16 de abril (H+48, H+72, H+96 y H+120). En ambos casos se aprecian las distribuciones de las pasadas sucesivas del ECENS con valores significativamente a la derecha de la curva del clima del modelo. Esto apunta a valores altos del EFI. Las pendientes de las distintas pasadas indican también poca dispersión. Cuanto más verticales son estas líneas menor es la dispersión. La presencia de SOT90 superiores a cero también puede apreciarse en estos gráficos.

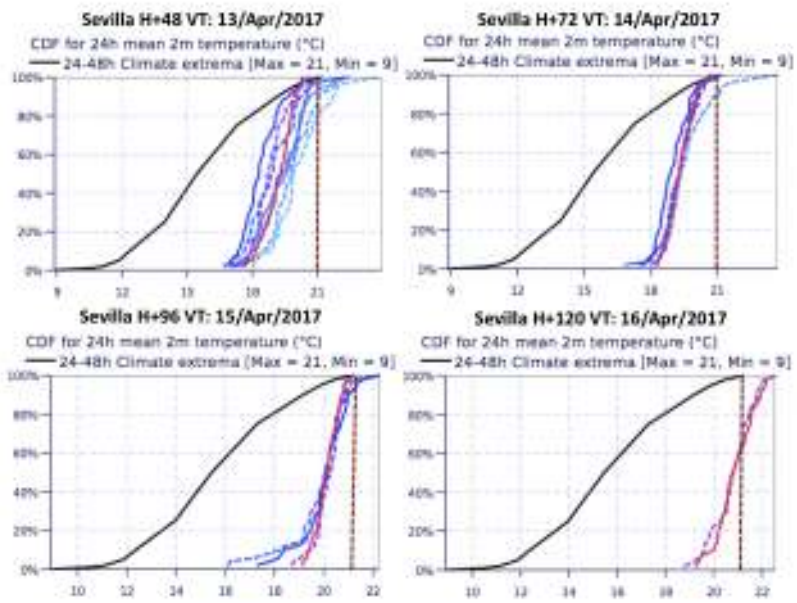


Figura 58.12: CDF (ver texto) de Sevilla para la temperatura media a 2 metros basadas en la pasada del 11 de abril de 2017 y con validez para el 13, 14, 15 y 16 de abril (H+48, H+72, H+96 y H+120).

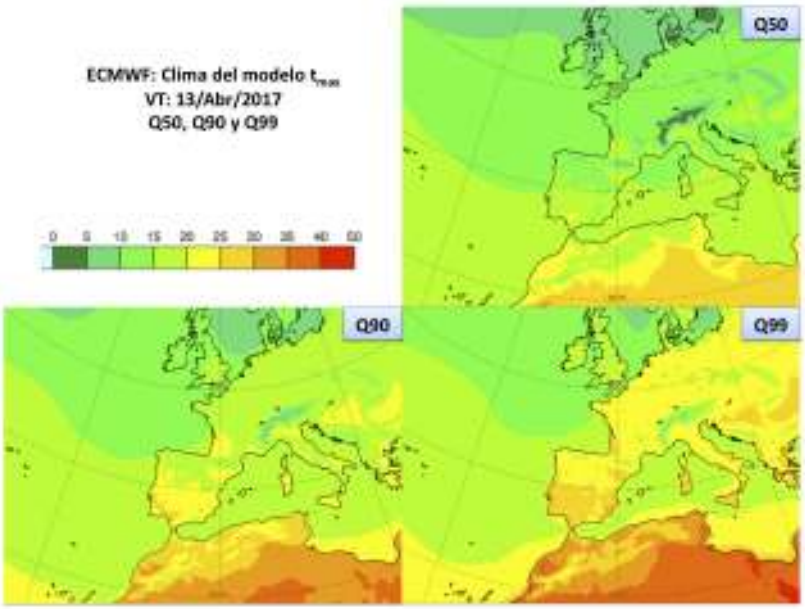


Figura 58.13: Clima del modelo, percentiles 50, 90 y 99, de las temperaturas máximas con validez para el 13 de abril de 2017.

Como referencia, la figura 58.13 muestra el clima del modelo (sección 27.7.1 en la página 425) para las temperaturas máximas con validez para el 13 de abril de 2017. En la figura se muestra la distribución del clima para los percentiles 50, 90 y 99. Aquí puede observarse como, por ejemplo para el percentil 90, valores de Tmax entre 25 y 30 grados sólo aparecen en el valle del Guadalquivir y Extremadura.

58.4 Datos de observación

Las Figuras 58.14, 58.15 en la página siguiente, 58.16 y 58.17 en la página 890 muestran datos de observación extraídos de los informes sinópticos de las estaciones de La Coruña, Santander, Sevilla, Málaga, Cáceres, Madrid, Valencia y Palma de Mallorca.

El código surface synoptic observations (SYNOP) se manipula y procesa usando *scripts Perl* y después utilizando *scripts* en *R* para producir los gráficos.

Las series temporales indican claramente la ausencia de precipitaciones (excepto una traza débil en Palma de 0.5 mm el 16 de abril) y la evolución de las temperaturas en alza comenzando por Andalucía occidental y Extremadura para después extenderse hacia el centro y este peninsular.

58.5 Resumen final

El procedimiento realizado ha seguido el método de predicción en cascada.

- La prediccion mensual proporciona una visión general al menos con dos semanas de anticipación (en casos de situaciones extremas hasta tres semanas).
- Para la prediccion a medio plazo el uso de escenarios alternativos y la dispersión de el ECENS nos ayuda a evaluar las distintas opciones a vigilar.
- La utilización de Meteogramas (en particular los que llevan superpuesto el clima del modelo) nos ayuda a evaluar la predicción para diferentes parámetros meteorológicos y localizaciones. La utilización de las distribuciones CDF aportan información muy útil en cuanto a dispersión, EFI y la visualización de valores significativos de SOT en caso de fenómenos extremos.
- El modelo determinista puede considerarse como un miembro más de el ECENS a más resolución.
- Para el corto plazo y la predicción inmediata es donde los Limited Area Model (LAM) de alta resolución, las imágenes de satélite, el radar y la red de descargas juegan un papel determinante.

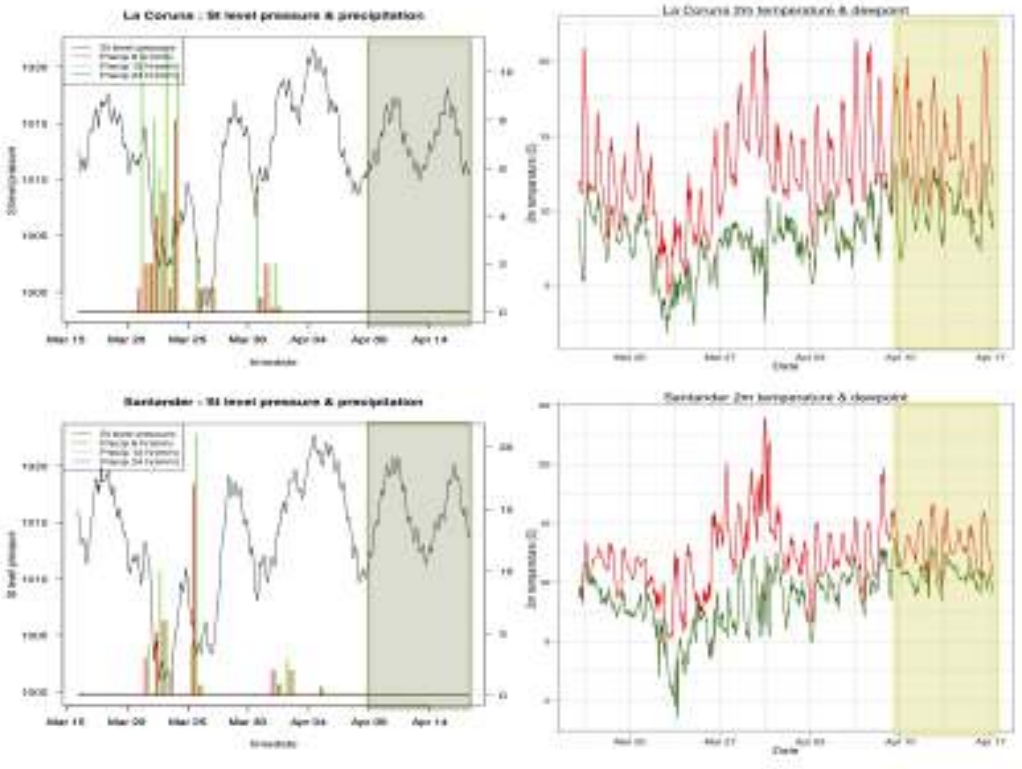


Figura 58.14: Datos de observación extraídos de los informes sinópticos de las estaciones de La Coruña y Santander.

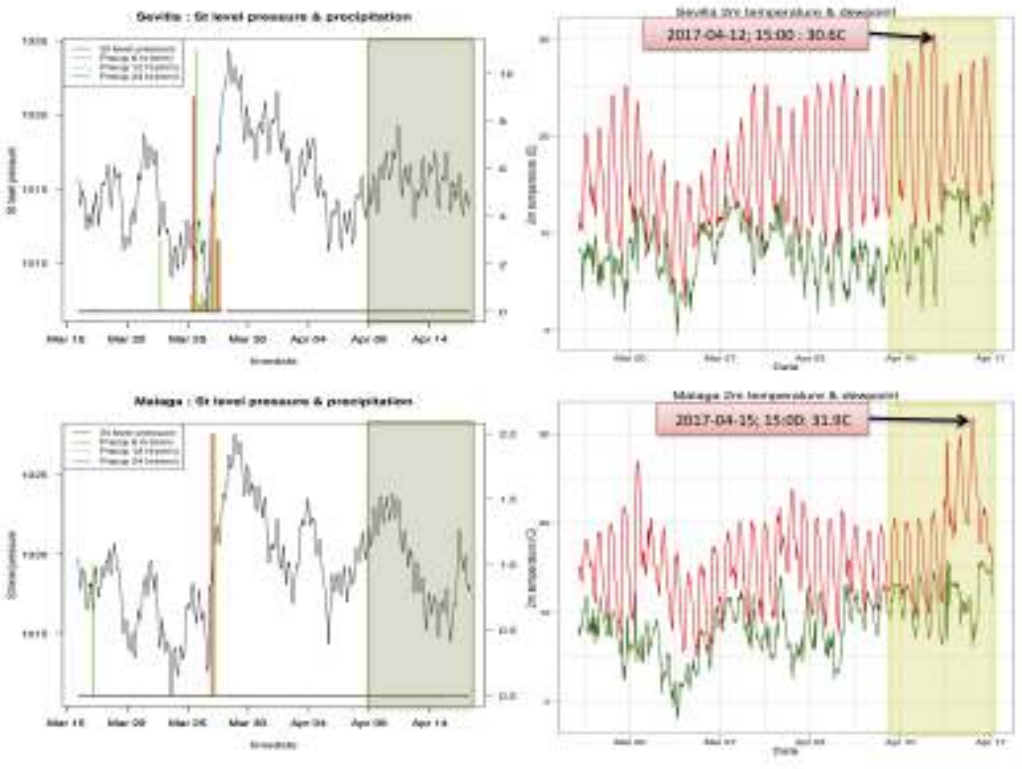


Figura 58.15: Como en la Figura 58.14, ahora Sevilla y Málaga.

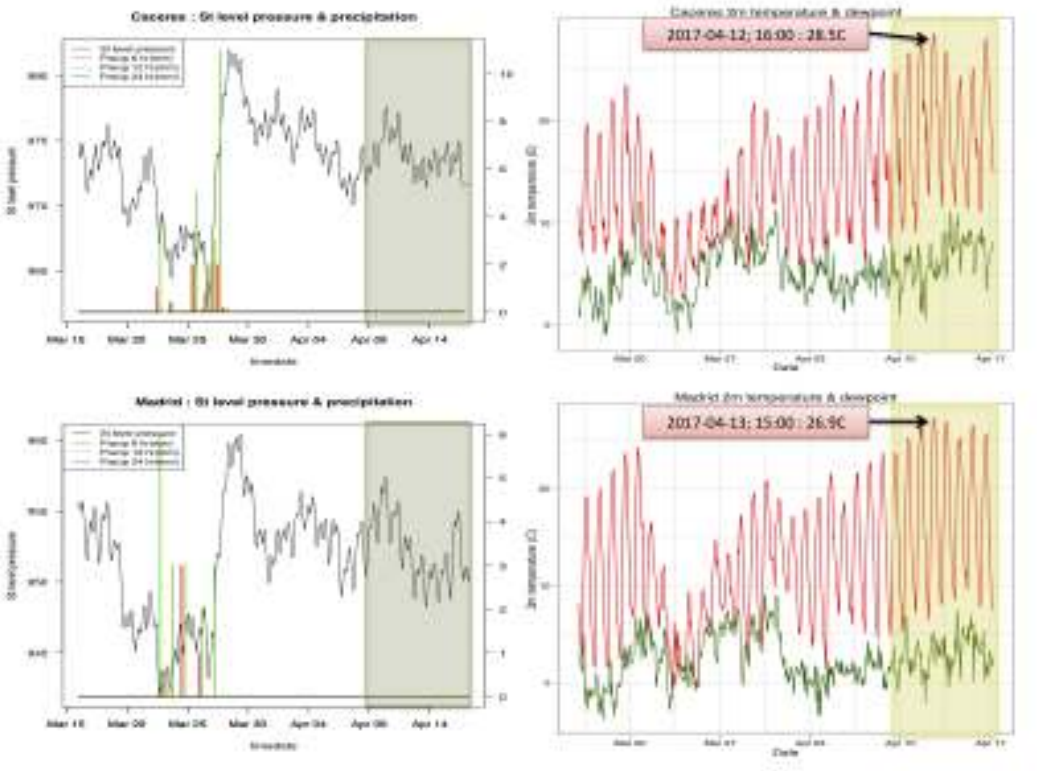


Figura 58.16: Como en la Figura 58.14 en la página anterior, ahora Cáceres y Madrid.

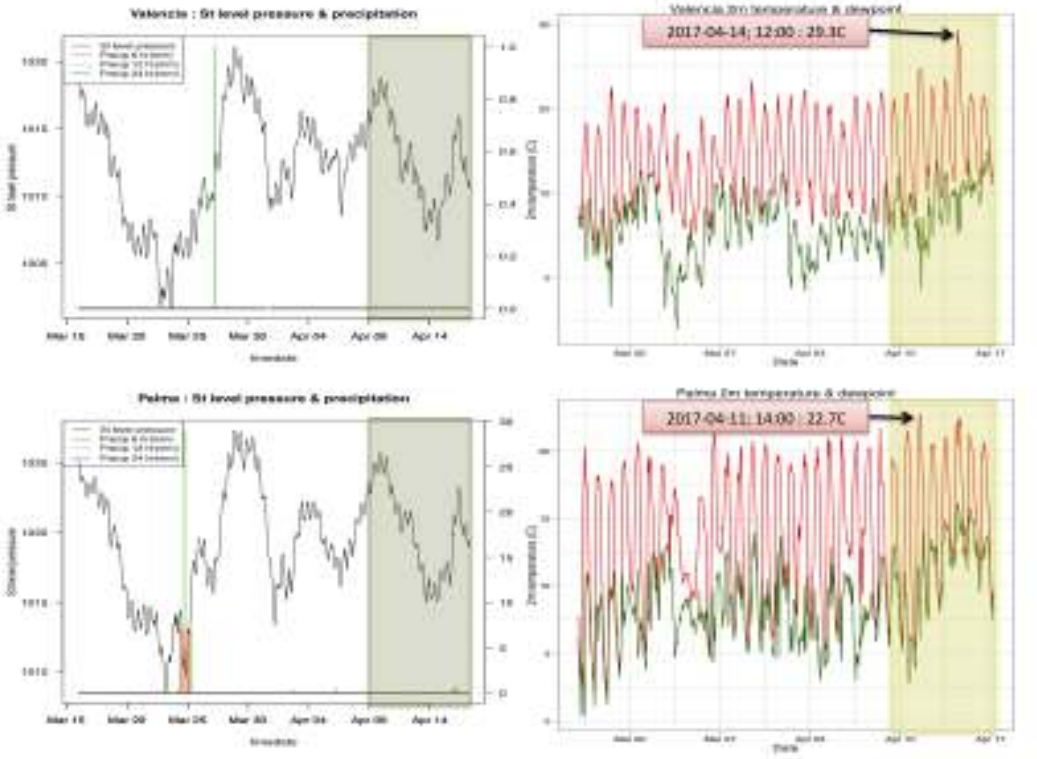


Figura 58.17: Como en la Figura 58.14 en la página anterior, ahora Valencia y Palma de Mallorca.

DANA de principio de verano (Jul-2017)

59

JAIME REY VIDAURRÁZAGA
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

DANA es el acrónimo meteorológico cuyo significado es "Depresión Aislada en Niveles Altos". Trata de ser la traducción del término anglosajón de *cut-off low* (baja aislada) en 500 o 300 hPa. En la terminología popular equivaldría a lo que el Meteorólogo D. MANUEL LEDESMA JIMENO llamó "gota fría"(término que, posteriormente, adoptó D. MARIANO MEDINA), término popular y periodístico que ha degenerado a ser sinónimo de lluvias intensas en el periodo otoñal en el área mediterránea. Una DANA es un seno de bajas presiones aislada en niveles altos, preferentemente, del vórtice circumpolar. Lo que muchos no conocen es el origen de esta palabra. Proviene en honor del apellido de un meteorólogo coetáneo y compañero de MANUEL LEDESMA y MARIANO MEDINA: D. FRANCISCO GARCÍA DANA, Meteorólogo del antiguo INM, que falleció en 1984.

extracto de https://www.tiempo.com/ram/26947/de-donde-procede-el-nombre-meteorologico-de-dana/ – FRANCISCO MARTÍN LEÓN, Meteorólogo

Entre el 5 y el 9 de julio de 2017, la península ibérica se vio afectada por el paso de una depresión aislada en niveles altos depresión aislada de niveles altos (DANA), con tormentas que se extendieron por buena parte de la península, especialmente sobre el sistema Central y su entorno. Este episodio, totalmente convectivo, tuvo una predecibilidad muy pobre y una variabilidad espacial muy elevada. En este capítulo se pretende realizar un ensayo de predicción de medio plazo para el episodio, centrándonos para ello en los días más adversos.

Palabras clave: sistemas de predicción por conjuntos aplicados a la predicción de corto y medio plazo, predicción probabilista, DANA de principio de verano julio 2017.

Imagen parte superior: Inundaciones producidas en Aranjuez el 07-07-2017.

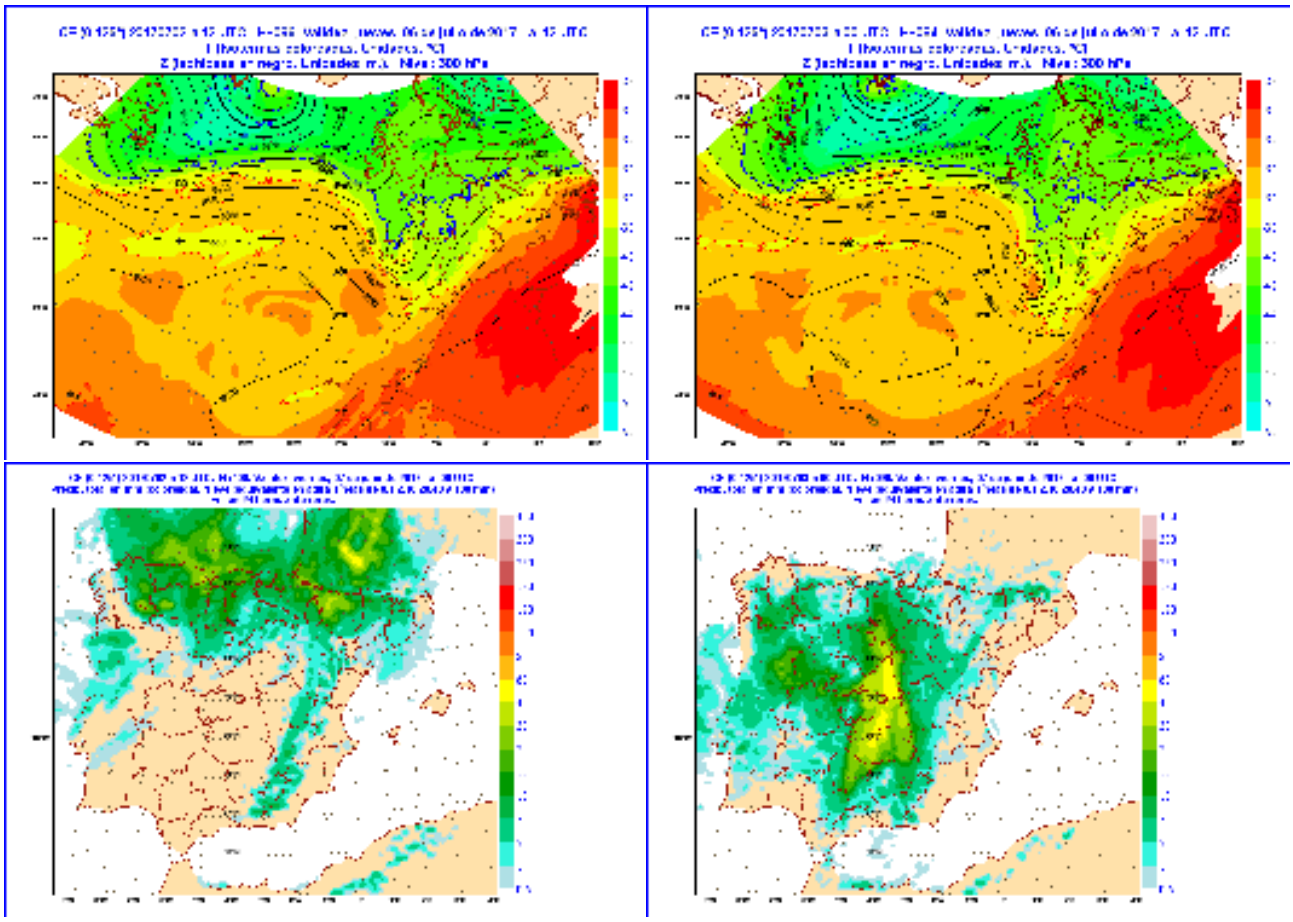


Figura 59.1: Geopotencial en 300 hPa y precipitación acumulada en 24 horas, para las 12 UTC del 06-07-2017, a partir de las pasadas de 12 UTC del 02-07-2017 y de 00 UTC del 03-07-2017 del ECHRES. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

59.1 Comportamiento de modelos y SPC

Las depresiones aisladas en niveles altos, DANA (conocidas por el término *cut-off low* en inglés), son un fenómeno bastante común en las proximidades de la península ibérica, siendo especialmente frecuentes en los meses de verano [144]. Habitualmente suelen encontrarse con mayor frecuencia en la franja latitudinal entre 35 ºN y 40 ºN, aunque en los meses de verano, debido al desplazamiento de la circulación atmosférica hacia al norte, es más habitual encontrarlas en la franja entre 40 ºN y 45 ºN, justo en el norte de la península ibérica [144]. Así pues, vamos a analizar un tipo de situación típica sobre la Península, pero cuyo comportamiento, debido a su pequeño tamaño y carácter dinámico especialmente caótico, continúa siendo muy complicado de predecir.

59.1.1 Consistencia entre pasadas de ECHRES

Una forma de ilustrar esta problemática surge analizando el comportamiento de distintas pasadas del modelo determinista, en nuestro caso el ECHRES (sec. 19.2 en la página 297). Si observamos la Figura 59.1, dos pasadas consecutivas, la del día 2 de julio a las 12 UTC y la del día 3 del mismo mes a las 00 UTC, muestran una evolución muy distinta de la DANA. En la pasada de 12 del día 2, la DANA se desplazaría por el norte peninsular, dejando precipitaciones especialmente intensas en el tercio norte, de entre 30 y 40 mm el día 6 en Asturias y Huesca, sin afectar prácticamente al suroeste y centro peninsulares. En cambio, la siguiente pasada sitúa la DANA sobre Portugal, con un desplazamiento que llega a ser retrógrado, afectando especialmente al centro peninsular, con precipitaciones entre 40 y 60 mm en Madrid y el oeste de Castilla-La Mancha.

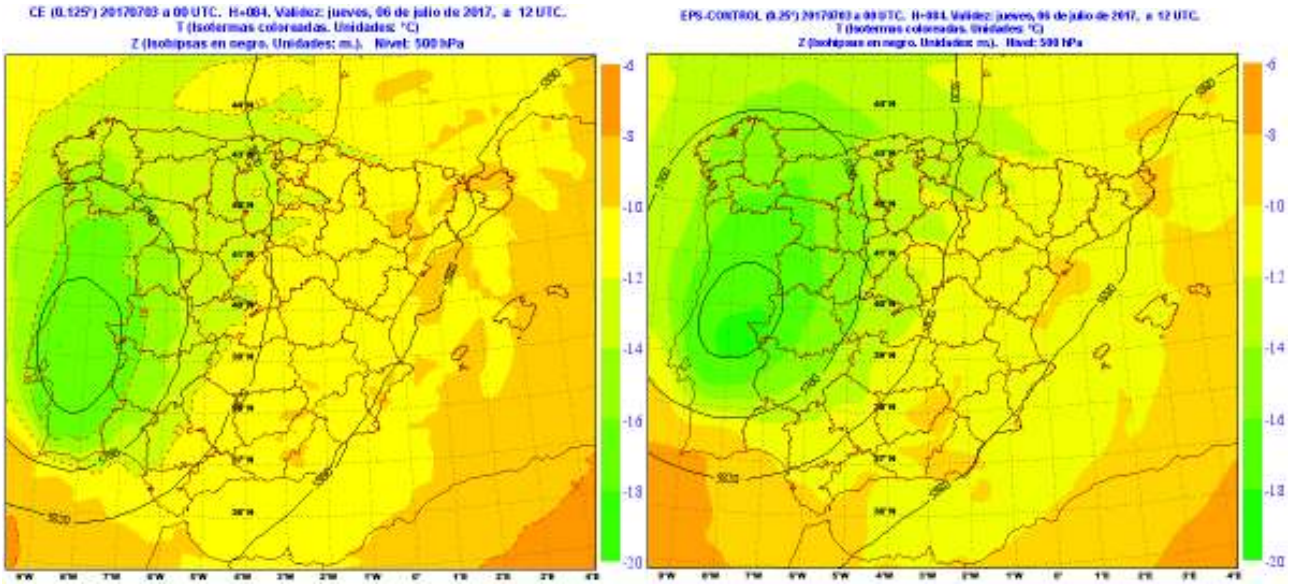


Figura 59.2: Geopotencial en 500 hPa, para las 12 UTC del 06-07-2017, a partir de las pasadas de 12 UTC del 02-07-2017 del ECHRES y del miembro del Control del ECENS. AEMET.

Tal disparidad entre pasadas evidencia la baja *predecibilidad* (sec. 12 en la página 163) de estas situaciones en el medio plazo, lo que hace que debamos ser especialmente cautos en el uso exclusivo de modelos deterministas, ya que puede llevarnos a grandes errores en la predicción. Por ello, pasamos a analizar el comportamiento del modelo probabilista, en nuestro caso el ECENS (sec. 19.3 en la página 299).

59.1.2 Control vs determinista

En un primer estadio es conveniente comparar el miembro de control del ECENS con el ECHRES. Como se puede ver en la Figura 59.2, aunque sinópticamente describen situación parecidas, la posición del núcleo frio se sitúa más al norte en el llamado *miembro de control* (parte derecha de la figura), lo que puede provocar que varíen significativamente las zonas afectadas por la DANA.

59.1.3 Dispersión del ECENS

Lo siguiente que haremos será analizar el geopotencial en 500 hPa del valor medio del ensemble y su desviación estándar normalizada (sec. 27.5.1 en la página 418). Para el día 6 a las 00 UTC, utilizando la pasada del día 3 a las 00 UTC, se puede observar en las Figuras 59.3 y 59.4 en la página siguiente cómo el valor medio refleja la existencia de una circulación cerrada, si bien existe mucha incertidumbre en torno a la posición de la DANA, con dos máximos de la desviación estándar normalizada situados respectivamente al noreste y al suroeste de la DANA. Este patrón está asociado con una alta incertidumbre, no solo en la intensidad de la perturbación (profundidad de la DANA), sino también en su posición y su evolución temporal. Un importante número de miembros del ensemble parece retrasado y/o más hacia el suroeste, mientras que otra fracción importante parece adelantada y/o hacia el noreste. En realidad, las discrepancias temporales y espaciales irán ligadas, ya que cuanto más al sur se sitúe la DANA, menor será su interacción con la fuerte circulación meridional y, por tanto, menor su velocidad de desplazamiento hacia el este.

Para el día 7 a las 00 UTC, la incertidumbre es aún mayor y el valor medio no refleja la existencia de una circulación cerrada. Además, la desviación estándar, más allá de constatar la alta dispersión, nos da poca información respecto a la distribución de los miembros del ensemble y los posibles escenarios con los que podríamos encontrarnos.

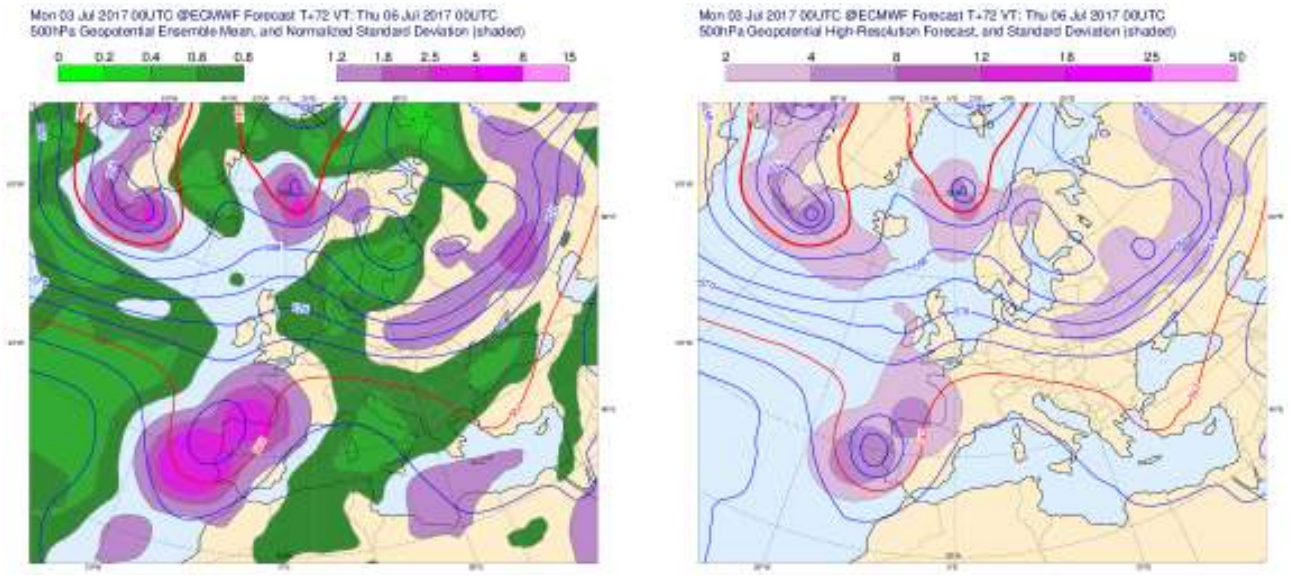


Figura 59.3: Izquierda: altura geopotencial en 500 hPa del valor medio del ECENS y su desviación estándar normalizada para las 00 UTC del 06-07-2017, a partir de la pasada de 00 UTC del 03-07-2017 del ECENS. Derecha: altura geopotencial en 500 hPa del ECHRES y desviación estándar del ECENS, para las 00 UTC del 06-07-2017, a partir de la misma pasada de 00 UTC del 03-07-2017 de ambos sistemas. ECMWF.

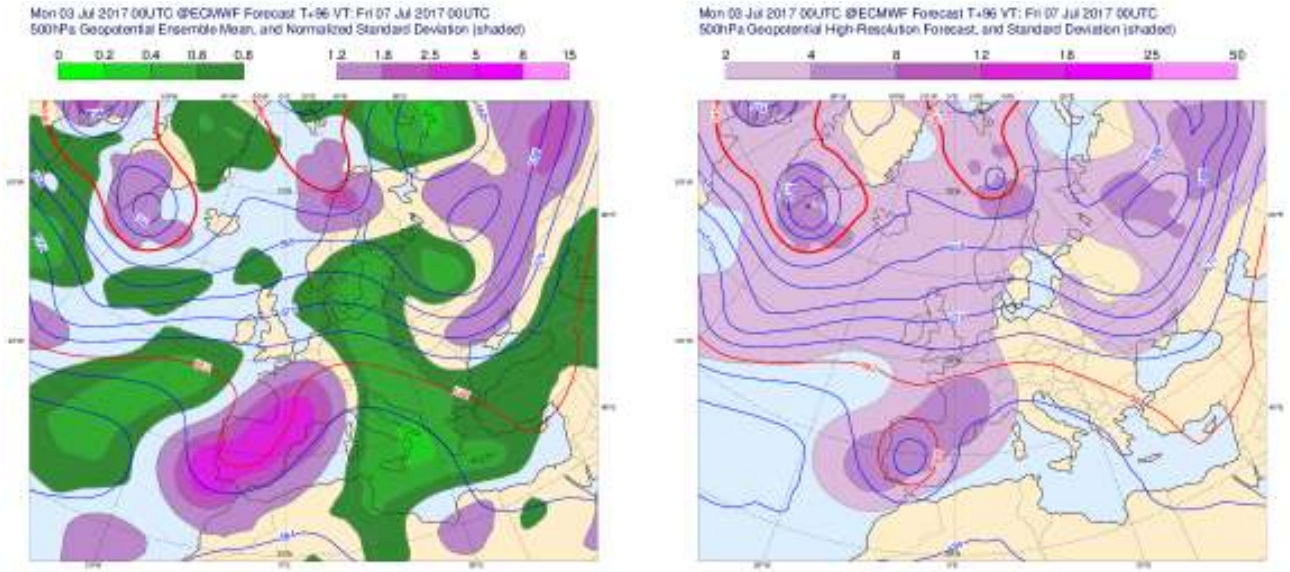


Figura 59.4: Como en la Figura 59.3, pero para el día 07-07-2017. ECMWF.

Para analizar más en detalle el comportamiento del ECENS y asegurarnos de tener en cuenta los 51 miembros del ensemble, es conveniente recurrir a otros tipos de representación. La técnica de clusters o agrupaciones en grupos y supergrupos nos permite visualizar los distintos escenarios que podrían darse y el número de miembros que los apoyan (secs. 27.4.1 en la página 412 y 27.4.2 en la página 415). En la Figura 59.5 en la página siguiente se puede observar su representación para el día 6 a las 12 UTC, para la pasada del día 3 a las 00 UTC.

Los seis grupos representan distintas situaciones que se distinguen por el mayor o menor «descuelgue» de la DANA. Si vemos los supergrupos, tendríamos fundamentalmente tres escenarios: un primer escenario (A) en el que la DANA se sitúa sobre el noroeste peninsular, escenario que engloba a más de la mitad de los miembros y al control; un segundo escenario (B) en el que la DANA se sitúa sobre el cantábrico y continúa bastante ligada al flujo zonal y, finalmente, un tercer escenario (C) que sinópticamente se parece al primero, aunque la DANA es más profunda y se sitúa más hacia el suroeste.

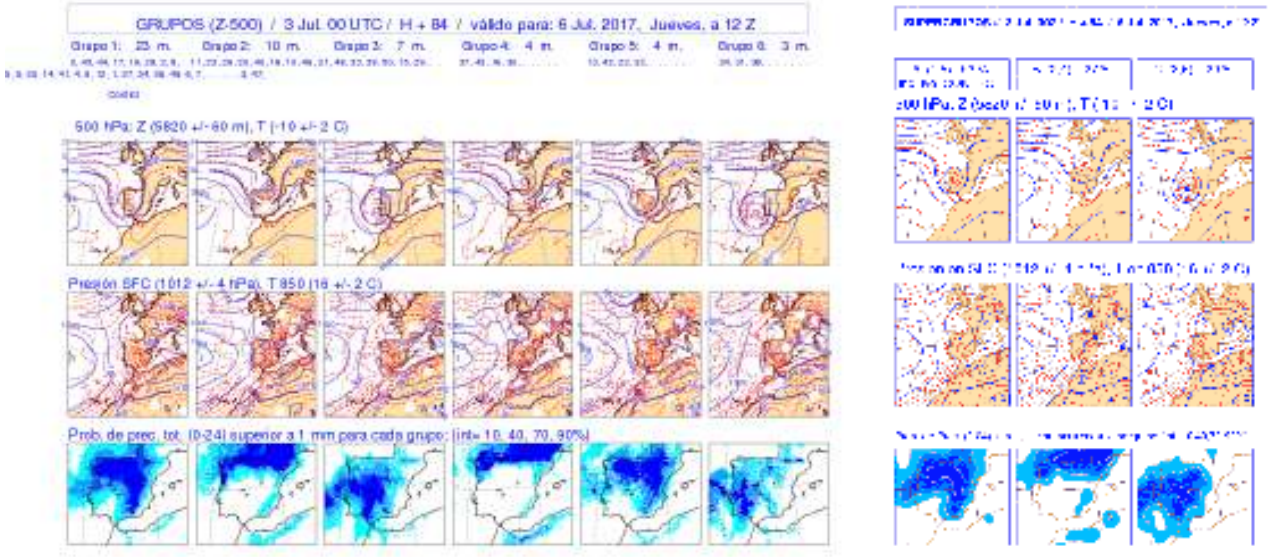


Figura 59.5: Paneles de la izquierda: Grupos del ECENS para las 12 UTC del 06-07-2017, a partir de la pasada de 00 UTC del 03-07-2017 del ECENS. Paneles de la derecha: Supergrupos escogidos a partir de los grupos. Fuente: AEMET.

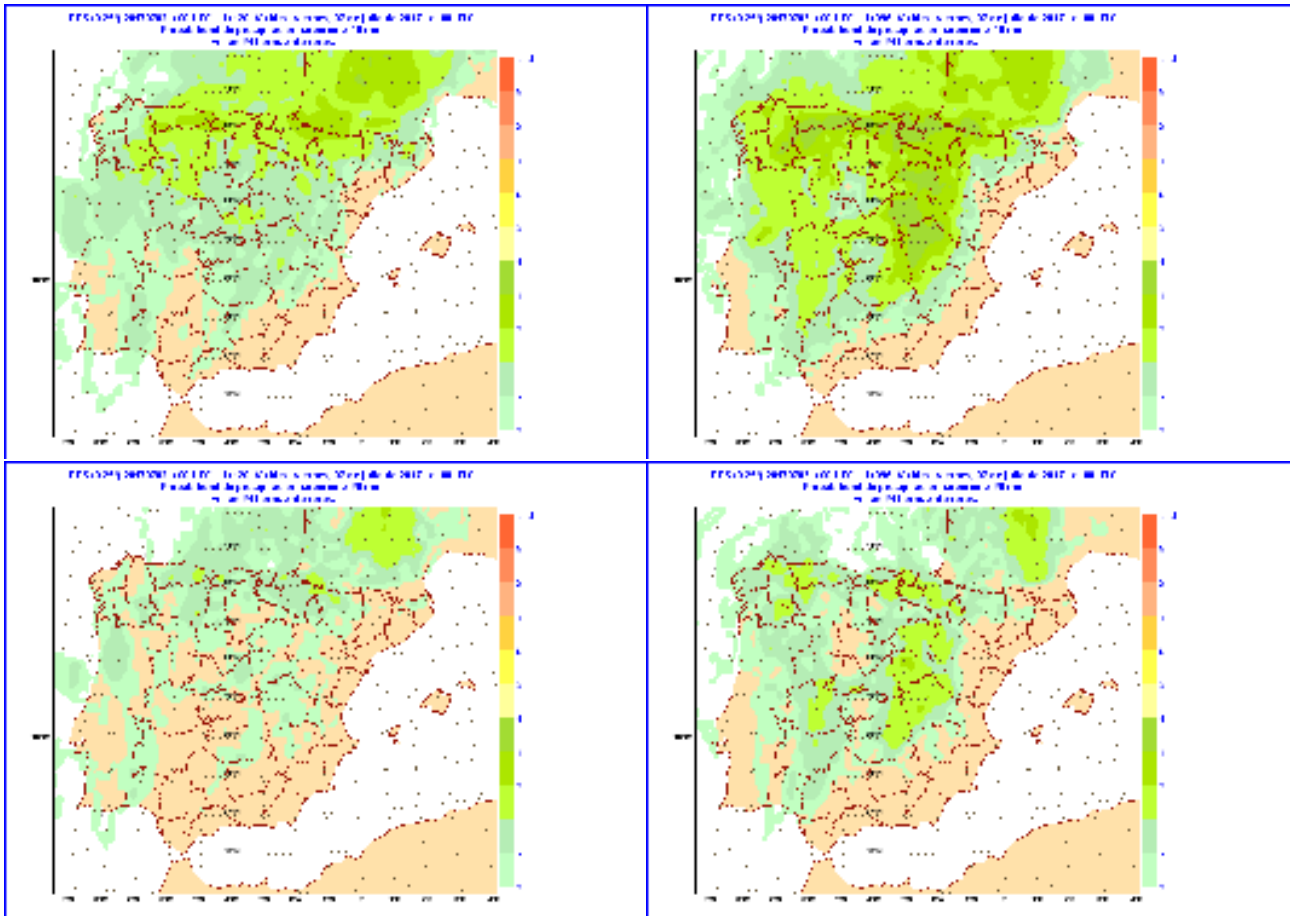


Figura 59.6: Mapas de probabilidad de superación de los umbrales de precipitación de 10 mm (arriba) y 20 mm (abajo) en 24 horas, previstos para el 06-07-2017, a partir de las pasadas de 00 UTC del 02-07-2017 (izquierda) y de 00 UTC del 03-07-2017 (derecha) del ECENS. Fuente: AEMET.

Debido a la presencia de una depresión aislada en niveles altos hay una considerable incertidumbre a pesar de la proximidad del día. Es probable que en el entorno de Galicia, Cantábrico, alto Ebro y Pirineos, esté nuboso con precipitaciones y tormentas, que podrán ser localmente fuertes en zonas de montaña. En gran parte del resto del interior y del sur peninsular no puede descartarse que también esté nuboso con precipitaciones y tormentas, que podrían ser localmente fuertes en zonas de montaña, de forma algo más probable en el centro este y algo menos probable en el centro oeste. En el litoral mediterráneo oriental peninsular y en Baleares son probables los intervalos de nubes medias y altas, así como intervalos de nubosidad de evolución. En las islas occidentales de Canarias estará nuboso con lluvias débiles en el norte, y poco nuboso en el sur. Intervalos nubosos en las orientales.

Figura 59.7: Predicción general de medio plazo emitida por AEMET el día 3 de julio para el día del episodio, jueves 6 de julio (un D+3).

Volviendo atrás, si consideramos las pasadas del ECHRES del día 2 a las 12 UTC y del día 3 a las 00 UTC, podríamos considerarlas dentro de los supergrupos B y A respectivamente. Si observamos el patrón de precipitaciones de ambos supergrupos, podemos constatar que sitúan las precipitaciones en áreas prácticamente disjuntas, lo que hace muy difícil precisar, en el medio plazo, las zonas donde van a producirse las precipitaciones más intensas. Esto se puede ver claramente en la Figura 59.6 en la página anterior, donde se representan los mapas de probabilidad de precipitación en 24 horas superiores a determinados umbrales, en este caso 10 mm y 20 mm, observándose zonas muy extensas con probabilidades superiores al 20 % (10 % para 20 mm), pero nunca superiores al 40 % (30 % para 20 mm).

59.2 Propuesta de predicción

Según todo lo visto anteriormente, tratar de hacer una predicción el día 3 de julio para el jueves 6 de julio (un D+3) utilizando únicamente las probabilidades parece insuficiente. Por ello, además de utilizar los términos probabilistas habituales en la predicción de medio plazo, es conveniente hacer mención de los distintos escenarios y sus probabilidades. La predicción general de medio plazo realizada por AEMET para ese día puede verse en la Figura 59.7.

Como vemos, esta predicción recoge la impredecibilidad de la situación, pero debido a la rigidez de dicho producto (texto limitado en tamaño y terminología), no permite transmitir al usuario toda la cantidad de información y riqueza conceptual que el predictor, con su experiencia y saber hacer, saca de los modelos.

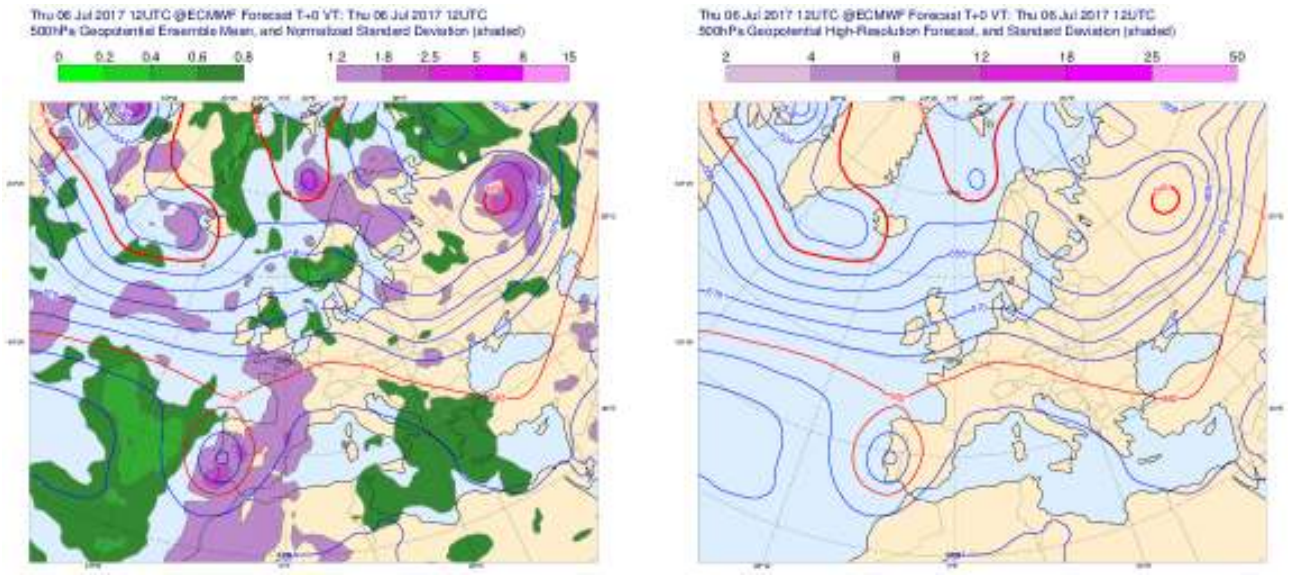


Figura 59.8: Izquierda: análisis del geopotencial en 500 hPa del valor medio del ECENS y su desviación estándar normalizada entre las 12 UTC del 06-07-2017 y del 07-07-2017, a partir de la pasada 2017070612. Derecha: Análisis del geopotencial en 500 hPa del ECHRES y desviación estándar del ECENS, entre las 12 UTC del 06-07-2017 y del 07-07-2017, a partir de la misma pasada. ECMWF.

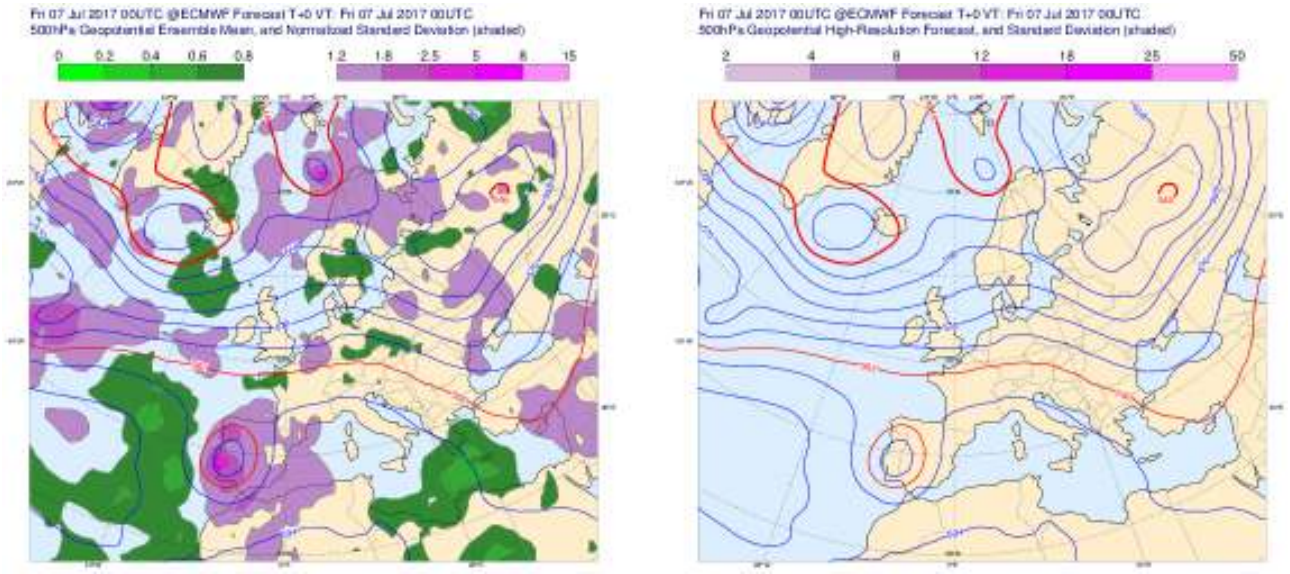


Figura 59.9: Como en la Figura 59.8 en la página anterior, ahora con la pasada 2017070700 ECMWF.

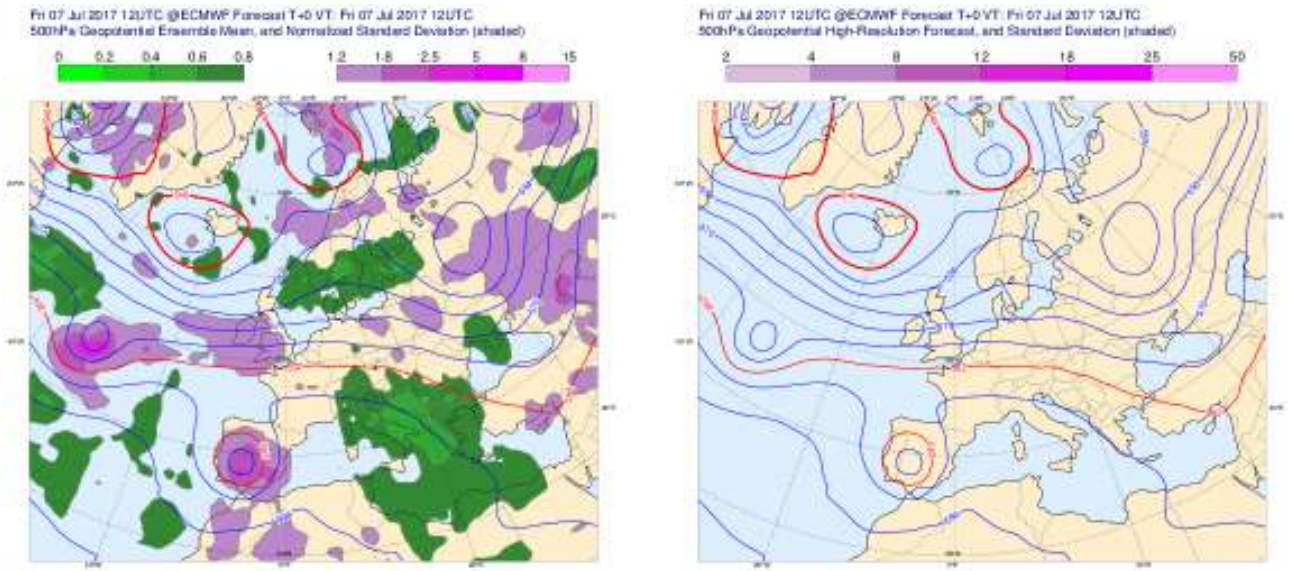


Figura 59.10: Como en la Figura 59.8 en la página anterior, ahora con la pasada 2017070712. ECMWF.

59.3 Análisis de la situación

Análisis objetivo usando ECHRES y ECENS. Para la situación podemos considerar el análisis objetivo del ECHRES, en las Figuras 59.8 en la página anterior, 59.9 y 59.10. A las 12 UTC del jueves 6 de julio la DANA se situó sobre el oeste peninsular, centrada sobre el río Tajo y en las siguientes 24 horas se desplazó zonalmente hacia el centro peninsular mientras se rellenaba ligeramente. Volviendo a los supergrupos del jueves 6 de julio a las 12 UTC, podemos decir que la situación real fue recogida entre los supergrupos A y C, algo más al sur que en el supergrupo A y algo más al este que en el C.

Análisis subjetivo y satélite. En los análisis de superficie de la Figura 59.11 en la página siguiente, sobre la imagen de satélite se superponen símbolos asociados a discontinuidades dinámicas y térmicas o ligados a la estabilidad en la troposfera media-baja. La DANA vino acompañada de chubascos tormentosos orientados de N a S dentro de la banda baroclina, representada como una banda cálida organizada. Por delante, se dieron otras líneas de inestabilidad con convección de base elevada y posibles reventones cálidos en zonas del SE peninsular. Además, se produjeron algunas tormentas con granizo dentro del núcleo frío de la DANA. La convección, que no cesó por las noches, sí tuvo un aumento de la actividad asociado al ciclo diurno.

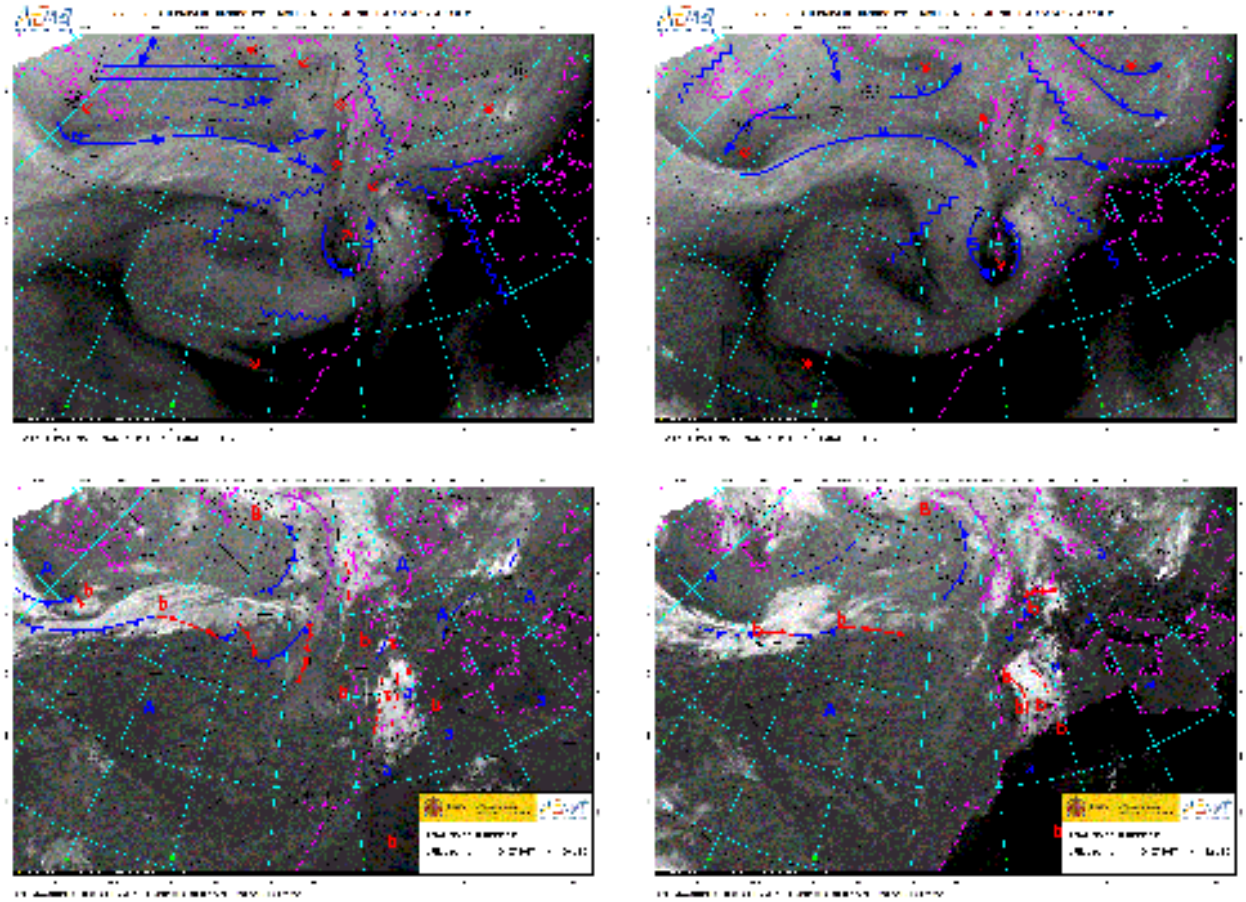


Figura 59.11: Diagnosis de niveles medios-altos (arriba) y niveles bajos (abajo) para las 00 UTC y 12 UTC del 06-07-2017. AEMET

Las mayores acumulaciones de precipitación se produjeron en el entorno del sistema Central, entre las provincias de Ávila y Madrid, con numerosas estaciones por encima de los 80 mm/24 horas, destacando los 102 mm/24 horas de la estación de Rozas de Puerto Real o los 80 mm/24 horas del observatorio de Ávila. También destacan los 98 mm/ 24 horas registrados en Cuenca. Por otro lado, es llamativo el solape que se produce entre precipitaciones y rayos (Figuras 59.12 y 59.13 en la página siguiente), señal inequívoca del carácter tormentoso de todas las precipitaciones que se produjeron.

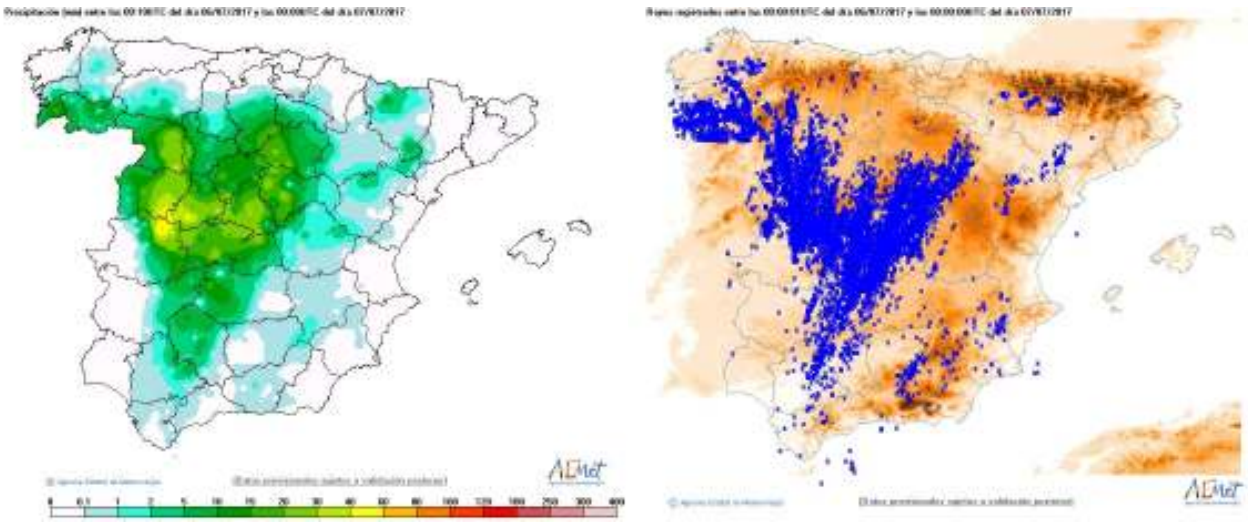


Figura 59.12: Precipitaciones acumuladas y rayos observados del día 06-07-2017.

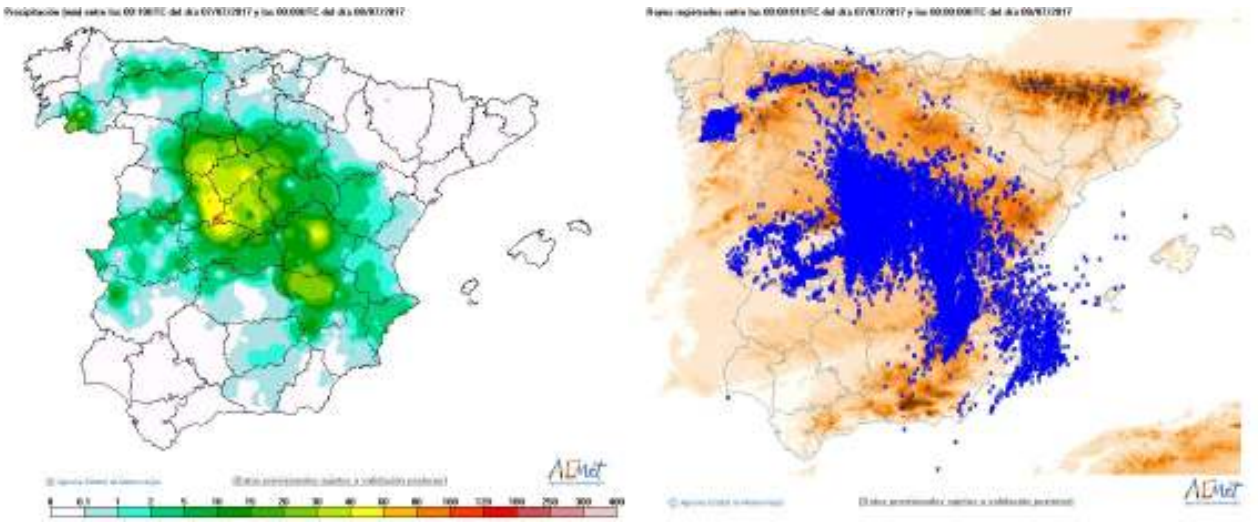


Figura 59.13: Precipitaciones acumuladas y rayos observados del día 07-07-2017.

En cuanto al viento (Figuras 59.14, 59.15 en la página siguiente y 59.16 en la página siguiente), los intervalos fuertes y muy fuertes asociados a la convección fueron generalizados, destacando el registro del aeropuerto de Barajas, donde se llegaron alcanzar los 146 km/h durante una tormenta.

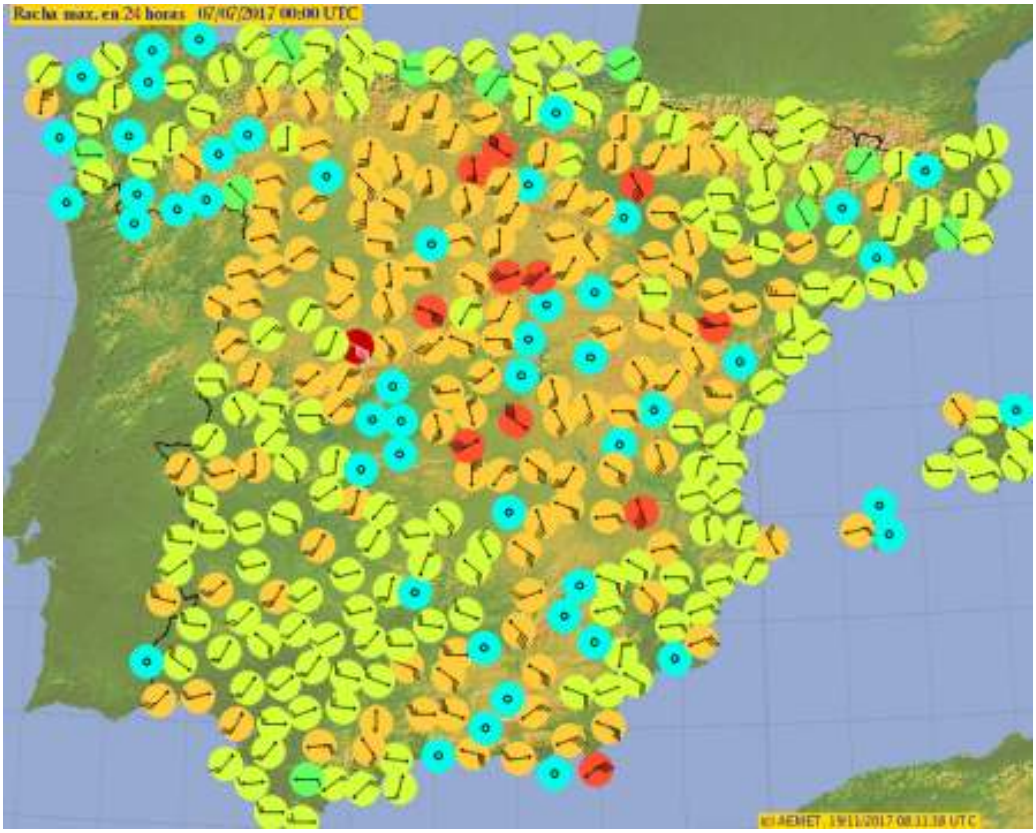


Figura 59.14: Rachas máximas observadas el día 06-07-2017.

Figura 59.15: Rachas máximas observadas el día 07-07-2017.

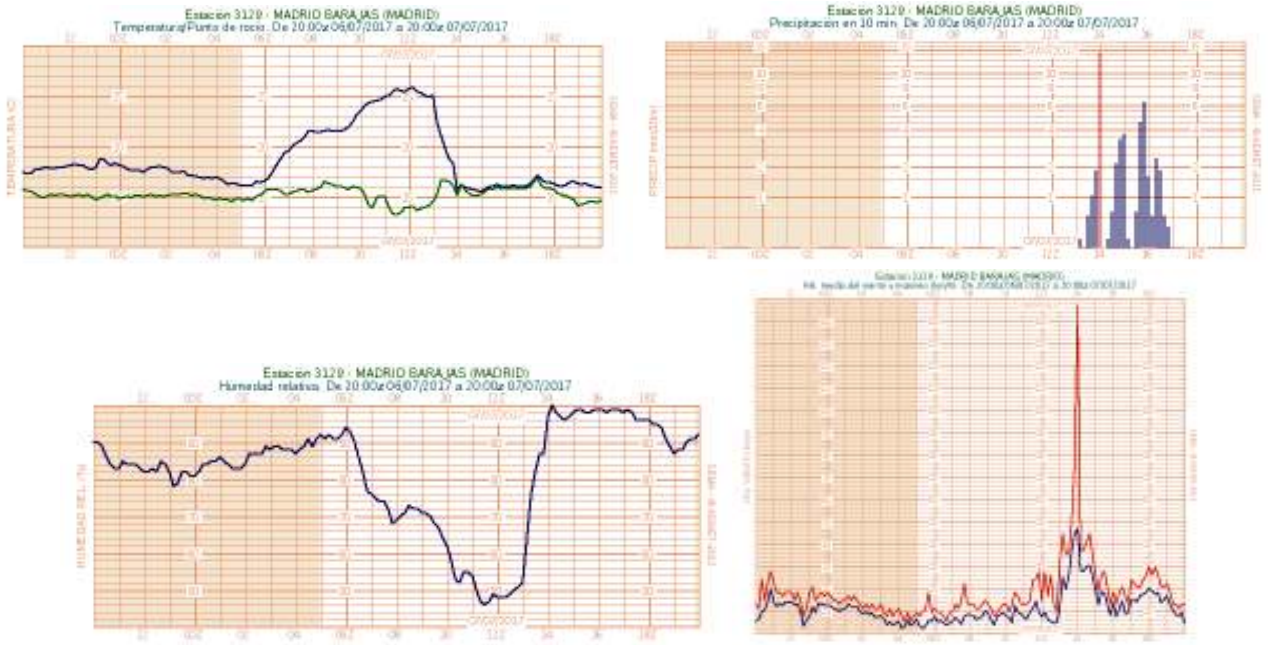


Figura 59.16: Temperatura/punto de rocío, precipitaciones diez-minutales, humedad relativa y velocidad media del viento y máximo para el periodo entre las 20 UTC del 06-07-2017 y las 20 UTC del 07-07-2017, registradas en el Aeropuerto de Madrid/Barajas.

En las figuras se puede apreciar que el máximo de la racha coincide con un chubasco de 15 mm/ 10 min, dentro de un periodo en el que se produjo un brusco descenso de la temperatura, de 10 ºC/ 1 hora. En la Figura 59.17 en la página siguiente (izquierda) se puede observar un fotograma de un video de un aficionado que captó el chubasco.

Si analizamos los impactos adversos asociados al paso de la DANA, los más importantes fueron la rotura de una pesa en el municipio cacereño de Valverde de la Vera [174], y los que produjeron en Madrid y su área metropolitana, donde los bomberos de la Comunidad de Madrid llegaron a realizar 140 intervenciones, sobre todo por retirada de ramas, saneamientos de fachadas y achiques de agua [35, 157].

Figura 59.17: Izquierda: Fotograma de un video realizado en el Aeropuerto de Madrid/Barajas donde se aprecia la entrada de agua en unos hangares debido al fuerte viento el 07-07-2017. Derecha: Inundaciones producidas en Valverde de la Vera el 07-07-2017. Junta de Extremadura [157, 173].

Figura 59.18: Izquierda: Inundaciones producidas en la Estación de Metro de Marqués de Vadillo el 07-07-2017 (https://www.facebook.com/oscar.ruiz.5074644/posts/10211980967152530). Derecha: Inundaciones producidas en Aranjuez el 07-07-2017. El País [35].

59.4 Conclusiones

Los episodios de lluvias intensas provocadas por depresiones aisladas en niveles altos presentan, a menudo, mucha incertidumbre y por ende poca predecibilidad. En este episodio el examen de los tres escenarios marcados por el sistema ECENS que marcaban zonas de precipitación prácticamente excluyentes, así como los mapas de probabilidad correspondientes, muestran una elevadísima incertidumbre. La predicción emitida por AEMET en formato texto tres días antes del evento (medio plazo) denota así mismo esa elevada incertidumbre, dando alta probabilidad de lluvias intensas y tormentas en el norte peninsular, pero sin descartar que se dieran en otras zonas del interior del centro peninsular. Las precipitaciones más intensas y rayos registrados no se dieron en el norte, la zona indicada como la más probable, sino en el centro, donde ya se avisaba que podrían también darse. Por tanto, en situaciones tan poco predecibles, donde existe enorme incertidumbre tanto en el medio como en el corto plazo, el uso de SPC es fundamental, aun teniendo en cuenta que su resolución horizontal no alcanza a resolver todos los fenómenos convectivos que puedan tener lugar y, por ello, se puedan subestimar precipitaciones o rachas de viento que puedan llegar a producirse. A medida que el episodio se acerca, es de gran ayuda contrastar la predicción con las siguientes pasadas de los modelos y, entrando en el corto plazo, apoyar con la información aportada por los modelos de alta resolución disponibles (e. g. HARMONIE-AROME, sec. 20.4 en la página 316), para poder precisar las zonas que se verán afectadas.

Parte VIII
Conclusiones

Parte VIII Conclusiones

Resumimos, en el único capítulo que comprende esta parte, las ideas principales desarrolladas en el libro. Respondemos, así mismo, a las preguntas con las que abríamos en la introducción, preguntas que la sociedad formula a la comunidad meteorológica. El camino para ofrecer respuestas, en diversos niveles de profundidad, seguido en este libro, esperamos que sea en sí mismo esclarecedor para muchos. Exponemos también algunas de las principales preocupaciones de los profesionales de la meteorología y, en particular, de la predicción en relación con el futuro de estas disciplinas de ámbito científico y técnico. Esperamos, de corazón, haber dado algunas respuestas o, por lo menos, haber ampliado el abanico de preguntas con cuestiones motivadoras.

Página anterior: Tormenta de polvo y arena, tras la que se produjo un fuerte chubasco de lluvia en Hassilabied, una aldea en el sur de Marruecos, el 6 de mayo de 2014. Es de las pocas veces que llueve en el desierto. Fotografía tomada por PEPE TORRES, con un Samsumg Galaxy SII y posterior aplicación de un filtro de instagram.

Conclusiones y futuro

60

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> A large part of mathematics which becomes useful developed with absolutely no desire to be useful, and in a situation where nobody could possibly know in what area it would become useful; and there were no general indications that it ever would be so. By and large it is uniformly true in mathematics that there is a time lapse between a mathematical discovery and the moment when it is useful; and that this lapse of time can be anything from 30 to 100 years, in some cases even more; and that the whole system seems to function without any direction, without any reference to usefulness, and without any desire to do things which are useful.
>
> *The Role of Mathematics in the Sciences and in Society (1954)* – JOHN VON NEUMANN

> No se obtiene reconocimiento por predecir diluvios, sino por construir arcas.
>
> LOU GERSTNER, CEO en IBM 1993-2002

Finalizamos esta aproximación a la moderna predicción del tiempo y proyección del clima resumiendo las principales ideas abordadas, respondiendo a las preguntas que se planteaban en el punto de partida y, sobre todo, profundizando y ampliando las preguntas en un debate abierto que intenta, igual que los sistemas de predicción por conjuntos, acotar las incertidumbres que manejamos.

Palabras clave: física del caos, predicción meteorológica, modelos atmosféricos, predecibilidad, sistemas de predicción por conjuntos, predicción probabilista, proyecciones del clima, cambio climático, futuro de la predicción del tiempo.

Imagen parte superior: Onda de montaña. Paracuellos del Jarama (Madrid), hacia el oeste, 10 de abril de 2005, a las 20:23. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

60.1 Resumen de aspectos importantes tratados y algunas conclusiones

Desde los albores de la humanidad, los factores ambientales han preocupado al ser humano, que ha intentado anticiparse a las inclemencias del tiempo y adaptarse a las mismas en la medida de lo posible. Hace relativamente poco tiempo, principios del siglo XX aproximadamente, que el enfoque científico dio una base sólida a la predicción meteorológica: la predicción del tiempo es reciente como ciencia o técnica de aplicación científica (cap. 3 en la página 27).

Las ciencias de la atmósfera ayudan a entender los procesos que tienen lugar en la misma mediante el método científico. En este libro hemos mostrado un pequeñísimo panorama resumido de la radiación, termodinámica del aire y la dinámica atmosférica (cap. 6 en la página 73)

Dos factores críticos han impulsado la ciencia de la predicción desde la mitad del siglo XX. El primero, es la aplicación de la supercomputación (cap. 11 en la página 153) para resolver aproximadamente las ecuaciones con las que describimos la atmósfera para realizar un simulación de su evolución. El segundo, es la observación cuantitativa del estado atmosférico, que desde el lanzamiento de los satélites meteorológicos (cap. 7 en la página 89) ha conseguido avances vertiginosos, aunque también los radares (cap. 8 en la página 109) y otras redes de observación son importantes (cap. 9 en la página 123, en el cual contamos algo de la ciencia de la climatología). Esos dos factores han revolucionado la predicción. Pero, aún hoy, estamos lejos de *acertar siempre*. ¿Por qué?

Profundizamos en estos puntos gracias a la teoría del caos (cap. 5 en la página 55 para los fundamentos, con una introducción histórica en el cap. 2 en la página 19). Como sistema dinámico, la atmósfera tiene un carácter fuertemente no lineal, con hipersensibilidad a las condiciones iniciales, lo que pone un límite físico a su *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163). Profundizando en este aspecto, podemos decir que en el contexto de los sistemas dinámicos, las ecuaciones no lineales con las que describimos la evolución de la atmósfera tienen comportamiento caótico: cualquier incertidumbre en el proceso de predicción, como por ejemplo la diferencia entre dos condiciones iniciales ligeramente diferentes, puede crecer y conducir a dos estados de predicción muy diferentes. Como consecuencia, la denominada *predecibilidad* (cap. 12 en la página 163) asociada a la evolución de un estado atmosférico va a estar siempre limitada, en el espacio y en el tiempo, dependiendo en cada caso tanto de la magnitud de la incertidumbre como del propio estado atmosférico. Decimos entonces que la predecibilidad es dependiente del flujo. El meteorólogo EDWARD N. LORENZ estableció, en los años 60, el límite genérico de predecibilidad de la atmósfera en 2-3 semanas. De modo que los modelos atmosféricos deterministas (cap. 10 en la página 137) sufren estas limitaciones, que condujeron a investigar sus fuentes de error e incertidumbre.

Las fuentes de errores e incertidumbres que limitan la predecibilidad son principalmente: (1) inexactitudes en la medición del estado atmosférico inicial, estimado a partir de las observaciones disponibles, con su error observacional y su representatividad relativa, así como el error de los sistemas de asimilación; (2) imperfecciones en los modelos de predicción numérica del tiempo, relacionados con la formulación del modelo y las parametrizaciones físicas que describen los procesos submalla; y (3) los modelos Limited Area Model (LAM) heredan aproximaciones y errores de las condiciones de contorno que utilizan, provenientes de otros modelos de dominio mayor. Para muestrear adecuadamente el espacio de posibles estados atmosféricos, debemos tener en cuenta estas fuentes de incertidumbre y error mediante el uso de diferentes metodologías (caps. 16 en la página 249, 17 en la página 263 y 18 en la página 281). Algunos ejemplos de técnicas de muestreo de esos errores e incertidumbres descritos en este libro son, respectivamente, (1) Singular Vectors (SV), Bred Vectors (BV), Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) y Ensemble Data Assimilation (EDA); (2) multimodelo, multifísica o multiparametrizaciones, parametrizaciones estocásticas; y (3) multicondiciones de contorno.

Así pues, se hace necesario complementar a los modelos atmosféricos deterministas con sistemas que incluyan simulaciones sobre las incertidumbres, tanto en las condiciones iniciales como en el modelo. Este camino conduce a incluir la probabilidad de forma natural en nuestros sistemas predictivos. Las predicciones más fiables y hábiles a partir del estado observado actual de la atmósfera pueden obtenerse mediante una función de distribución de probabilidad (Probability Distribution Function, PDF, sec. 13.6.11 en la página 195) que describe, en teoría, un conjunto completo de posibles estados atmosféricos futuros. En la actualidad (2018), la única metodología plausible, técnicamente hablando, para construir una PDF prevista

es la técnica de *sistemas de predicción por conjuntos (SPCS)* o *ensembles* (cap. 13 en la página 173): se genera una muestra de predicciones de modelos atmosféricos de predicción numérica del tiempo, diferentes pero igualmente plausibles todos ellos, a los que se denomina *miembros* del conjunto. Estos SPCS han demostrado ser más fiables (fiabilidad, sec. 15.9.4 en la página 232) y hábiles (habilidad o skill, sec. 15.2.4 en la página 218), en el espacio de las probabilidades, que un sólo modelo determinista, aunque éste pueda disfrutar de mayor resolución. Como mínimo, los SPCS son un complemento indispensable para los modelos deterministas y, poco a poco, el enfoque probabilista va adquiriendo protagonismo. Hay una serie de aspectos fundamentales que podemos destacar de los SPCS, algunos de ellos relacionados entre sí:

- Podemos simular el efecto de las diversas *fuentes de error* en la predicción.
- Nos permiten estimar la *PDF* (sec. 13.6.11 en la página 195) de los estados de predicción.
- Proporcionan diferentes *escenarios* atmosféricos futuros y permiten al usuario estimar la probabilidad de esos escenarios.
- Nos dan información *explícita*, *cuantitativa* y *detallada* sobre la *dispersión* atmosférica, que está muy relacionada con la *incertidumbre* y, por ende, con la *predecibilidad*.
- Permiten identificar áreas y/o alcances predictivos con *baja predecibilidad*.
- *La predecibilidad es dependiente del flujo*. Podemos, con los SPCS, *calibrar* esa dependencia, encontrando relaciones entre la predecibilidad y los patrones atmosféricos (distintas situaciones) con los que trabajamos.
- Nos permiten evaluar el riesgo potencial de *fenómenos adversos*. *Predecir la predecibilidad* es predecir el *riesgo* meteorológico y climático, un elemento esencial en cualquier sistema práctico cuantitativo de predicción, especialmente en lo referente a estos fenómenos adversos.
- El *promedio del ensemble* no es necesariamente una situación meteorológica, ni debe ser tomado como escenario atmosférico plausible.
- Los productos para la predicción que proveen los SPCS representan su carácter inherentemente probabilista.
- Los SPCS se empezaron a utilizar en predicción operativa en la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) durante los años 90 y son una poderosa herramienta, tanto para la predicción a escala sinóptica como, recientemente con el desarrollo de SPCS kilométricos, para la predicción a mesoescala.

La *calidad* y el *valor* de los SPCS puede evaluarse objetivamente mediante procedimientos de verificación probabilista (cap. 15 en la página 213), que permiten contrastar una serie de propiedades. La consistencia estadística con las observaciones a gran escala puede ser evaluada mediante histogramas de rango o con la relación *dispersión-error*. La respuesta frente a eventos binarios (e. g. llueve o no llueve) se plasma en varias propiedades: la *agudeza* (sec. 15.9.3 en la página 231) representa la tendencia a dar probabilidades bajas o altas pero no intermedias; la *fiabilidad* (sec. 15.9.4 en la página 232) mide la consistencia entre probabilidades previstas y las correspondientes frecuencias condicionales de observación; la *resolución probabilista* indica el grado de discernimiento entre distintas probabilidades con respecto a la *climatología muestral*; la *habilidad* (*skill*, sec. 15.2.4 en la página 218) es una medida de calidad relativa con respecto a un sistema predictivo de referencia, como pueden ser la persistencia, la climatología muestral o algún sistema predictivo con el que comparar. Estas propiedades pueden verse gráficamente en los diagramas de atributos, así como en los índices de BRIER o *Brier Skill Score*. La *discriminación* mide la capacidad del sistema para discernir entre la ocurrencia o no ocurrencia del evento, representándose en la denominada curva ROC y midiéndose con el índice *Área bajo la curva ROC*. El *valor económico relativo* puede también evaluarse gráfica y numéricamente, mostrando el valor de usar el sistema predictivo con respecto a otros sistemas y, por tanto, mostrando la rentabilidad de estos SPCS. La verificación, además de medir el rendimiento de las predicciones orienta, tanto a los modelizadores como a predictores y usuarios finales, para mejorar tanto los modelos como los SPCS y sacar máximo provecho de los mismos.

Antes de utilizar directamente las salidas de los SPCS y, con las potentes herramientas de verificación de disponibles, es conveniente hacer pasar al sistema por un proceso de calibración estadística (cap. 14 en la página 201), para filtrar los errores sistemáticos en la medida de lo posible. Algunas técnicas presentadas aquí son el promediado bayesiano de modelo (Bayesian Model Averaging, BMA) y las regresiones Logística y Logística Extendida (Logistic Regression, LR and Extended Logistic Regression, ELR). A pesar de que estas técnicas mejoran ostensiblemente el rendimiento estadístico del sistema en periodos de tiempo determinados, los fenómenos extremos (entre los cuales encontramos numerosos fenómenos adversos) siguen

siendo un problema: el proceso de calibración tiende a suavizar las salidas de los SPCS, de modo que se les suele escapar la señal del fenómeno extremo cuando éste va a tener lugar. Ésta es actualmente una necesaria línea de investigación.

Hemos intentado mostrar, sabiendo que siempre nos quedaríamos cortos, una serie de SPCS representativos del abanico de escalas en el espacio y en el tiempo, a la par que de varios ámbitos diferentes (parte IV en la página 294). El sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) global del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) (cap. 19 en la página 295) y el regional europeo Grand Limited Area Model Ensemble Prediction System (GLAMEPS) del consorcio High Resolution Limited Area Model (HIRLAM) (cap. 20 en la página 307). Dentro de los desarrollados en España, el de escala sinóptica AEMET-SREPS (cap. 21 en la página 319) y el moderno y mesoescalar AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339). Como ejemplos en otros países, hemos descrito brevemente los MOGREPS de Reino Unido (cap. 23 en la página 367), los SPCS experimentales de México (cap. 24 en la página 373). Para no quedarnos sólo en la atmósfera, el proyecto MyWave (cap. 25 en la página 379) nos ha permitido mostrar SPCS de otros ámbitos, en este caso el oleaje. En el capítulo hacemos una ronda más amplia, pero también más esquemática, para poder mostrar una pincelada de otros SPCS operativos en otras partes del mundo.

La aplicación directa de los SPCS es lo que denominamos predicción probabilista (cap. 27 en la página 407). Hemos presentado una buena cantidad de productos probabilistas para la predicción operativa que, como decíamos, reflejan la naturaleza, a su vez probabilista, de los SPCS. Permiten, por tanto, trabajar con el concepto de predecibilidad y sirven como guía probabilista de predicción. Entre otros, están: mapas de dispersión-promedio, agrupamiento, mapas de probabilidad y de percentiles, EPSgramas, Índice de Predicción Extrema o Extreme Forecast Index (EFI) y, para terminar, las trayectorias de ciclones tropicales.

Hay numerosas aplicaciones, además de la predicción probabilista aplicada a la predicción del tiempo. La observación de la atmósfera, cuando está sujeta a incertidumbres, puede describirse mediante técnicas parecidas y ponemos como ejemplo la observación radar en el capítulo 30 en la página 523. La predicción aeronáutica, de valor incalculable para la aviación comercial y militar, puede disfrutar de las ventajas de los SPCS de altísima resolución que permiten elaborar pronósticos de aeródromo con completísimos muestreos de incertidumbres (cap. 31 en la página 529). La aplicación de SPCS en entornos específicos nos importa especialmente pues en España tenemos, entre otras, el área mediterránea, que con su intrincada geografía y la capacidad calorífica de un mar casi cerrado, lo convierten en un entorno endiabladamente poco predecible. Es en estos entornos difíciles donde los SPCS pueden dar su do de pecho. Dedicamos un capítulo especial al Mediterráneo (cap. 32 en la página 537) y uno a un ejemplo concreto en ese entorno, los *mediterranean hurricanes* o *medicanes* (cap. 33 en la página 557). Incluyendo la previsión de medicanes, de rayos (cap. 34 en la página 569) y algunos otros, los fenómenos adversos han merecido nuestra atención especial: son aquellos de más impacto socioeconómico. Por otro lado, los fenómenos extremos, aquellos que por su rareza están en las colas de las distribuciones climatológicas, se conocen poco. Los fenómenos extremos no siempre son adversos y, viceversa, hay fenómenos adversos que no son extremos. Examinamos una herramienta operativa para la gestión de avisos de fenómenos meteorológicos adversos. No podían faltar las energías sostenibles, como la solar (cap. 38 en la página 607) y la eólica (cap. 39 en la página 615), ámbitos en los que los SPCS pueden aportar un valor económico que, por cierto, puede medirse cuantitativamente (sec. 15.10 en la página 240). Mostramos las aplicaciones de los SPCS en otros países hermanos, como siempre quedándonos cortos, mostrando al menos dos: Argentina (cap. 37 en la página 589) y Portugal (cap. 36 en la página 585).

Los SPCS se utilizan en la actualidad (2018) en casi todas las escalas, desde la mesoescala hasta las proyecciones climáticas. Ambos extremos definen problemas de predecibilidad diferentes, desde el punto de vista teórico: la predicción del tiempo es un problema de valor inicial y las proyecciones del clima un problema de condiciones de contorno (sec. 12.2 en la página 165 y sec. 12.2.3 en la página 166). En el camino de menor a mayor escala, pasamos por la predicciones de largo plazo, mensual, estacional, anual y decadal (cap. 28 en la página 453), hasta llegar, finalmente, a las proyecciones del clima (cap. 29 en la página 483) donde hablamos de abanicos de incertidumbres específicos para esas escalas. Ahí, el papel de los SPCS es crucial para el muestreo y acotación de incertidumbres. De ese modo podemos hablar de calentamiento global antropogénico con una base científica.

Hemos dedicado una parte a algunos aspectos relacio-

nados con la sociedad. La percepción y entendimiento de los conceptos relacionados con la probabilidad, la comunicación de la información meteorológica de carácter probabilista y el reto que todo ello supone para los medios, es un aspecto crucial abordado en el capítulo 40 en la página 623. Si la sociedad demanda predicciones mejores, los SPCS las pueden dar, pero los servicios meteorológicos tienen que abrirse a esa posibilidad, un proceso que no siempre lleva el ímpetu necesario. El programa europeo Meteoalerta de gestión y coordinación de avisos de fenómenos meteorológicos adversos se describe con un cierto detalle (cap. 41 en la página 635), así como el proyecto PROFORCE de aplicación de SPCS para Meteoalerta (cap. 42 en la página 641). En esta parte añadimos un capítulo que llama la atención sobre los malentendidos en la comunicación de la información meteorológica por un uso inadecuado de la terminología (cap. 43 en la página 647).

La aplicación directa de la predicción probabilista como técnica de predicción del tiempo se expone en la parte de casos (parte VII en la página 662), que aprovechamos para revisitar algunos casos notorios o históricos, algunos más cotidianos, relacionados o no con fenómenos meteorológicos adversos. El récord histórico de precipitación diaria en España de Oliva-Gandía 1987 se aborda en el capítulo 44 en la página 663, con una descripción de notable interés histórico y meteorológico, acompañada con la aplicación de modernos SPCS y predicción probabilista. Sobre predicción de aludes hay poca bibliografía en castellano; intentamos así en el capítulo 45 en la página 699 cubrir dos huecos: el de previsión de aludes y el de hacerlo con predicción probabilista. En el capítulo 46 en la página 727 mostramos dos casos de ciclones tropicales atlánticos: Ike y Álex, cuya previsión es probabilista (por la cuenta que trae a los países afectados); con este capítulo salimos del ámbito geográfico de España. Y seguimos fuera de España en el capítulo 47 en la página 739, donde realizamos un ejercicio de predicción probabilista de largo plazo, ordinaria, en Myanmar. Volvemos a España con la influencia de la tormenta tropical Gastón en una ola de calor que tuvo lugar en septiembre de 2016 (cap. 48 en la página 751). Las lluvias torrenciales en el Maresme, Barcelona, en octubre de 2016 ocupan el capítulo 49 en la página 763. Poco después, en diciembre de 2016, tuvo lugar un temporal de Levante que azotó el Mediterráneo, explorado en el capítulo 50 en la página 773. Ese mismo caso, utilizando otras herramientas y contrastándolo con las precipitaciones, también intensas, de marzo de 2017, se expone en el capítulo 51 en la página 785. En enero de 2017 otro temporal dejó nieve en localidades como Torrevieja, donde hacía 103 años que no nevaba (cap. 52 en la página 805). Una borrasca con baja predecibilidad, en febrero de 2017, fue un caso especialmente difícil (cap. 53 en la página 815). En ese mismo mes tuvo lugar un temporal marítimo en Galicia de bastante impacto (cap. 54 en la página 827). Otra vez en el mismo mes, se dieron lluvias torrenciales en Málaga, con un fuerte impacto socioeconómico en el área metropolitana (cap. 55 en la página 839). Dedicamos a Canarias tres casos reunidos en el capítulo 56 en la página 851, tanto de lluvias como de vientos intensos. El fenómeno de la nieve lo abordamos con una predicción probabilista ordinaria de un caso de posibles nevadas generalizadas en la Península (cap. 57 en la página 867). Otra predicción, ordinaria desde el punto de vista técnico, pero crucial desde el social, es la de Semana Santa de 2017 (cap. 58 en la página 879). Cerramos esta parte con una depresión aislada de niveles altos (DANA) de principio de verano de 2017 (cap 59 en la página 891).

60.2 Algunas respuestas a las preguntas del principio

En la introducción de este libro comenzábamos formulando algunas preguntas habituales que la sociedad plantea a la comunidad meteorológica, en relación con la predicción del tiempo y con el candente tema del cambio climático. Uno de los objetivos de este libro es dar algunas respuestas a esas preguntas o, si las respuestas no son fáciles o no son definitivas, al menos ampliar un poco la perspectiva en estos temas para, tal vez, encontrar dentro de las preguntas conceptos interesantes con los que ampliar nuestro conocimiento. Anticipábamos entonces un esbozo de las respuestas y, ahora, una vez recorrido, al menos en parte, el camino del libro podemos expresar las respuestas con mucho más detalle y, seguramente, ampliar el abanico de preguntas. Hemos intentado que las respuestas sean, hasta cierto punto, autodefinidas y, aunque enlacen a algunos capítulos del libro, no se enlacen excesivamente unas a otras. El resultado es, inevitablemente, cierta redundancia en las respuestas, redundancia por la que pedimos disculpas de antemano a quien quiera seguir secuencialmente todas ellas. Añadimos, a las preguntas iniciales, algunas otras que también pueden resultar interesantes y completar algunas de las ideas esbozadas.

¿Hasta cuántos días son fiables las predicciones del tiempo?. A la luz de los conceptos alumbrados en el libro, ya sabemos que la mejor respuesta, aunque pueda sonar jocoso, es «depende». En el capítulo 15 en la página 213 hemos visto el concepto de límite de predecibilidad (sec. 15.3 en la página 222) y cómo gracias a él puede darse una respuesta aproximada a esta pregunta, respuesta válida tanto para los científicos como para la sociedad abierta. El límite de predecibilidad es el horizonte más largo en el que se puede dar una predicción con un mínimo de calidad, midiendo esa calidad mediante parámetros concretos como son el coeficiente de correlación de anomalías, que miden de algún modo la consistencia entre la predicción y la posterior observación. Ese límite de predecibilidad es dependiente del flujo (sec. 27.10 en la página 440), es decir, depende de la situación atmosférica: cuando el tiempo es anticiclónico el límite de predecibilidad puede prolongarse hasta más de diez días mientras que, en una situación muy inestable como puede ser una pequeña borrasca de desplazamiento rápido, el límite de predecibilidad puede ser inferior a 24 horas. De modo que cuando se da un límite de predecibilidad general correspondiente a un año en una región grande del planeta, se trata de algún promedio o ponderación y, por lo tanto, una generalización, a menudo en el margen de la validez. De cualquier modo, podemos resumir la respuesta diciendo que, en latitudes medias (por ejemplo, Europa), la predecibilidad de la atmósfera ha venido mejorando a razón de un día (o un día y medio, según el parámetro) por década. Por ejemplo, nuestras predicciones de la dinámica atmosférica (altura geopotencial en 500 hPa) eran fiables (un coeficiente de correlación de anomalías de por lo menos un 80 %) hasta tres días y medio (D+3.5) a principios de los años ochenta y, ahora en 2018, son fiables hasta algo más de unos seis días y medio (D+6.5). Estas pautas pueden examinarse con detalle en las Figuras 15.7 en la página 221 y 15.2 en la página 215. La precipitación o el viento son más difíciles de predecir, pero esta pauta orientativa puede aplicarse de un modo similar.

¿En qué se basa la predicción por localidades?. Las predicciones del tiempo se apoyan básicamente en modelos atmosféricos, que son complejos programas de ordenador, alimentados por datos observados de la atmósfera, sobre todo de satélite. Estos modelos proveen a los meteorólogos predictores o a usuarios finales de una primera aproximación al estado futuro de la atmósfera. Como representaciones de la realidad, no son perfectos y el predictor corrige, añade y, en general, mejora la predicción del ordenador. Los citados modelos trabajan dividiendo el planeta en una malla o algo similar, con cajitas (*gridbox*) y resolviendo las ecuaciones de la física en cada una de ellas, de modo que cuanto más cerca estemos del centro de una cajita más fiable será, en principio, la predicción. La predicción por localidades se realiza con un programa aparte que interpola los datos desde el centro de la cajita o cajitas más cercanas al punto de la localidad de interés. Ese proceso acentúa la imperfección del modelo, introduciendo ruido. Por tanto, las predicciones por localidades deben consultarse con precaución, sobre todo si se trata de localidades o puntos en lugares montañosos o costeros.

¿Pueden hacerse predicciones con seis meses de antelación?. El meteorólogo EDWARD N. LORENZ anticipó en 1963 que existe un límite superior en la predecibilidad de la atmósfera, que estableció en 2-3 semanas. Más adelante, en la década de los 90, científicos como EUGENIA KALNAY introdujeron de forma natural la incertidumbre en el proceso de predicción numérica del tiempo, poniendo en marcha los primeros sistemas de predicción por conjuntos, que permiten, entre otras muchas ventajas, evaluar la predecibilidad atmosférica. Tal como entiende la sociedad las predicciones del tiempo, de modo que informen con claridad y cierta exactitud sobre la temperatura, precipitación, viento que podemos esperar, las predicciones sólo pueden hacerse hasta un límite de unos quince días en el mejor de los casos (tiempo anticiclónico). Más allá empieza otro juego distinto, en el que la exactitud da paso a la estadística y a las pautas generales. En las llamadas predicciones mensuales y estacionales, los centros meteorológicos podemos anticipar ciertas pautas generales, expresadas en términos de cercanía o alejamiento de la normalidad, normalidad expresada como promedio de los últimos 20-30 años. Así, podemos anticipar que el mes de mayo será *más lluvioso de lo normal* y *más cálido de lo normal*, pero anticipar qué sucederá el 15 de mayo o el 25 de mayo con exactitud no es posible. Y así sucesivamente, cuanto más lejano el horizonte predictivo, más difuminada será la predicción. Las predicciones decadales son aún más difusas que las anuales.

¿Cómo puede predecirse el cambio climático?. Continuando el hilo de la respuesta anterior sobre si era posible predecir el tiempo con seis meses de antelación, recordemos que la respuesta es no, en los términos habituales. La predicción estacional se expresa en términos de pautas. Las llamadas proyecciones

climáticas suponen unos cuantos pasos más allá en ese mismo razonamiento. El ejemplo del dado ilustra este concepto: al tirar un dado, no puedo predecir el número que va a salir en cada tirada, pero sí que puedo predecir estadísticas de una serie grande de tiradas. Puedo saber que, si tiro el dado 600 veces, saldrán aproximadamente (y si el dado no está trucado), 100 unos, 100 doses, etc. Las proyecciones climáticas funcionan de este modo. Nada podemos saber sobre lo que pasará el 26 de julio de 2100. Sin embargo, podemos adelantar cómo aumentarán la temperatura y el nivel medio del mar en los próximos 100 años, dentro de un abanico de incertidumbre que también conocemos. Los modelos usados para proyecciones climáticas son, esencialmente, similares a los usados en predicción del tiempo, aunque el problema que han de resolver es de diferente naturaleza. En términos de ecuaciones diferenciales o en diferencias, la predicción del tiempo es un problema de valor inicial: las condiciones iniciales son cruciales para la evolución del estado del sistema. Las proyecciones del clima, sin embargo, son un problema de forzamiento o condiciones de contorno: cuánto CO_2 vamos a seguir liberando, etc. En ambos casos hay una herramienta común: los SPC, que permiten evaluar las incertidumbres asociadas a ambos procesos.

¿Se harán predicciones cada vez más exactas y precisas?. ¿Pueden realmente hacerse predicciones cada vez más *precisas* y a la vez *exactas*? En el sentido tradicional y, por tanto, determinista, del concepto de predicción, la respuesta es no. Se ha constatado en el libro varias veces y en esta conclusión también, que hay un límite de predecibilidad para la atmósfera. Los modelos atmosféricos han mejorado y seguirán mejorando, gracias a los avances científicos en meteorología y a los avances tecnológicos en satélites y supercomputación, de modo que hacen predicciones con una resolución más fina (más precisas) y con niveles de exactitud al menos iguales a los anteriores (exactas). Pero hay límites físicos para esa progresión, debidos fundamentalmente al carácter caótico de las ecuaciones subyacentes con las que describimos la atmósfera y que sirven de base a las simulaciones computacionales que hacemos de la misma. Ahora bien, esa limitación fundamental no impide que, en otro sentido, las predicciones puedan mejorar. El advenimiento de los SPCS es un claro ejemplo de cómo pueden hacerse predicciones «mejores», dado que no pueden ser más «exactas». La introducción de la probabilidad como ingrediente natural del proceso de predicción es una muestra de crecimiento conceptual en una ciencia-técnica como la predicción meteorológica; en cierto modo, una ciencia más sana, porque ha sabido reconocer sus limitaciones y, más allá de eso, asumirlas y crecer en otras direcciones. Si los avances tecnológicos y los científicos siguen siendo respaldados por la sociedad, el crecimiento está garantizado, aunque no siempre sea en la dirección pensada inicialmente.

¿Se usa la teoría del caos en la predicción del tiempo?. Sí. Los SPCS se fundamentan en los estudios sobre la predecibilidad de la atmósfera (cap. 12 en la página 163), los sistemas dinámicos no lineales (cap. 5.1.5 en la página 60), su sensibilidad a las condiciones iniciales y a la formulación del modelo. Los sistemas caóticos son un subconjunto de los sistemas no lineales. La problemática de la predecibilidad de la atmósfera es un caso de *caos determinista*. Conocemos las ecuaciones que describen la evolución del estado atmosférico, sabemos que son deterministas y que, en teoría, tienen solución única. Pero, dada la naturaleza caótica de las mismas, en la práctica es imposible encontrar una solución exacta, pues sufren de hipersensibilidad a las condiciones iniciales: Dadas dos condiciones iniciales muy similares, con una diferencia muy pequeña entre ambas y tomando esas condiciones como puntos de partida del estado atmosférico, la diferencia entre sus evoluciones deja de ser pequeña y puede amplificarse mucho. La misma hipersensibilidad se da con la formulación del modelo: pequeñas variaciones en parámetros del mismo pueden conducir a grandes diferencias en el resultado. Este problema pone un límite físico a la predecibilidad de la atmósfera, límite que el meteorólogo EDWARD N. LORENZ anticipó en 1963 y estableció en 2-3 semanas. En este sentido, estos descubrimientos relacionados con la física del caos fueron aplicados más tarde, en la década de los 90, por científicos como EUGENIA KALNAY, introduciendo de forma natural la incertidumbre en el proceso de predicción numérica del tiempo, poniendo de este modo en marcha los primeros SPCS, con los que puede evaluarse la predecibilidad atmosférica.

¿Qué es el efecto mariposa?. El efecto mariposa se relata con mucho detalle y profundidad en el capítulo 5 en la página 55, en particular en la sección 5.5 en la página 70. Se trata de un símil atribuido al meteorólogo EDWARD NORTON LORENZ que acuñó la frase «*El aleteo de una mariposa en Brasil puede producir un tornado en Texas*». Anteriormente, se había referido a una *gaviota provocando una tormenta* [554].

La frase no es rigurosamente cierta desde el punto de vista científico, pero resume de manera visual el fenómeno denominado sensibilidad a las condiciones iniciales: los sistemas dinámicos llamados no lineales, de los cuales la atmósfera es un ejemplo, sufren esta sensibilidad. Cuando se simulan mediante ordenador, pequeñas variaciones en las condiciones iniciales usadas, pueden convertirse en grandes variaciones en la evolución del sistema. A la postre, este problema pone un límite superior a la denominada *predecibilidad* atmosférica. LORENZ no fue el primero en utilizar un símil de este estilo para ilustrar la limitación en la predecibilidad de la atmósfera o, tampoco, en preocuparse por el problema. Anteriormente, NORBERT WIENER en los años 50 ya expresaba su preocupación [657] y, a finales del siglo XIX, WILLIAM SUDDARDS FRANKLIN escribió [554], metafóricamente, que *el vuelo de un saltamontes en Montana podría trasladar una tormenta de Filadelfia a Nueva York*. De todos modos, se atribuye a LORENZ la idea del *efecto mariposa*. Dicho efecto es ideal para ilustrar numerosos conceptos relacionados con la predecibilidad, véase e. g. el capítulo 12 en la página 163.

¿Si tuviéramos condiciones iniciales perfectas podríamos evitar el problema del caos determinista y traspasar el límite de predecibilidad de la atmósfera?. Es una idea que tiene cierta lógica interna, apta más para una novela o película que para llevarla realmente a cabo. Para empezar, nos encontramos con el resbaladizo adjetivo de *perfectas* al referirse a las condiciones iniciales perfectas. Defina usted *perfectas*. Por supuesto que es una idea muy natural y «perfectamente» definida, sobre todo en nuestras mentes. Pero intentemos hacer una figuración realista de esta idea. Tal vez lo más adecuado para hablar de perfección sea una combinación de precisión y exactitud: precisión es el grado de detalle con el que podemos describir los fenómenos; si éstos son medibles, entonces sería el número de cifras significativas para medir, por ejemplo, las distancias. Por otro lado, exactitud se refiere a la diferencia con la realidad; cuanto más exacto, menor es esa diferencia con el valor real. Entonces, condiciones iniciales perfectas serían aquellas con una precisión lo más alta posible y con una exactitud perfecta. Pero, en última instancia, ambas concepciones se plasman en un número significativo de cifras: nuestra capacidad de medir. Para medir el estado inicial de la atmósfera, mediríamos presión, temperatura, humedad, viento, variables todas ellas con una cierta precisión y exactitud en los instrumentos que, directa o indirectamente, están midiendo distancias internas en procesos indirectos. En cualquier caso, esa significación en la precisión y la exactitud va siempre asociada a una escala: en esa cierta escala, la precisión y exactitud serán perfectas. Pero siempre existirá una escala más fina en la que no sean perfectas. Todo este razonamiento tan teórico, en la práctica puede expresarse en términos de modelos atmosféricos: los modelos sinópticos han ido dejando paso a los mesoescalares y, en la historia de los modelos, diferentes escalas se han ido simulando cada vez mejor. Pero cuando conseguimos simular extraordinariamente bien una escala, por ejemplo, la sinóptica, entonces pondremos nuestra meta en simular igual de bien la mesoescala atmosférica. Y así sucesivamente. En ese sentido, no habrá nunca condiciones iniciales perfectas: siempre habrá una escala más fina, impensable en el pasado, en la que se puede mejorar.

¿Pero en un futuro se podrá traspasar el límite de predecibilidad, verdad?. Decía ARTHUR C. CLARKE en su obra *Perfiles del futuro* que *cualquier manifestación científica o tecnológica suficientemente avanzada para su época es indistinguible de la magia*. Si pensamos, guiados por la intuición y el sentido común, que a principios del siglo XX no existían la mayoría de adelantos tecnológicos que disfrutamos hoy en día, como por ejemplo la telefonía móvil, la radio y la televisión, los automóviles y aviones, los ordenadores, internet, etc., entonces podrían ser posibles en un futuro otras ensoñaciones del ser humano como la telepatía, el teletransporte, la telequinesis o la inmortalidad. Es difícil rebatir argumentos de este estilo, al no prestar atención a los fundamentos científicos en sí mismos. Si se les presta atención, las limitaciones son más severas. Piénsese, por ejemplo, en el *Principio de incertidumbre* de HEISENBERG: es una limitación natural a la que, en principio, la tecnología de toda época estará sujeta. ¿o no? La tecnología puede evolucionar, pero la ciencia también. En este punto el debate se abre tanto que no podemos, realmente, anticipar mucho. Lo que sí podemos decir es que, según tal *principio*, la medida simultánea de posición y momento de las partículas elementales no puede realizarse y, por tanto, siempre que la ciencia no cambie, cualquier adelanto tecnológico tendrá que realizarse respetando esa limitación. En un sentido análogo podemos lanzar vaticinios sobre el límite de predecibilidad de la atmósfera que, además, no está sujeto a un *principio* tan precisamente definido como el de HEISENBERG. Podemos decir que, si las simulaciones de la atmósfera se siguen realizando con los esquemas similares a los actuales, aunque se avance

en resolución de los modelos y en calidad de los satélites, etc., la atmósfera tendrá siempre limitada su predecibilidad.

60.3 Conclusiones de la experiencia en el desarrollo de SPC

Una parte de los autores de este libro han participado o participan, directa o indirectamente, en la investigación y desarrollo de SPCS en AEMET. La experiencia del Grupo de Predecibilidad así llamado y algunas otras actividades, tanto en la gestación de sistemas puestos en operación como la participación en foros internacionales, ha ido arrojando algunas conclusiones sobre decisiones científicas y técnicas más o menos acertadas, que plasmamos a continuación.

Multimodelo y multianálisis frente a un solo modelo. Nuestra experiencia en AEMET y el grupo HIRLAM en investigación y desarrollo de SPCS con las técnicas multimodelo (sec. 13.5 en la página 182), usando varios modelos LAM y multianálisis (sec. 13.5 en la página 182), procedentes de diferentes modelos Global Circulation Model (GCM), han mostrado mejor rendimiento que otras aproximaciones basadas en un solo modelo. Esto demuestra que aún no tenemos conocimiento suficiente sobre las diferentes incertidumbres del modelo y que aún podría haber otras fuentes de error. En principio, el uso combinado de diferentes metodologías de muestreo de errores e incertidumbres parece dar los mejores rendimientos, al estar muestreando el espacio de fases de un forma algo más exhaustiva. Gran parte de los SPCS actuales padecen de *subdispersión*, problema que podría subsanarse con estas combinaciones de tecnicas, teniendo siempre cuidado en aumentar no sólo la dispersión, sino también la calidad, para mantener el balance dispersión-error (sec. 15.8.2 en la página 229) adecuado. Otra fuente indudable de mejora viene de los progresos en asimilación de datos (sec. 10.3 en la página 141 y cap. 16 en la página 249): por ejemplo, en el ECMWF, poco a poco la tecnica de asimilación de datos por conjuntos (EDA, sec. 16.2.5 en la página 254) va sustituyendo a la técnica de vectores singulares (sec. 16.2.6 en la página 255). Hay que señalar también que nuestra experiencia con la técnica multimodelo nos ha permitido aprender algo del folklore que significa poner en operación un sistema de esta envergadura: muchos modelos pueden usarse para investigación, pero no pueden usarse para poner en operación un sistema predictivo; en ocasiones hay que pagar licencias y no siempre hay claridad suficiente al respecto de las mismas. Esta problemática nos condujo, en esta segunda época coincidente con la escala convectiva, a utilizar desde el principio solamente modelos de los que tuviéramos licencia por ser miembros del consorcio correspondiente (e. g. HARMONIE-AROME) o que fuesen completamente libres (e. g. WRF).

Impacto del tamaño del ensemble o número de miembros. Durante los primeros años de desarrollo de diferentes SPCS por diversas partes del mundo, esta cuestión generó numerosos e interesantes debates que, aunque a día de hoy no tengan una respuesta teórica definitiva, sí que se tiene una pauta práctica fundamentada en resultados y rendimientos. Yendo aún más profundo en los aspectos teóricos, esta cuestión está relacionada con otra más profunda que detallamos después: ¿si la PDF (sec. 13.6.11 en la página 195) supuesta del estado atmosférico es continua y nosotros la muestreamos con un conjunto discreto, entonces estamos seguros de realizar un muestreo incompleto, no es así? Sin llegar necesariamente tan hondo, el asunto del número de miembros óptimo para un SPC se ha debatido desde muchos ángulos y expondremos aquí las conclusiones más relevantes. A bote pronto, cuantos más miembros, mejor: más próxima estará la PDF simulada a un continuo. Ahora bien, la primera y más importante limitación es la de recursos computacionales: resulta mucho más caro integrar 1000 veces el modelo que integrarlo 50. Por otro lado, integrarlo sólo 5 veces parece, intuitivamente, un muestreo pobre de los posibles estados atmosféricos. Los grandes SPCS del mundo, e. g. el GEFS del NCEP con 21 miembros y el ECENS del ECMWF con 51 miembros, han apostado por un orden de magnitud similar, en torno a 20-50 miembros, cantidad dada por la experiencia respectiva. En términos prácticos enunciados conjuntamente por desarrolladores y usuarios de predicción probabilista, podemos afirmar que a partir de un número que oscila entre 50 y 200, las mejoras en calidad, habilidad (skill) o valor llegan a saturarse, de modo que invertir en más recurso computacional a partir de 50 miembros parece no ser rentable. No obstante, el punto crítico lo ponen los fenómenos extremos (que no siempre son adversos y viceversa): aquellos fenómenos que están en la cola de la distribución climatológica, cuando vayan a tener lugar, a un SPC de 10 miembros probablemente se le escapen, cosa que no sucederá con un SPC de 100 miembros. En estos casos, sólo 1 ó 2 miembros de un SPC de 51 como el del ECMWF son los que vislumbran un

escenario extremo. Y puede ser suficiente para poner sobre aviso a los predictores o usuarios finales del SPC. Esa es una de las claves. En el JMA apuestan por ensembles de gran tamaño, tienen muchos recursos computacionales para ello.

Papel de la resolución. Durante esta primera era de crecimiento de este paradigma, grandes centros como el ECMWF o el NCEP han dividido sus recursos computacionales más o menos a la mitad: 50 % para el modelo determinista de mayor resolución y otro 50 % para el ensemble, que funcionaba con una resolución inferior, tradicionalmente con un tamaño de celda de aproximadamente el doble que el del determinista. En relación con el número de miembros óptimo descrito anteriormente, algunas personas se preguntan por qué no usar un SPC con resolución equiparable a la superior del modelo determinista, bajando si es preciso el número de miembros? La resolución es una característica ligada a la calidad determinista de los miembros. El número de miembros va ligado a la calidad probabilista, a la capacidad de exploración del espacio de fases de la atmósfera. El número de miembros no se va a reducir, al menos en principio, en los grandes centros dedicados a la predicción por conjuntos. Ahora bien, el ECMWF ha anunciado en su estrategia para la década 2015-2025, que volcará sus recursos en el SPC, en la predicción probabilista. Esto no quiere decir que se abandone el desarrollo del modelo determinista en absoluto: el modelo determinista es el ingrediente fundamental del ensemble y siempre será imprescindible la investigación y el desarrollo en el mismo. Por otro lado, un buen modelo determinista es condición necesaria pero no suficiente para un buen SPC. Lo que sí puede cambiar es el balance en los recursos computacionales dedicados a uno y a otro. En cualquier caso, en la próxima década tendrá lugar otro aumento crítico en las resoluciones horizontal y vertical de los SPCS ligado al de los modelos correspondientes. En los SPCS regionales ya hemos traspasado la barrera de los modelos no hidrostáticos, e. g. con AEMET-γSREPS, y esa barrera se traspasará pronto para los SPCS globales. En los SPCS regionales, que a menudo están ya en la escala meso-gamma (*cloud-resolving*) a 1-4 km, es probable que se llegue a resoluciones inferiores al kilómetro. La verificación de estos sistemas necesita nuevas metodologías (e. g. orientadas a características, como SAL y MODE, sec. 15.5 en la página 225) y bases de datos de observaciones (como estimaciones de precipitación mediante radar o satélite).

Predecibilidad de la convección. Debido a la naturaleza intrínseca y tremendamente caótica de la convección, la *predecibilidad* en las escalas convectivas (sec. 22.1 en la página 340) crece más rápidamente que en escalas mayores, como la escala sinóptica. Una consecuencia de este hecho es que para realizar predicciones del tiempo en esas escalas convectivas los SPCS serán imprescindibles: sin el enfoque probabilista será muy difícil encontrar otros modos realistas para abordar la predicción del tiempo.

Alcance de este libro. Si los recursos en investigación acompañan a los, casi seguros, avances tecnológicos en satélites y en supercomputación, entonces el proceso de predicción del tiempo y proyección del clima mejorará en todas las escalas, llegando a operar en escalas cada vez más finas. Dentro de esas mejoras, aunque es de esperar una reducción en los errores y las incertidumbres, siempre estará presente un límite en la predecibilidad. Por tanto, todos los conceptos, metodologías y técnicas presentados en este libro seguirán siendo válidos en el futuro y útiles para las próximas generaciones. Así, algunas de las direcciones del futuro ya están trazadas.

60.4 Futuro de la predicción del tiempo

Tendencias de la modelización numérica hacia los SPC y la asimilación de datos. Como ya se menciona en la sección 19.4 en la página 303, en sus planes estratégicos para el periodo 2016-2025, el ECMWF tiene proyectado volcar sus recursos en la predicción por conjuntos, es decir, en su SPC ECENS (sec. 19.3 en la página 299). Como se explica en otro apartado de estas conclusiones, ni que decir tiene que el modelo determinista se seguirá investigando y desarrollando, pues evidentemente es el ingrediente fundamental para el SPC correspondiente, pero ya no será el protagonista de este centro, uno de los centros punteros mundiales. Los centros que disponen de recursos en diversas partes del mundo están apostando por los SPC en uno u otro sentido: EE. UU., Francia, UK, Alemania, Japón, China, etc. (ver cap. 26 en la página 393). En la actualidad (2018), la tendencia en la, así denominada, modelización o predicción numérica del tiempo está orientada a la asimilación de datos (sec. 10.3 en la página 141) y a los SPCS (cap. 13 en la página 173), dos grandes ramas que tienen aspectos convergentes.

Predicción probabilista de la precipitación. Las variables meteorológicas de superficie son más complejas que las de altura: la atmósfera es más continua y suave en las alturas que cerca del suelo. En la llamada capa límite planetaria (CLP) la influencia de la orografía, la rugosidad del terreno y el tipo de suelo, son factores críticos que hacen que las variables de superficie sean más complicadas de simular y de predecir. Dentro de las variables de superficie, la precipitación está entre las peores, sin lugar a dudas. Es tremendamente discontinua, es difícil tanto de medir como de simular o predecir, es afectada por la orografía, pero en conjunción con el viento y otros factores que complican el efecto enormemente. En el capítulo de predicción probabilista abordamos, en un anexo (sec. 27.13 en la página 442), la dificultad añadida que tiene la predicción probabilista de la precipitación cuando vamos aumentando la resolución de los SPCS. Resumimos a continuación lo que allí se describe. Los SPCS arrojan salidas de un número de miembros que dan precipitaciones en diferentes zonas. La contribución individual a la probabilidad total de precipitación, si el número de miembros es N, es de $\frac{1}{N}$. El resultado es que, espacialmente, los SPCS tienden a suavizar la señal de precipitación. Como consecuencia, los predictores operativos, para evaluar las zonas de mayor probabilidad de convección (o precipitación intensa) no buscan directamente en los mapas de probabilidad de 40 mm / 6 h, porque éstos dan señales muy débiles en términos de probabilidad. Buscan, inicialmente, en los mapas de probabilidad de 5 ó 10 mm / 6 h, que ofrecen señales más claras. Después, con una cierta idea de patrón espacial y de dónde se podrían producir máximos locales, pueden buscarse señales en el mapa de probabilidad de 40 mm / 6 h, sabiendo de antemano que una señal en ese mapa tiene una significación diferente. En las situaciones que reúnan los ingredientes sinópticos adecuados, sabemos que la precipitación intensa se va a producir en algún lugar, el problema entonces es dilucidar dónde, y ese punto es extremadamente difícil. Descrito de otro modo, debido a la gran variabilidad espacial de la previsión de precipitación entre diferentes miembros del SPC (sobretodo en la mesoescala o en la escala convectiva), se pueden filtrar los episodios de precipitación intensa y pasar desapercibidos. Ahora que se están desarrollando SPCS en la escala convectiva, se están investigando productos de predicción probabilista nuevos. Por ejemplo, en cada punto de malla puede darse la precipitación del miembro que prevea la máxima precipitación o, si ese campo es excesivo por contener a menudo valores atípicos (*outliers*), dar la precipitación del percentil 90 de la PDF (sec. 13.6.11 en la página 195) de la precipitación prevista. Productos de este tipo no se deben usar solos y se deberían acompañar, por ejemplo, con otros de probabilidad de umbrales más bajos. Pero, al menos, el predictor tendría idea de las máximas cantidades que se pueden llegar a producir en cada punto, aún a sabiendas que su ubicación puede variar significativamente. Este tipo de mapas son, desde hace mucho, usuales en el NCEP y el NWS de EE. UU., pero en España todavía no está implantado su uso operativo. 13.6.11 en la página 195

Comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en la predicción. La comunicación de la incertidumbre y la probabilidad en la predicción tiene importancia capital, motivando numerosos estudios [1, 327, 346, 597] y, en este libro, el capítulo 40 en la página 623. La sociedad se siente muy implicada en las previsiones meteorológicas. El público general se siente capaz de entender procesos de una complejidad que en el fondo está fuera de su entendimiento y, por otro lado, en esta sociedad del riesgo la prevención de pérdidas socioeconómicas es capital. El ser humano, con su tendencia al ahorro cognitivo (generalizar) simplifica mucho la información meteorológica, en el fondo muy compleja, de modo que prefiere una información determinista escueta, aunque sea más susceptible de error, que la riqueza de una información probabilista. El marco de la experiencia de cada individuo hace que la valoración de las predicciones no pueda ser objetiva. Otro sesgo cognitivo, es el efecto de encuadre: según se presente la información podemos interpretar una cosa u otra. Por tanto, la forma de presentar y transmitir la información meteorológica plantea un problema específico [140]. Por todo ello, es crucial para los comunicadores meteorológicos comprender la psicología del usuario final, considerando el significado de la predicción pero también cómo el usuario la «escucha» [327]. Dos estudios del Centro de Investigaciones Sociológicas (CIS) *Percepción social de la ciencia y la tecnología* (2006 [117]) y *Percepción de la meteorología* (2011 [118]) profundizan en estos aspectos, como mostramos en las secciones 40.1.3 en la página 625 y 40.1.4 en la página 626. Dos grandes profesionales de la comunicación, JOSÉ MIGUEL VIÑAS y MÓNICA LÓPEZ, exponen su visión personal del reto de comunicar probabilidad e incertidumbre, respectivamente, en los medios en general (sec. 40.2 en la página 629) y en la televisión (sec. 40.3 en la página 633).

Fenómenos meteorológicos adversos. Los SPCS son herramientas muy poderosas e indispensables para la predicción de fenómenos meteorológicos extremos y de fenómenos meteorológicos adversos (FMA), particularmente en escalas convectivas y especialmente para variables complejas como la intensidad de precipitación o la precipitación acumulada. El plan Meteoalerta (cap. 41 en la página 635) define los umbrales de peligrosidad de cada fenómeno adverso atendiendo a los impactos potenciales en cada zona: amarillo, naranja y rojo. Con la ayuda de una buena herramienta de ordenador basada en las salidas de un SPCS (cap. 35 en la página 575), podemos tener una primer esbozo de aquellas zonas, dentro del dominio de interés (e. g. península ibérica), en las que hay riesgo de los distintos umbrales de aviso, mediante mapas de probabilidad asociados. Para cada variable y cada umbral (amarillo, naranja, rojo) tendremos un mapa de probabilidad asociado. En este contexto, surge un problema relacionado con los mecanismos de decisión: imaginemos que, en una zona concreta de España definida en Meteoalerta, e. g. Rías Baixas, tenemos las siguientes probabilidades de distintos umbrales de un FMA, e. g. tormentas: 50 % de probabilidad de superar el umbral amarillo, pero simultáneamente 15 % de superar el naranja y, también, 8 % de superar el rojo (una cosa no quita la otra). ¿Cómo puede gestionar el centro de emisión de avisos esta situación? ¿Qué aviso es conveniente emitir? ¿Qué influencia tiene en la decisión el tamaño del área, la extensión geográfica del evento potencialmente previsto? Desde luego, no es una decisión sencilla. Si el área de la zona es importante, lo es aún más el impacto socioeconómico potencial: aquellas zonas más pobladas, con grandes áreas metropolitanas, son las más críticas y donde incluso una probabilidad pequeña debe tenerse en consideración. Por otro lado, la aplicación estricta de las normas Meteoalerta nos permite emitir avisos de un color determinado con una probabilidad asociada. Se argumenta mucho que el usuario no mira esas probabilidades emitidas, pero este argumento se puede discutir. Si se presta atención a una formación y coordinación rigurosas, el acompañar el aviso de una probabilidad es una poderosísima herramienta para la toma de decisiones, y no debe soslayarse su utilidad. Por último debemos añadir que la experiencia e inteligencia del predictor humano es factor clave en todo el proceso de toma de decisiones en estas situaciones.

Canarias. La modelización de la atmósfera es particularmente difícil en zonas costeras y, sobre todo, en zonas de acusado relieve. Los fenómenos meteorológicos en zonas de elevado gradiente de altitud son difíciles de simular, al igual que las predicciones correspondientes. Como se comenta en diversas ocasiones en el libro, la orografía del modelo o SPC es crucial para el realismo de sus resultados: describir con cierto realismo la topografía del terreno es condición necesaria para conseguir realismo en la meteorología. La orografía de los modelos y SPCS ha mejorado ostensiblemente en los últimos años, más o menos a la par con su resolución horizontal. Se ofrece una perspectiva gráfica en el anexo A en la página 921, donde podemos comprobar, como ejemplo, que en los años 80 y 90 el Estrecho de Gibraltar no se tenía en cuenta. La región española que más dificultades plantea en este aspecto es el archipiélago canario. Con su acusadísimo relieve, con altitudes máximas muy elevadas (Teide 3718 metros en Tenerife, Roque de los Muchachos 2426 metros en La Palma, Pico de las Nieves 1956 metros en Gran Canaria, etc.), a escasos kilómetros del océano, convierten a estas islas en un auténtico reto, tanto para modelizadores como para predictores operativos. En 2014 Óscar García Colombo, por aquel entonces Delegado de AEMET en Canarias, manifestaba en una entrevista al diario *La Opinión,* en Tenerife, que «*No hay ordenador capaz de simular el tiempo del Archipiélago*» [319]. Hace una década era normal que, de los cuatro puntos de malla del modelo más cercanos al Teide, los cuatro estuviesen en el mar. Obsérvese la «representatividad». A día de hoy, la situación ha mejorado bastante, pero sigue habiendo aún mucho camino por andar. El modelo HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316) se integra en un dominio específico para Canarias, con una resolución horizontal de 2.5 km; pueden verse algunos resultados en el capítulo 56 en la página 851. El SPC AEMET-γSREPS (cap. 22 en la página 339), se integra a esa misma resolución, en la actualidad en Península y Baleares y pronto en Canarias. Se tiene idea de que para obtener resultados razonablemente realistas hay que integrar modelos a resoluciones de 1 km o, a ser posible, 500 m. Ya se han hecho algunas pruebas con resultados prometedores, aunque aún queda un tiempo para poner en marcha algo sistemático.

Papel del predictor en el futuro. Existe un desfase entre el desarrollo de herramientas para la predicción operativa y la propia operatividad, debido a cuestiones de organización y de poco equilibrio en el reparto de los recursos. Este desfase debería ser cada vez menor. Por otro lado, se está vislumbrando un camino hacia lo que denominamos predicción sin costuras o sin

discontinuidades (*seamless*): una cadena de modelos y SPCS para cada escala y plazo (van relacionados), pero que enganchen unos con otros sin saltos bruscos. El término *seamless,* aplicado a la modelización climática, también se refiere a un mismo modelo o SPC utilizado para diferentes escalas/plazos, permitiendo, por ejemplo, que la posibilidad de verificación en escalas o plazos menores, se pueda aplicar aportando mejoras en las predicciones/proyecciones en escalas o plazos mayores (ver sec. 28.1.8 en la página 464). Podemos, además, ampliar esa concepción extendiéndola también a la observación en tiempo real. Así, desde la observación pasaríamos al *nowcasting*, luego al muy corto plazo, al corto, al medio y al largo plazo, con toda la información integrada en la misma plataforma y sin saltos aparentes entre distintos plazos. En el ámbito de Meteoalerta, en la emisión de avisos puede mejorarse todavía mucho la difusión de los mismos, en tiempo y en contenidos, mejorando asimismo la coordinación con protección civil. Por ejemplo, numerosos usuarios especializados reciben información en tiempo real de la Dirección General de Tráfico (DGT) en formato visual e interactivo, pero la información meteorológica les sigue llegando por fax en formatos muy escuetos. Es preocupante que, con los recursos disponibles y el esfuerzo dedicado a hacer predicciones de calidad, en ocasiones lo que llegue al usuario sea una información muy filtrada y degradada.

En la sección 4.4.6 en la página 51 hemos emitido conclusiones acerca del futuro *valor añadido* del predictor. Es de suponer que los modelos y SPCS seguirán mejorando, de modo que el predictor tendrá progresivamente menos margen para la corrección de sesgos sistemáticos (hace 15 años un predictor mejoraba enormemente las salidas de los modelos, ahora ya no tanto), aunque en aspectos como los fenómenos adversos, es probable que todavía pueda seguir aportando mucho, sin olvidarnos de la predicción de la convección y de la vigilancia meteorológica. En cualquier caso, el valor añadido evolucionará, aunque todavía en direcciones que no podemos vislumbrar con claridad, encaminándonos hacia esa «predicción operativa 2.0». El margen actual de mejora en los centros operativos no está en la automatización de la predicción, sino en muchos otros aspectos.

Las nuevas tecnologías de la información y las comunicaciones son un primer referente de mejora. El plan Meteoalerta podría estar disponible en los teléfonos móviles, por ejemplo.

El papel de las redes sociales para la distribución de la información, así como para la obtención de nuevos datos (e. g. SINOBAS, el sistema de AEMET de recogida de información ciudadana `https://sinobas.aemet.es/`), es crucial, y una parte del personal de meteorología puede dedicarse a la supervisión. Los modelos conceptuales, fundamentales para la escala sinóptica, no están tan presentes en la predicción operativa para la mesoescala y aún menos para la escala convectiva, pero esos modelos conceptuales existen: falta ahí una labor de formación que se ha debilitado bastante. Podrían automatizarse algunas tareas mecánicas que continúan haciendo los predictores por razones diversas, principalmente por falta de recursos. El papel de relevancia creciente de la predicción probabilista, aunque puede retrasarse por la renuencia de muchos usuarios, ofrecerá a los predictores la oportunidad de orientar una parte de sus tareas hacia asesoramiento técnico y consultoría sobre la interpretación y uso de los productos probabilistas [457], tanto para usuarios especializados (e. g. protección civil, aviación, etc.) como generales. En esa línea los predictores podrían participar activamente en el diseño de productos específicos. La formación de los usuarios es un aspecto de vital importancia en este sentido, y los servicios meteorológicos debemos poner un poco de presión en el uso de la predicción probabilista, dado que es fiable y dado que es rentable.

Otro importante ámbito de cultivo del valor añadido es la verificación de los modelos y SPCS, así como la monitorización de los mismos y de herramientas derivadas. Existen, por ejemplo, herramientas de seguimiento y extrapolación de fenómenos convectivos, que requieren esa monitorización.

Es importante, tanto en el momento actual como en la evolución próxima, ir revisando el estado del arte en predicción, sondear el tipo de servicios meteorológicos demandados por la sociedad, reclamando así la importancia de nuestra profesión. Es capital evitar la automatización a ciegas, motivada a menudo por la presión externa de reducción de personal. Aquellos que apuestan por la automatización completa del proceso predictivo (apuesta que se lleva haciendo desde los años 70, por parte de ciertos sectores) demuestran estar lejos de la realidad de dicho proceso. Intentemos que, en el debate de estos temas sobre el futuro de la predicción, tengan voz todos los eslabones de la cadena. Así lo esperamos.

Parte IX
Anexos

Parte IX Anexos

Algunos aspectos que pueden complementar los contenidos expuestos en las distintas partes del libro, se abordan ahora en estos anexos, que esperamos sean de interés, al menos tanto como las partes principales. Una introducción a la probabilidad no podía faltar en este volumen y, de hecho, hemos dudado mucho en integrarla en la parte de fundamentos, que ya estaba muy abultada. Las orografías de los principales modelos y sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) aparecidos en el libro se enseña en una serie de mapas muy detallados, que pueden engrosar la lista de referencias básicas de la predicción operativa o ilustrar a los no iniciados en la dificultad de los modelos para "ver" muchos fenómenos de influencia orográfica. En el cine y la literatura encontramos numerosos casos en los que el caos o los fenómenos meteorológicos adversos, sin olvidar el cambio climático, son protagonistas; no hemos querido dejar pasar la ocasión de hacer una modesta reseña para algunas películas o novelas seleccionadas en un anexo. La terminología particular derivada de los SPC ocupa otro anexo. Dando un toque artístico precioso para el libro, algunos capítulos presentaban pequeños retratos de personajes, históricos o actuales, importantes en algunos de los aspectos abordados; todos esos retratos se recopilan, a página completa, en un anexo que cierra esta parte.

Página anterior: DSC3995, Fotografía tomada por JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO

Orografías de los sistemas

A

JOSÉ HIERRO CARNICERO
Delegación territorial (DT) en Galicia, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> El mapa no es el territorio.
>
> *Frase usada por* ALFRED KORZYBSKI*, desarrollador de la Semántica* – ERIC TEMPLE BELL, Matemático Escocés

Los modelos atmosféricos y los sistemas de predicción por conjuntos correspondientes manejan un campo llamado *orografía*, usualmente descrito mediante la *altura geopotencial en superficie* (sec. 10.1 en la página 138) y que representa con una cierta precisión las elevaciones del terreno sobre el nivel medio del mar en el dominio en el que el modelo resuelve sus ecuaciones. Es de vital importancia para una representación realista de los fenómenos meteorológicos una orografía al menos tan fina como la propia resolución horizontal del modelo. En décadas pasadas, en nuestras regiones los modelos manejaban orografías tremendamente simples donde, por ejemplo, el estrecho de Gibraltar no existía y Europa estaba conectada con África, algunas de la islas Canarias no estaban, etc. En este anexo queremos ofrecer dos enfoques. Por un lado, una perspectiva en cierto tiempo del avance en la resolución del modelo ECHRES (sec. 19.2 en la página 297) y del sistema de predicción por conjuntos (SPC) ECENS (sec. 19.3 en la página 299), ambos del Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF, cap. 19 en la página 295). Por otro lado, un panorama relativamente completo de las orografías actuales de estos sistemas, recorriendo diferentes escalas: península ibérica y Baleares, Canarias, Galicia y Rías Baixas. Este segundo enfoque se ofrece también para el modelo no hidrostático mesoescalar HARMONIE-AROME (sec. 20.4 en la página 316), también usado en AEMET, orografía en este último caso equiparable a la del SPC AEMET-γSREPS (sec. 22 en la página 339).

Palabras clave: orografía de los modelos y sistemas de predicción por conjuntos, ECHRES, ECENS, HARMONIE-AROME.

Imagen parte superior: Nubes orográficas. Chamonix (Francia), hacia el este, 20 de julio de 2009 a las 08:55. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

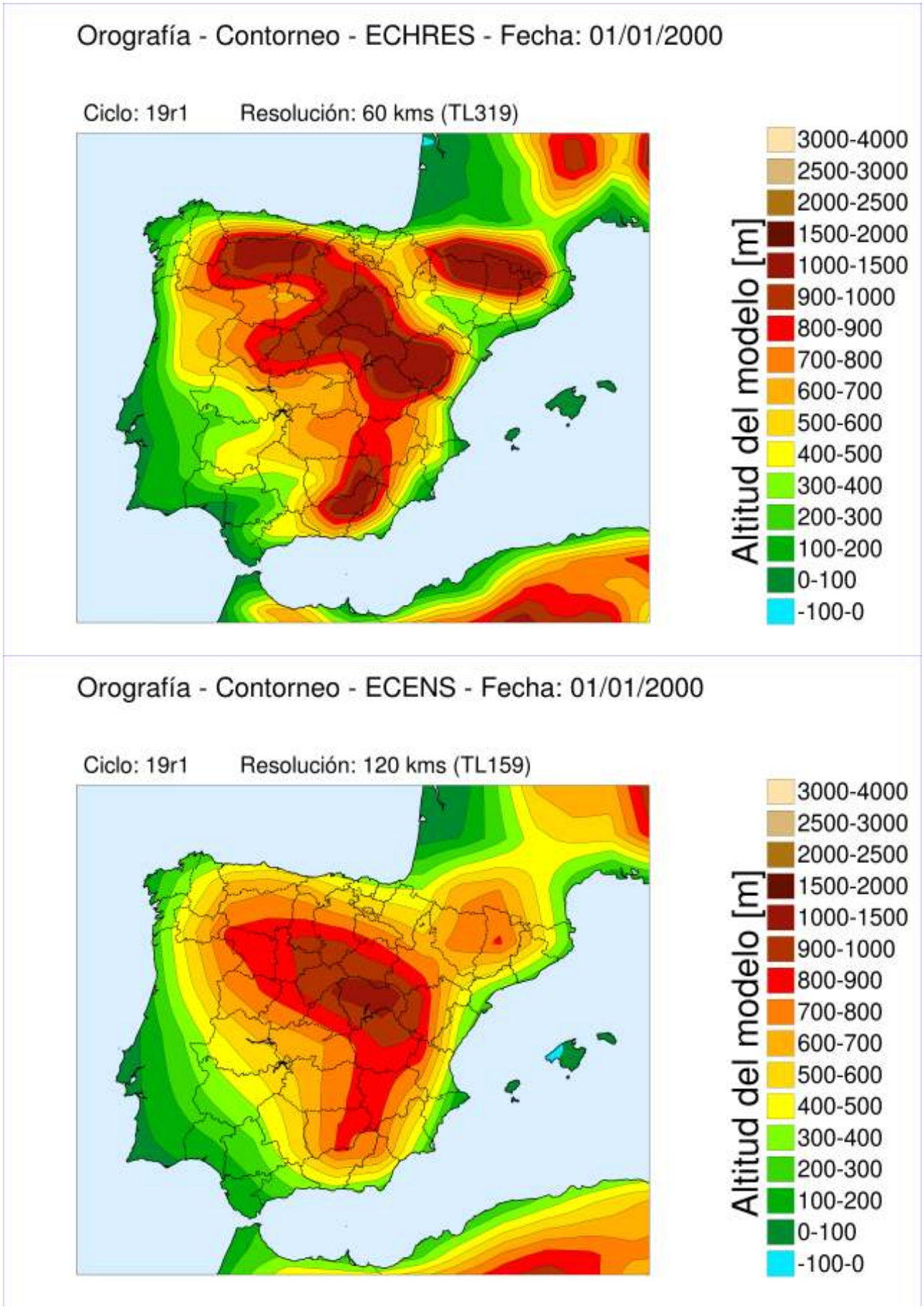


Figura A.1: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS antes de 2000.

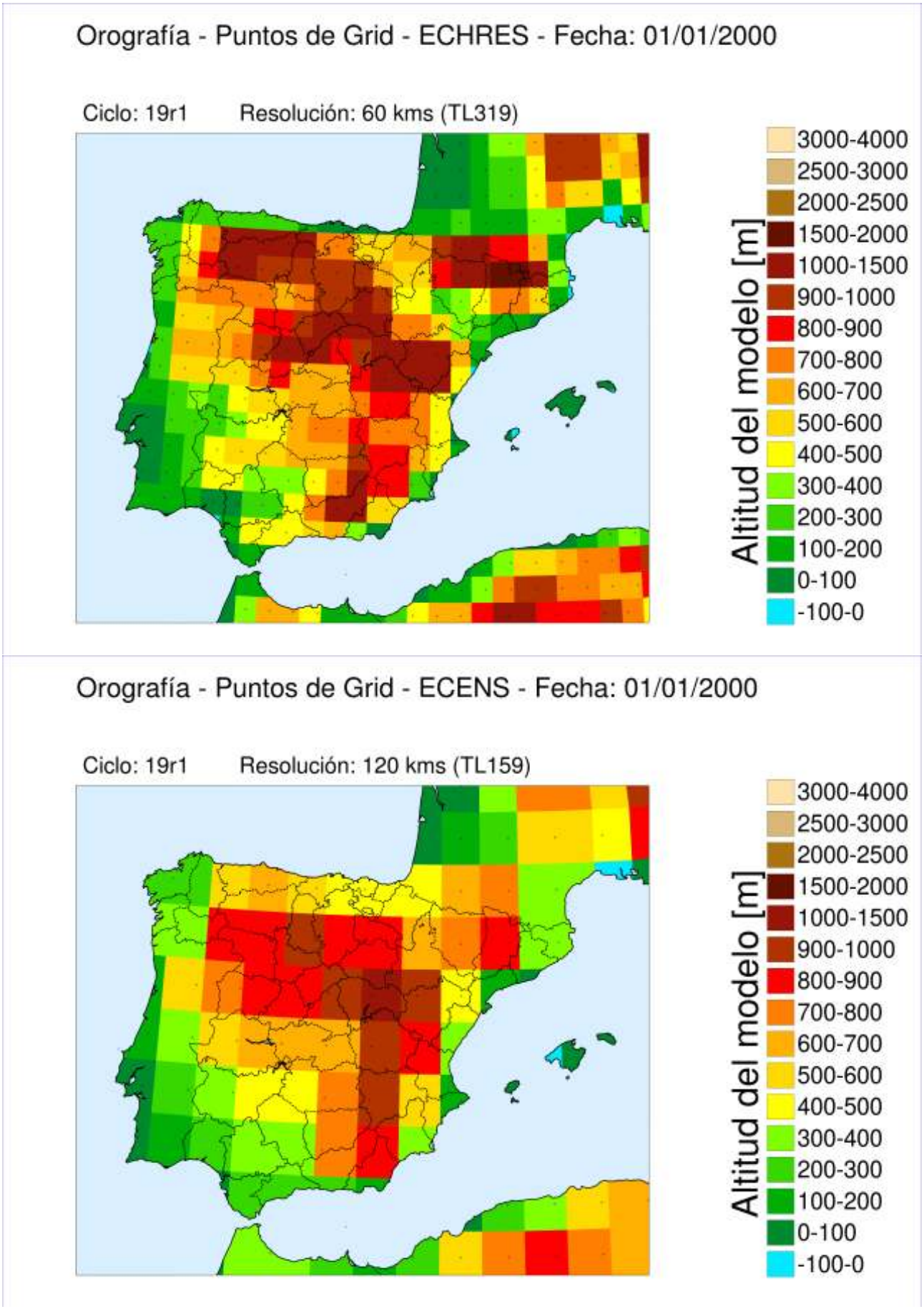


Figura A.2: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS antes de 2000.

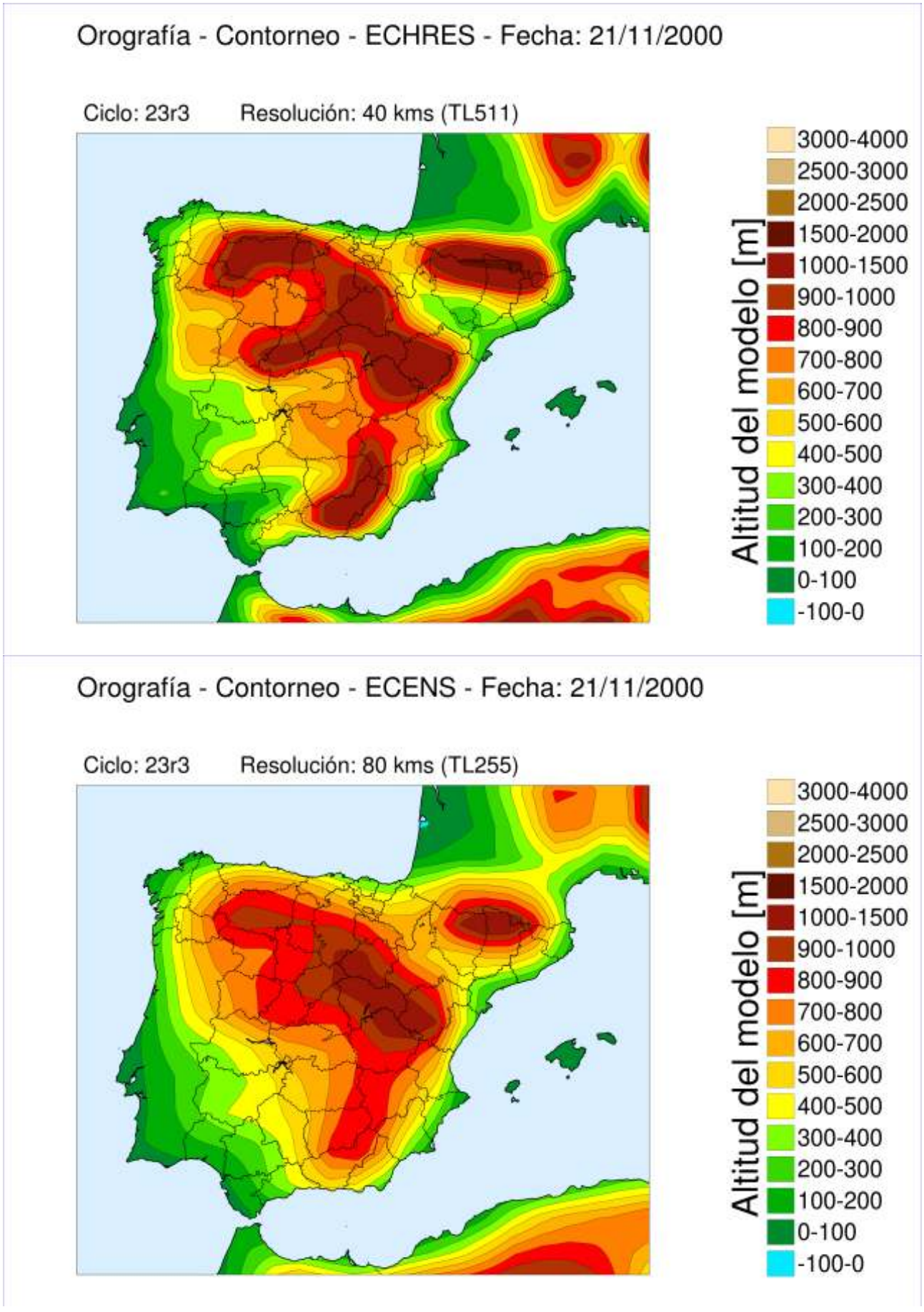


Figura A.3: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde noviembre de 2000.

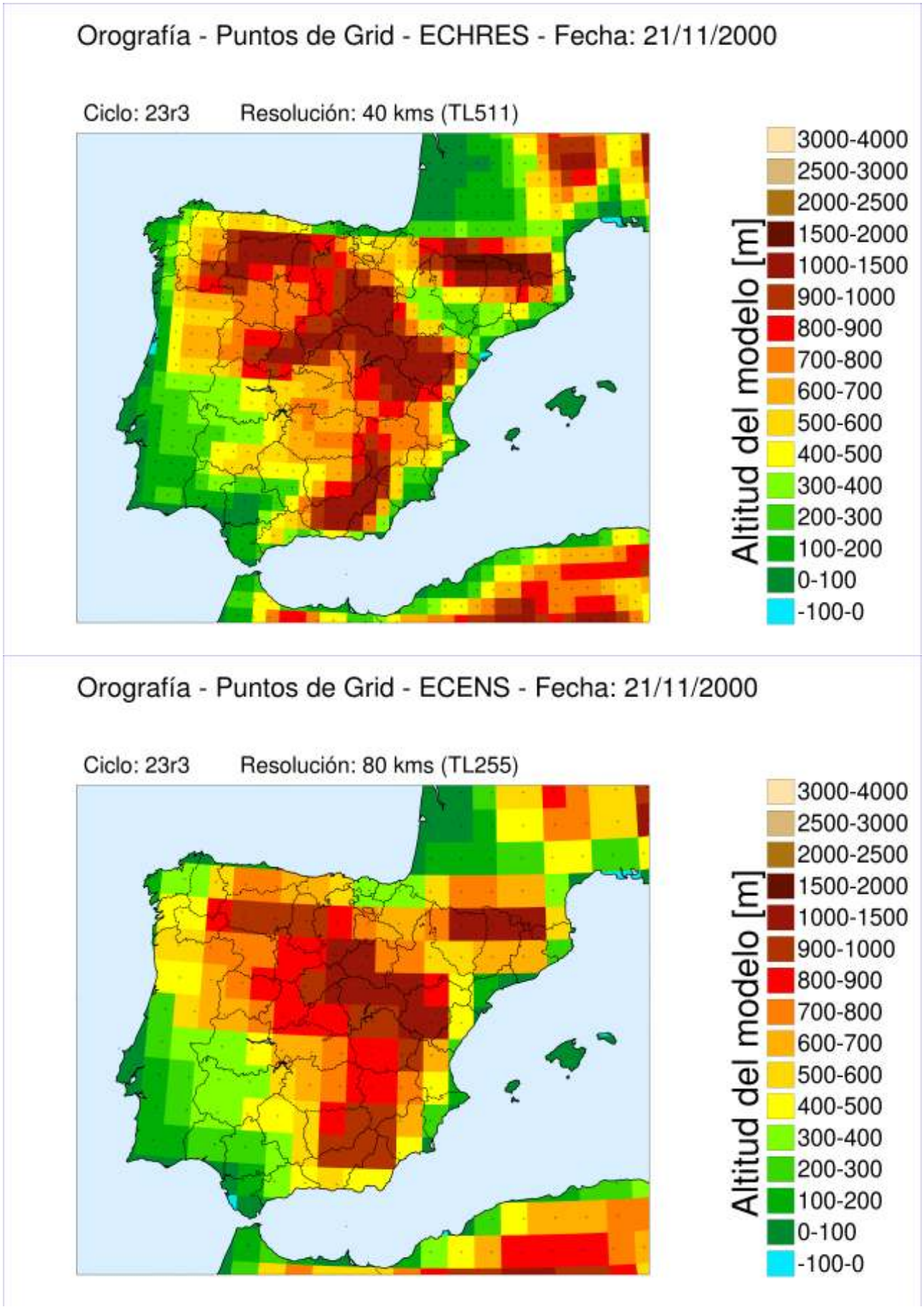


Figura A.4: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde noviembre de 2000.

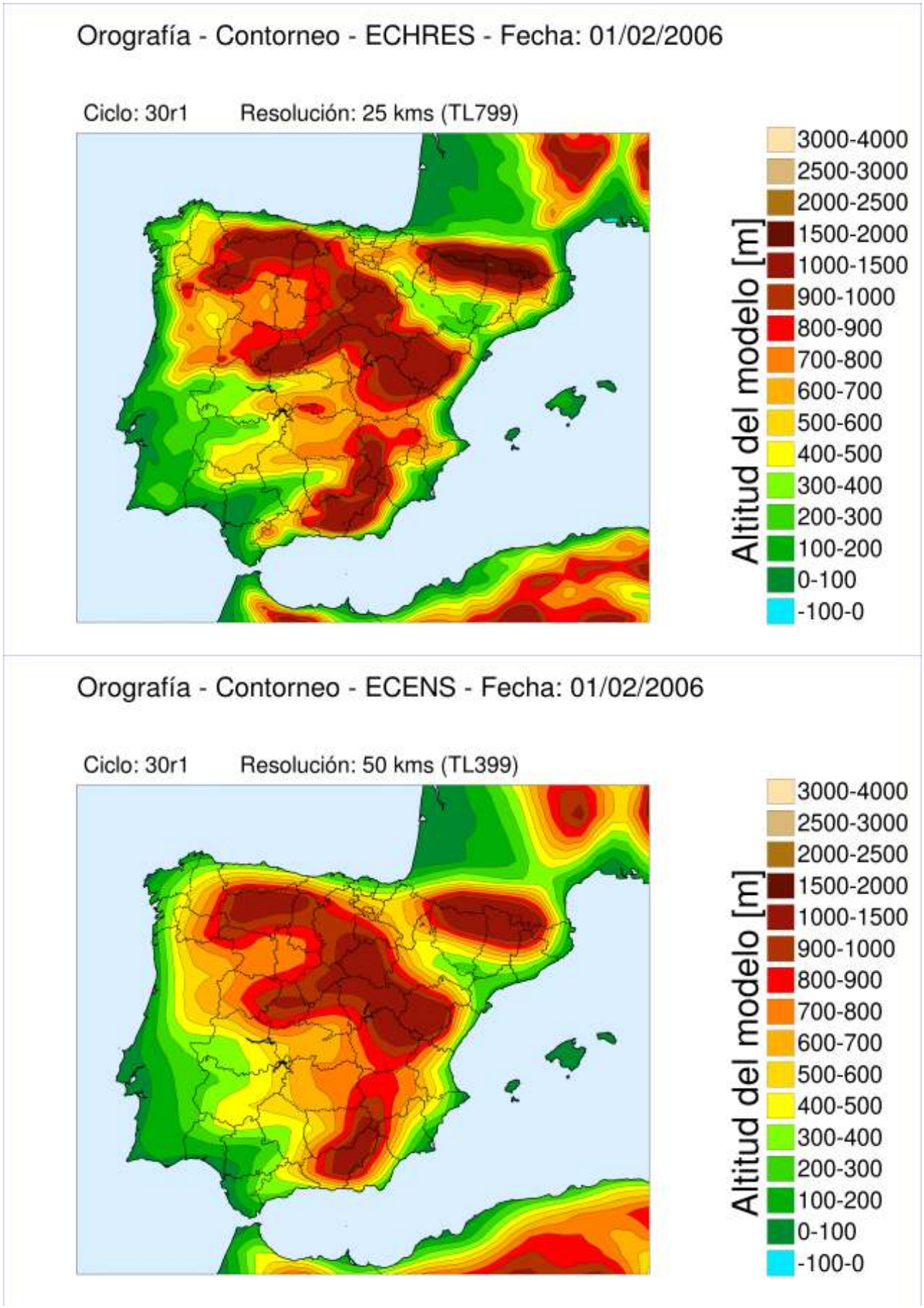


Figura A.5: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde febrero de 2006.

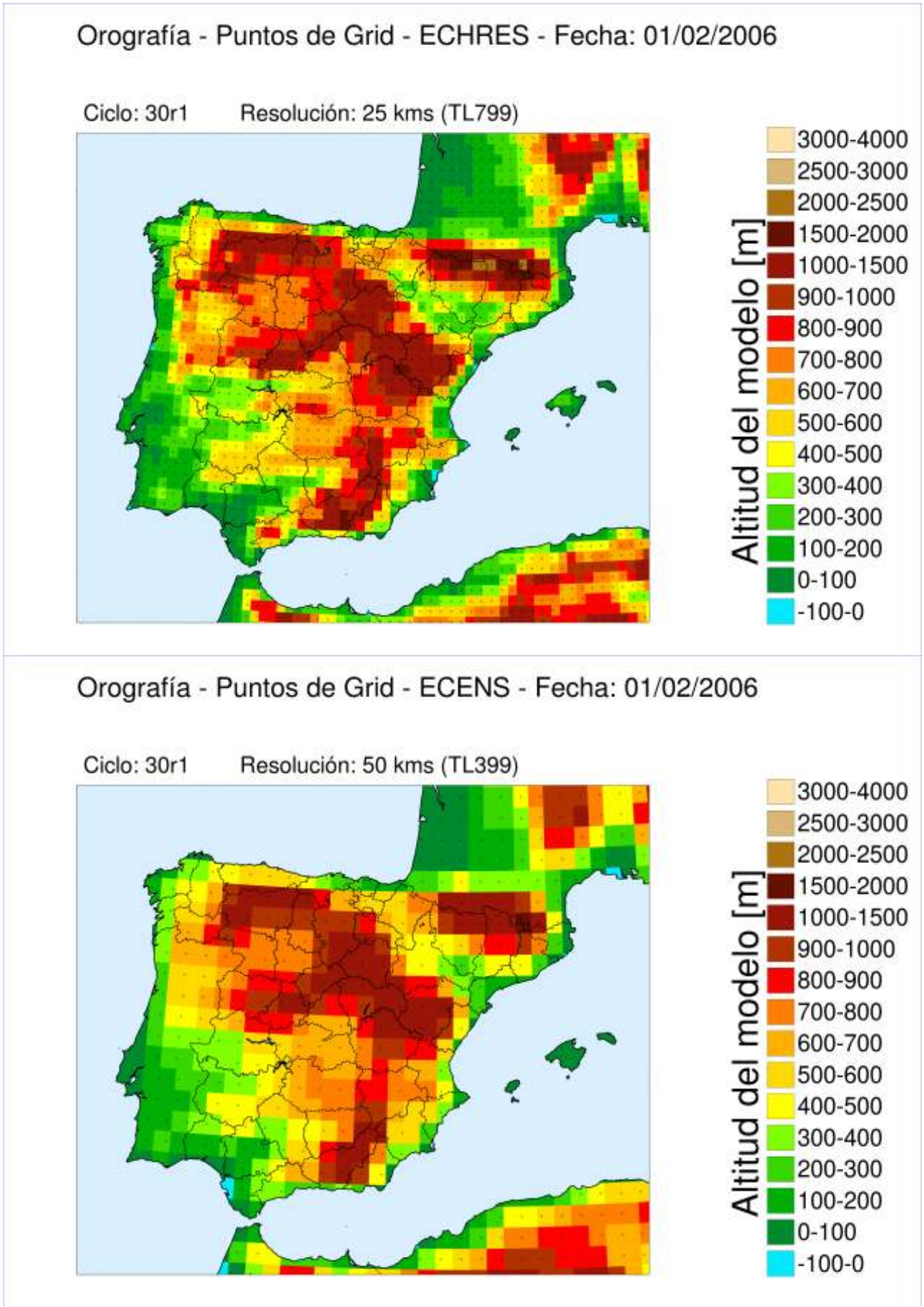


Figura A.6: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde febrero de 2006.

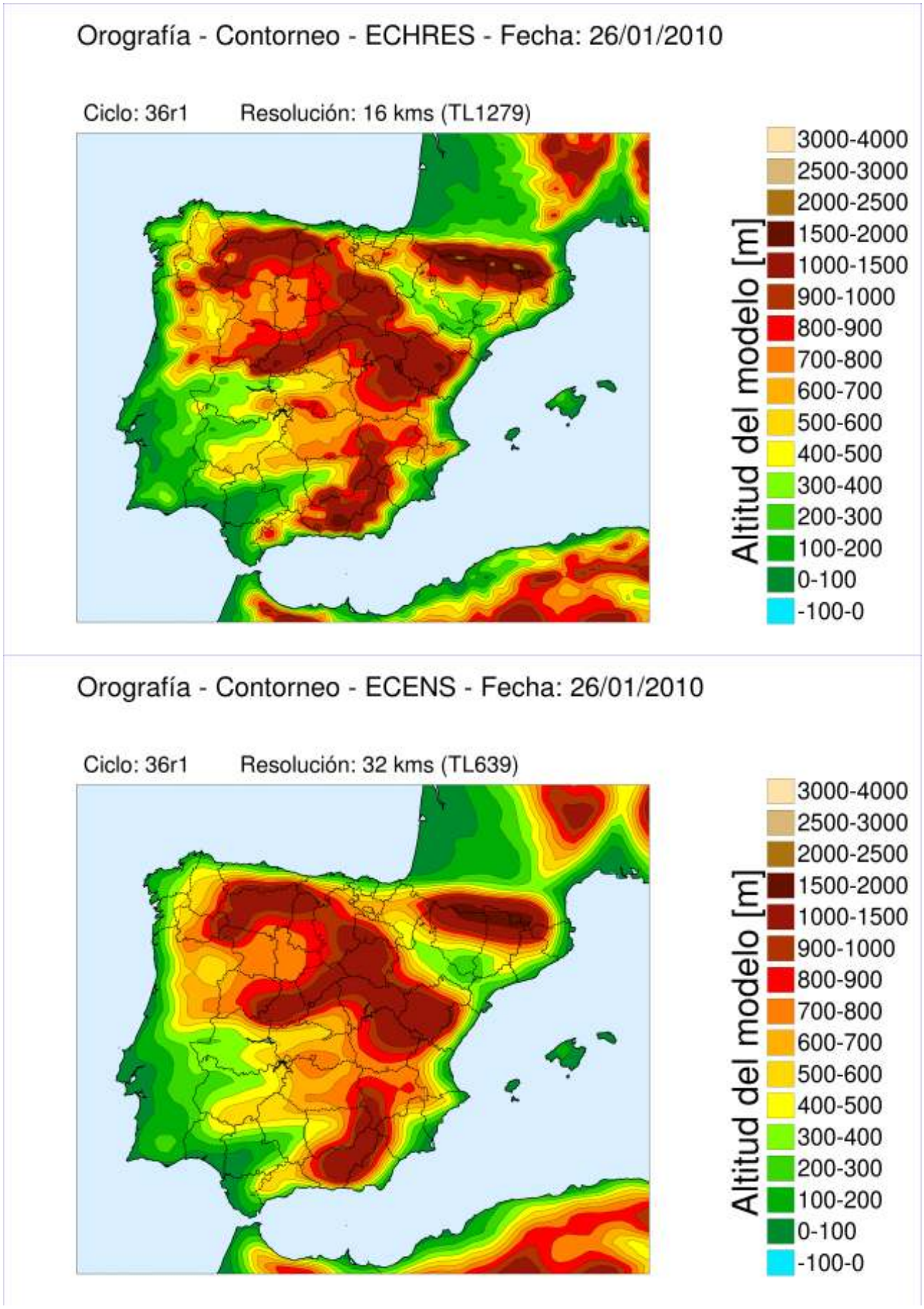


Figura A.7: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde enero de 2010.

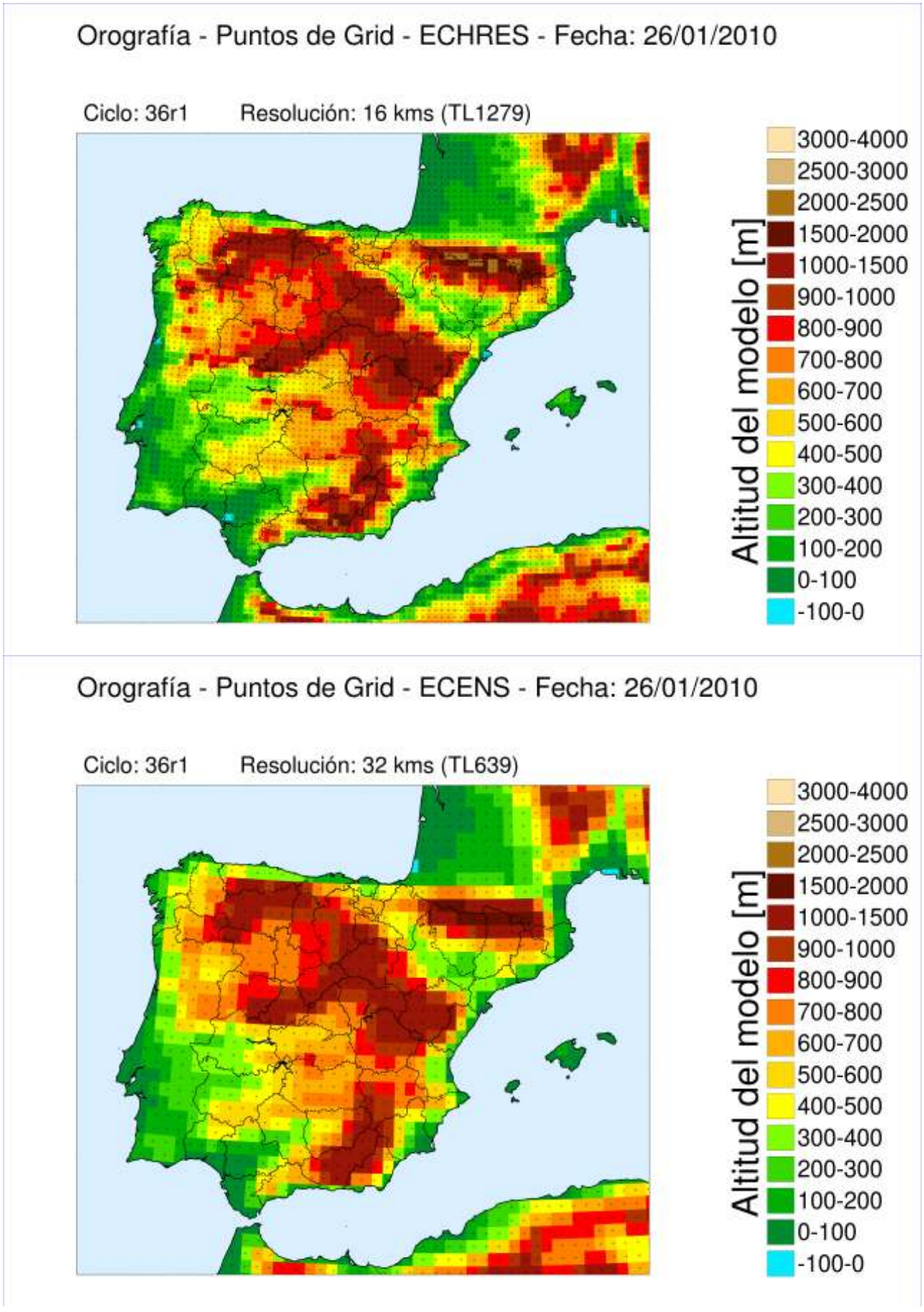


Figura A.8: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde enero de 2010.

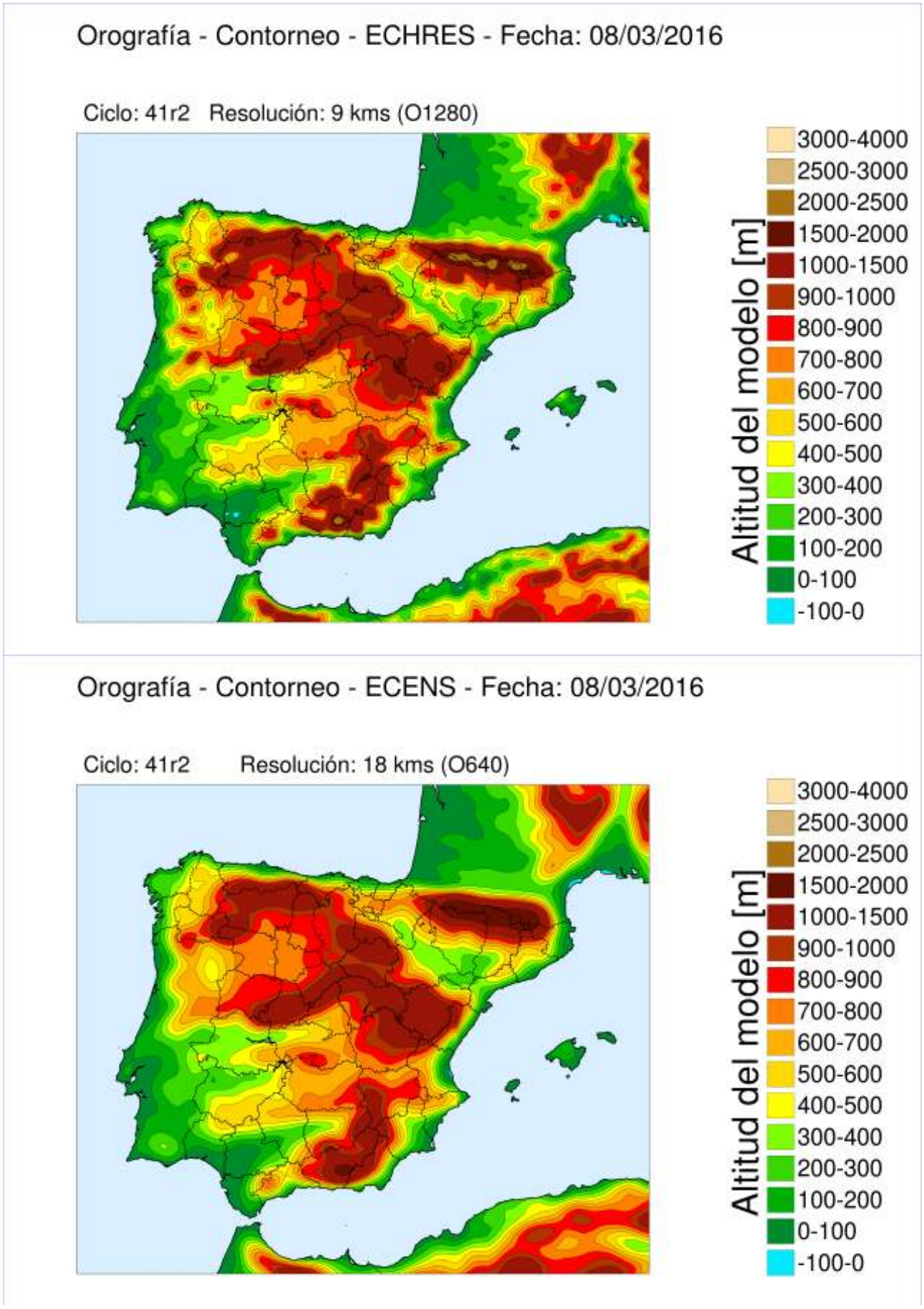


Figura A.9: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016.

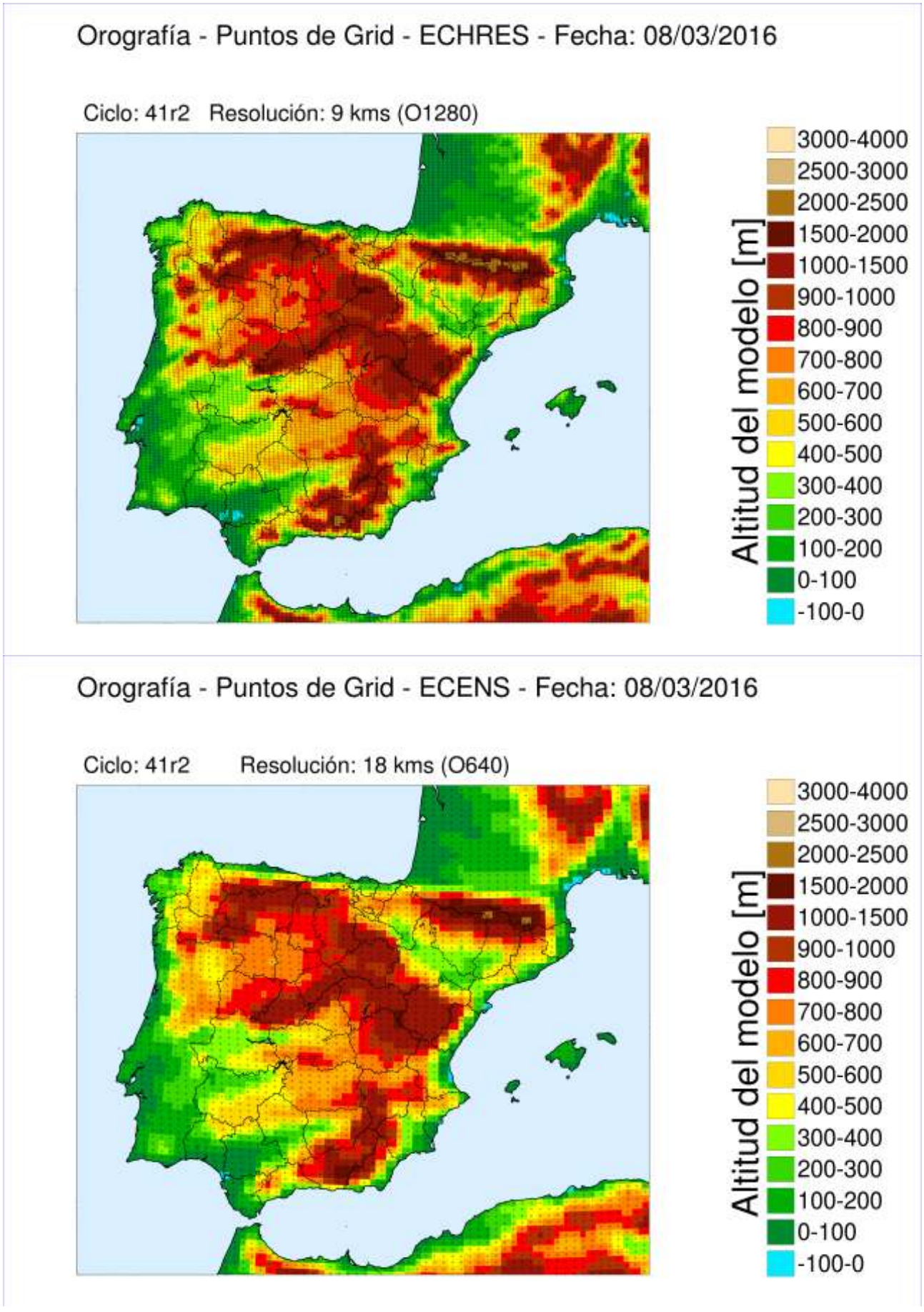


Figura A.10: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016.

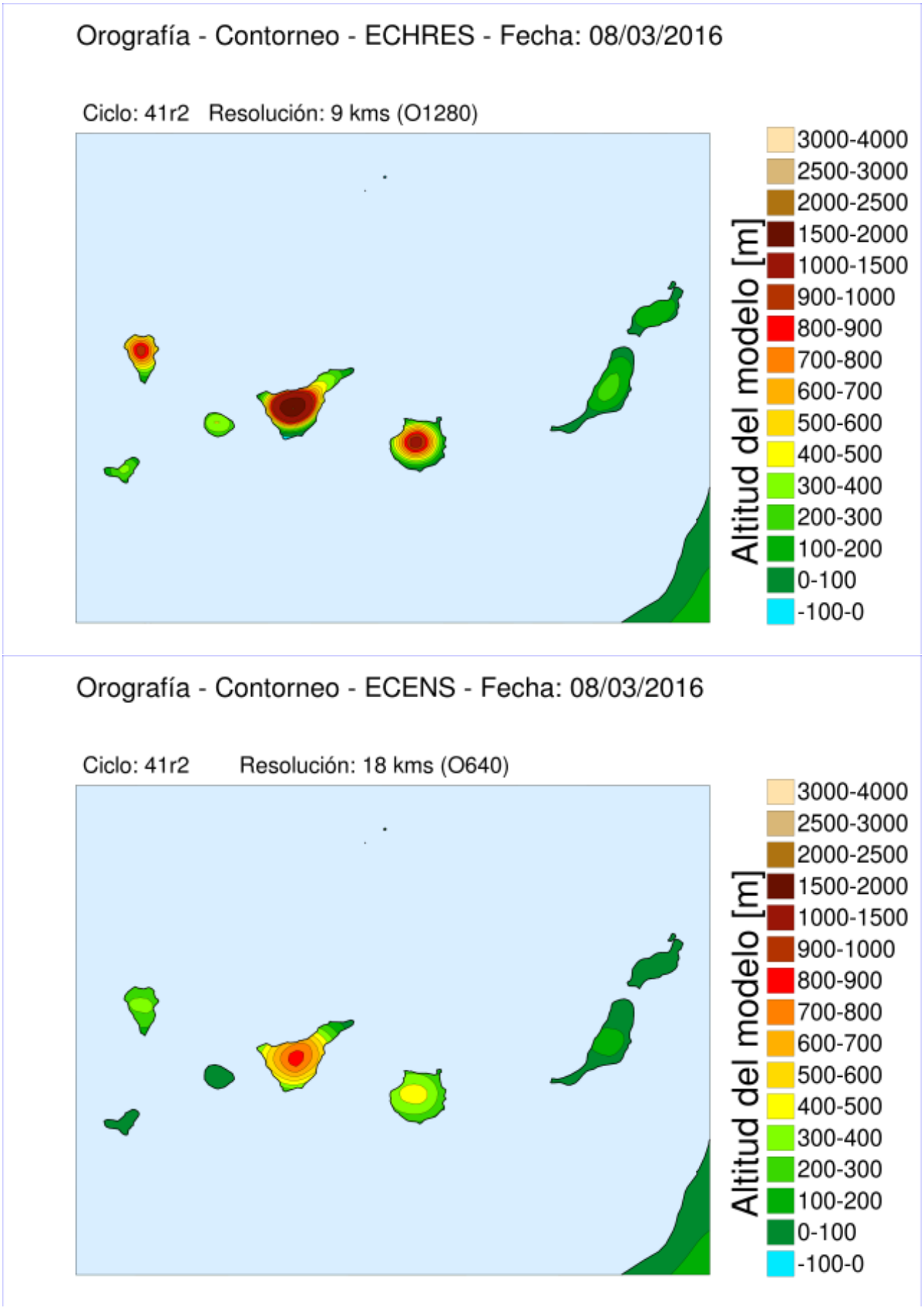


Figura A.11: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016, para Canarias.

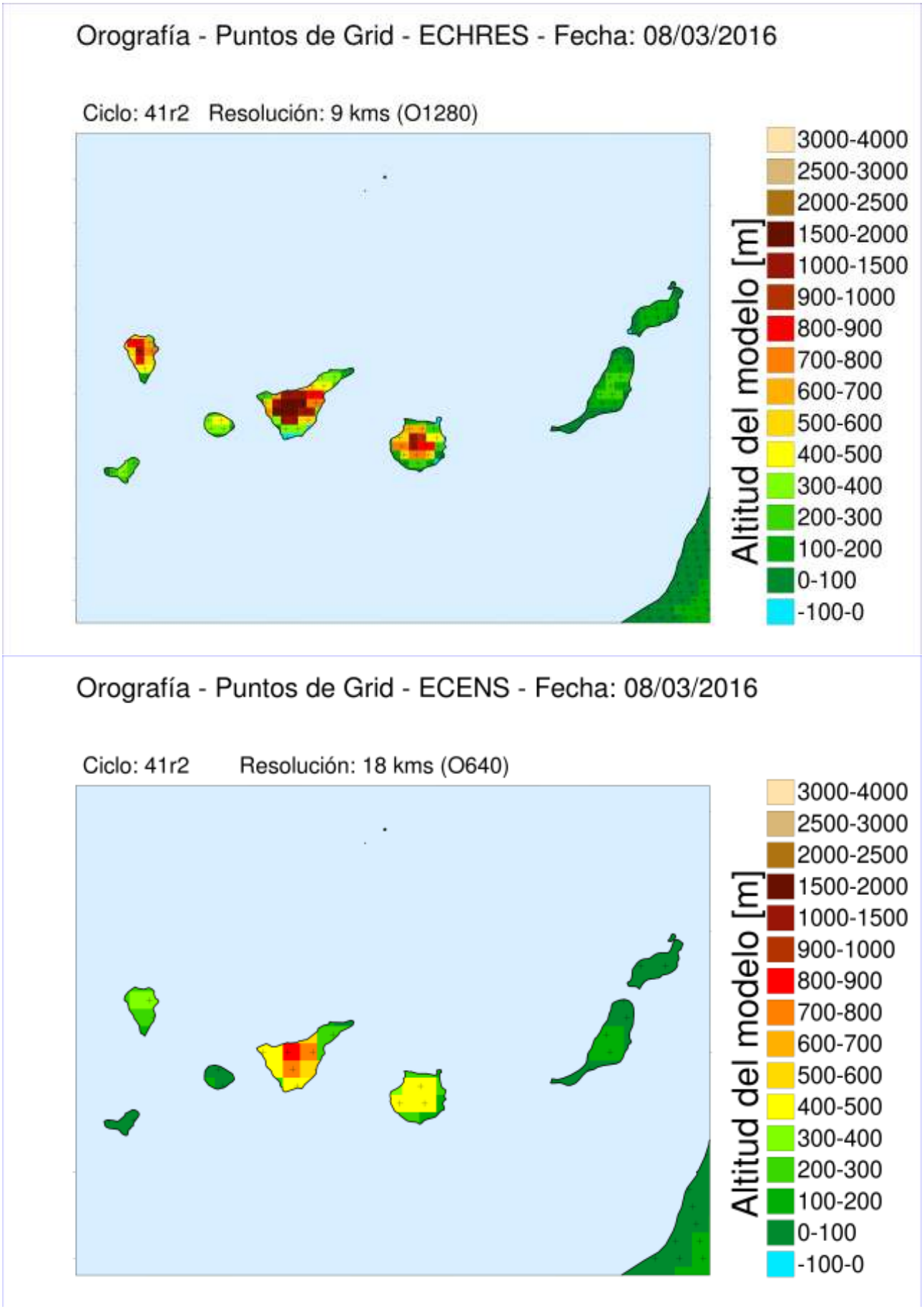


Figura A.12: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016, para Canarias.

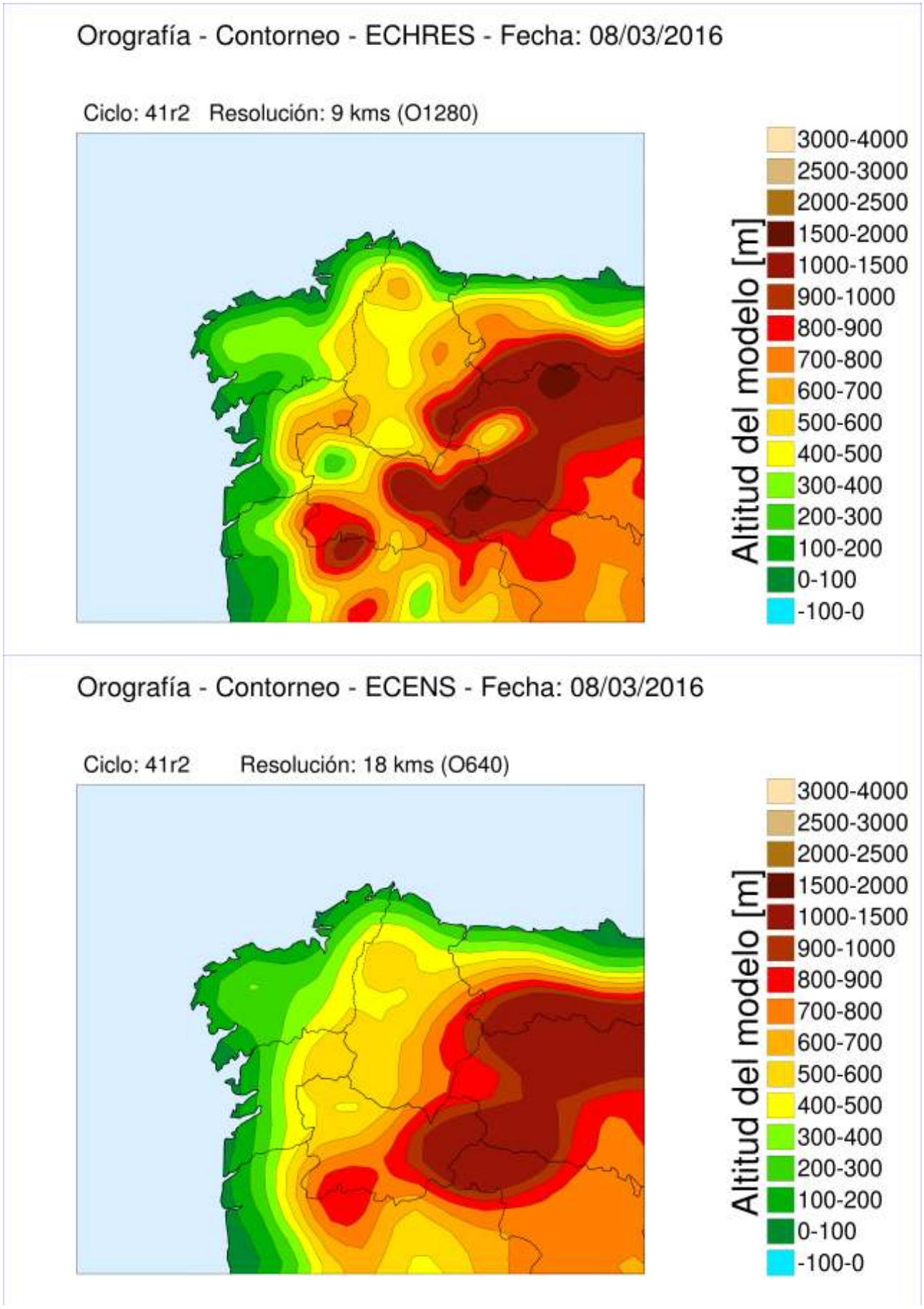


Figura A.13: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016, para Galicia.

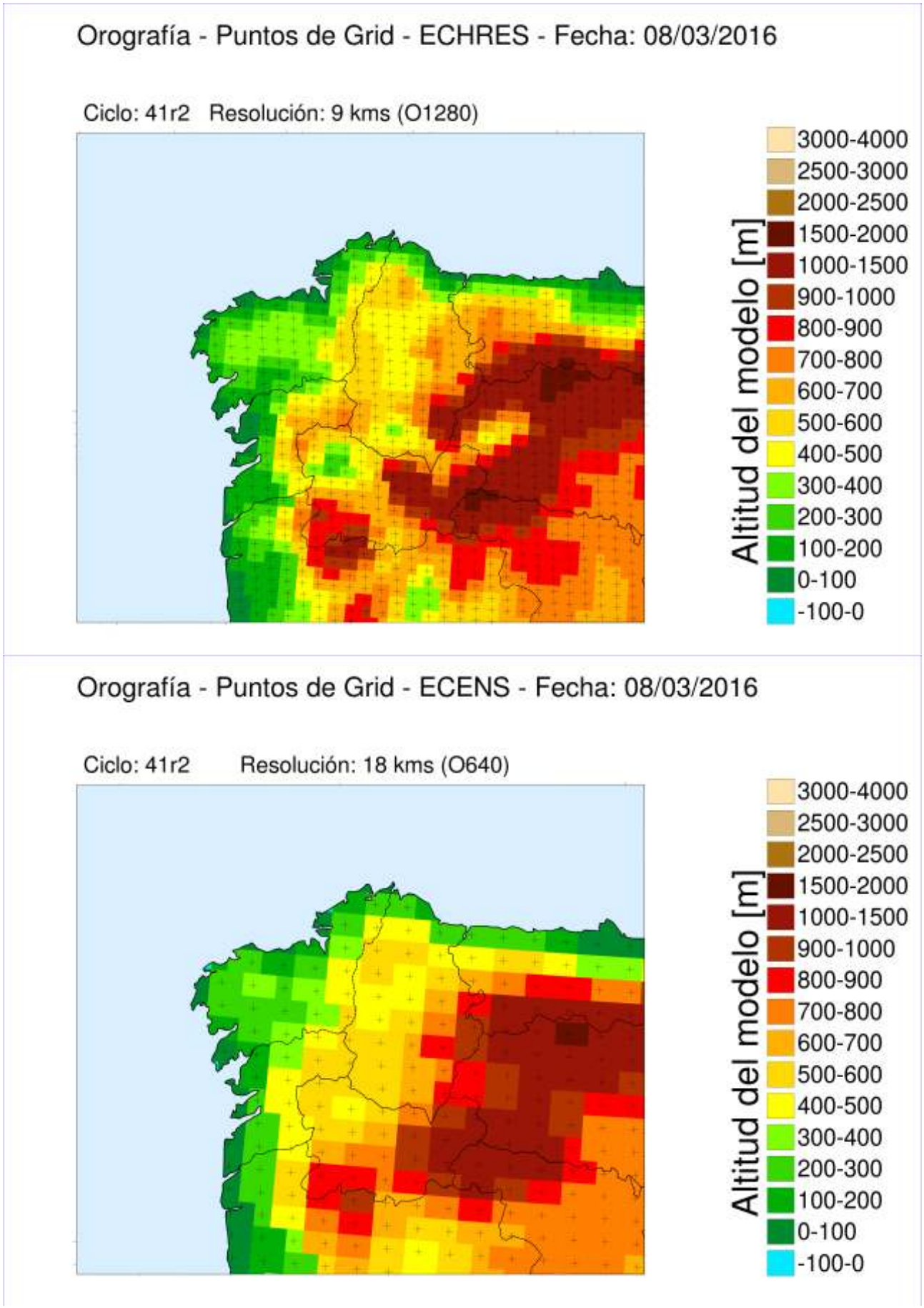


Figura A.14: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016, para Galicia.

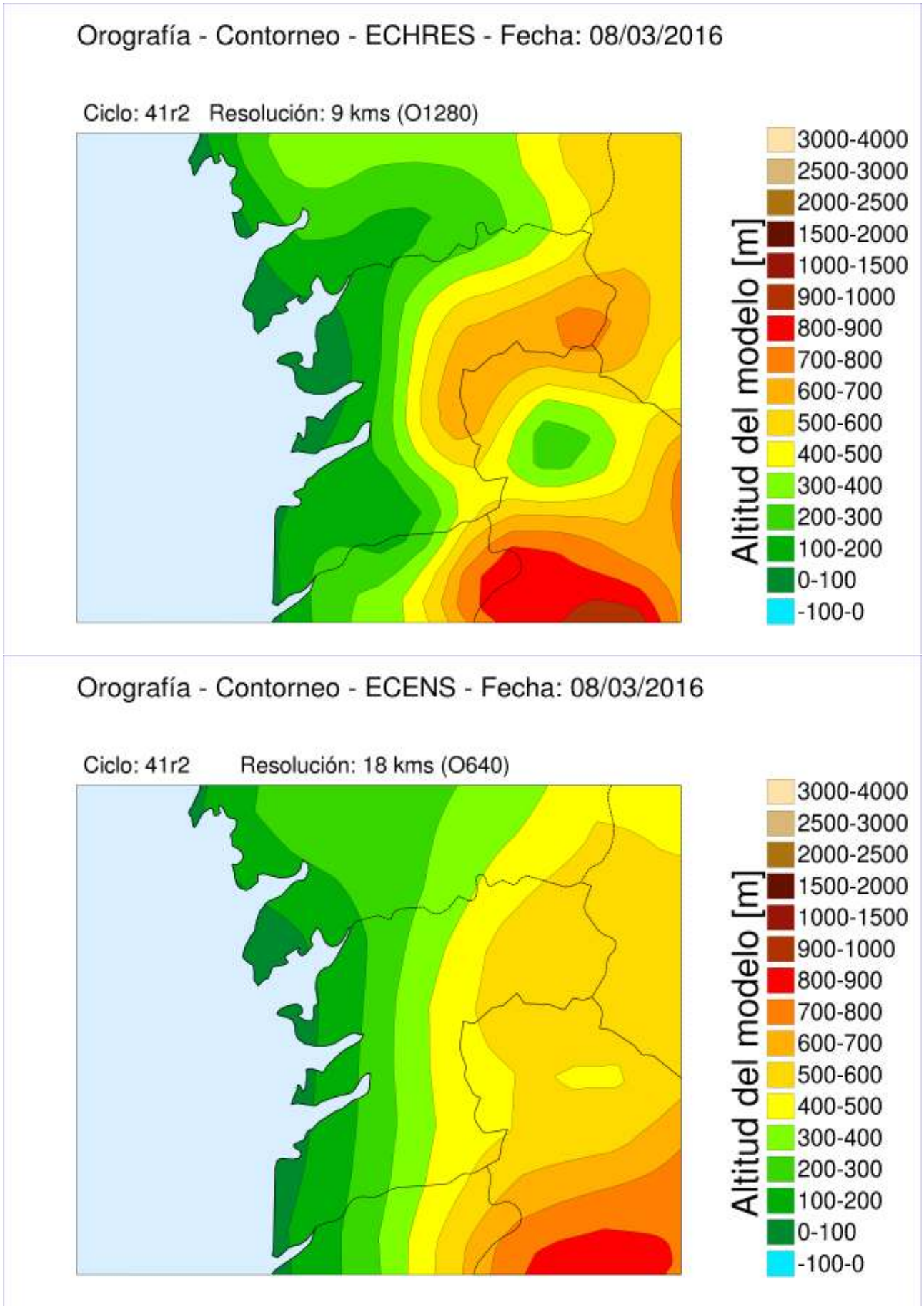


Figura A.15: Orografías contorneadas de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016, para Rías Baixas.

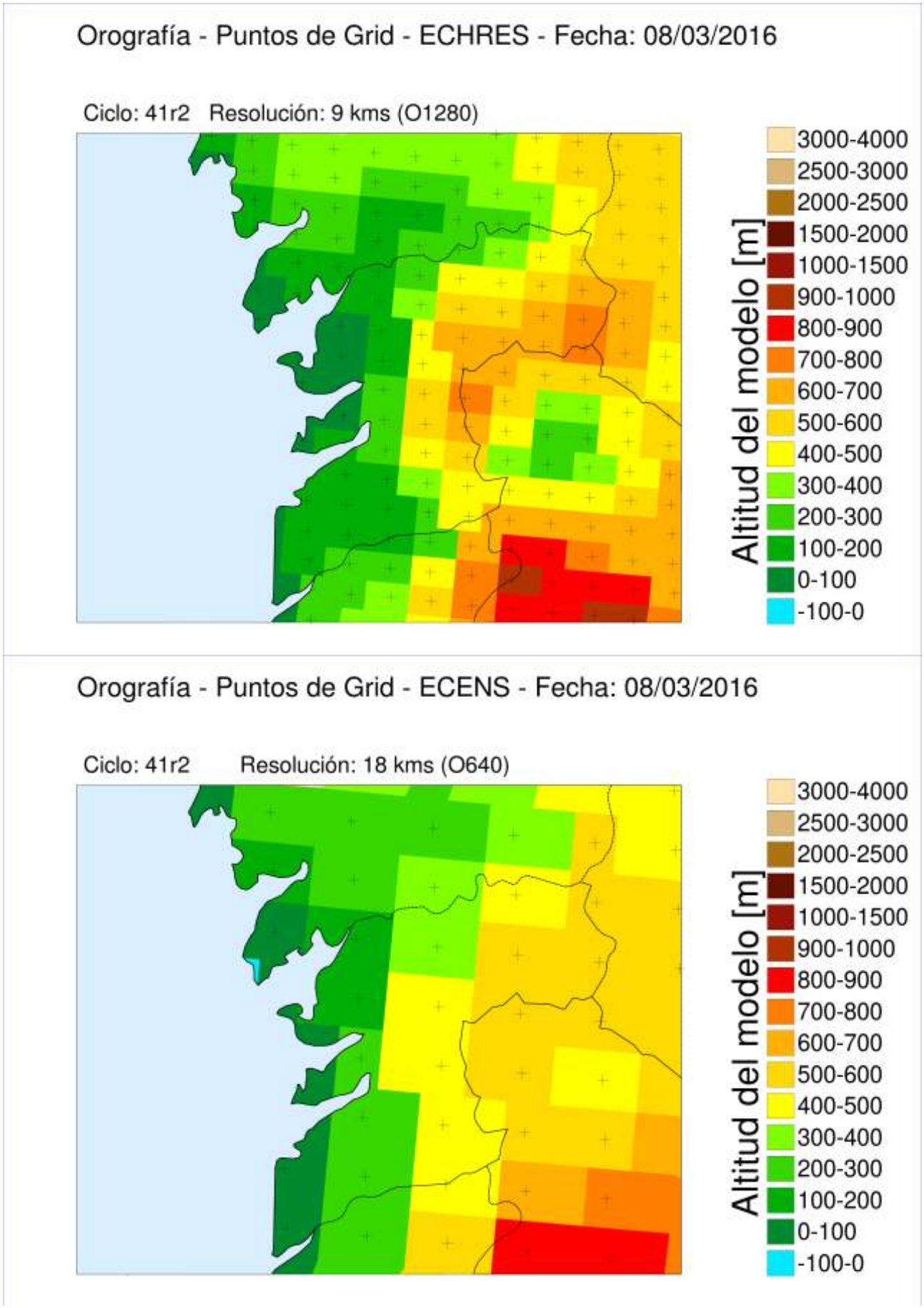


Figura A.16: Orografías en puntos de malla (grid) de ECHRES y ECENS desde marzo de 2016, para Rías Baixas.

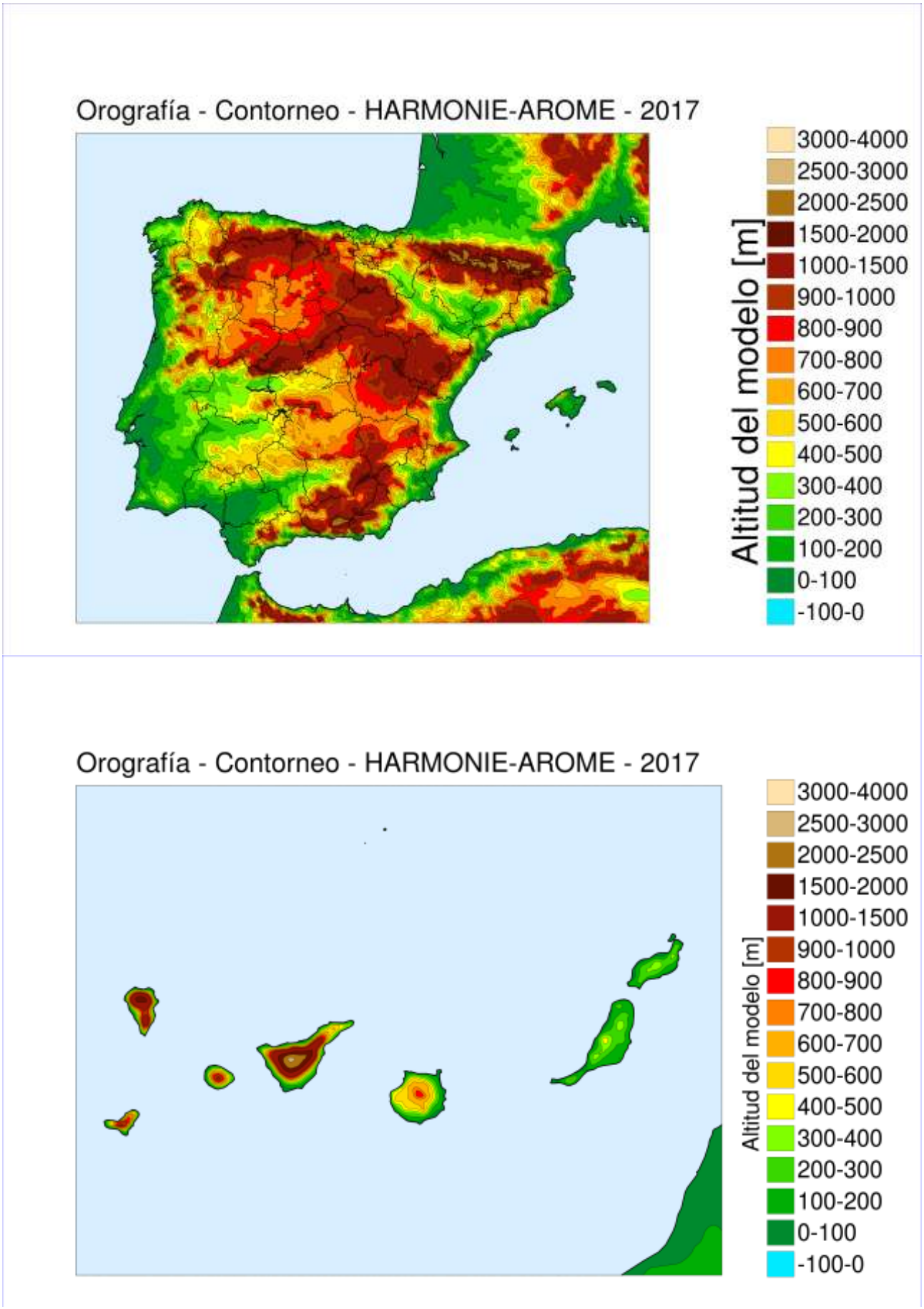


Figura A.17: Orografías contorneadas de HARMONIE-AROME, para Península y Baleares y Canarias.

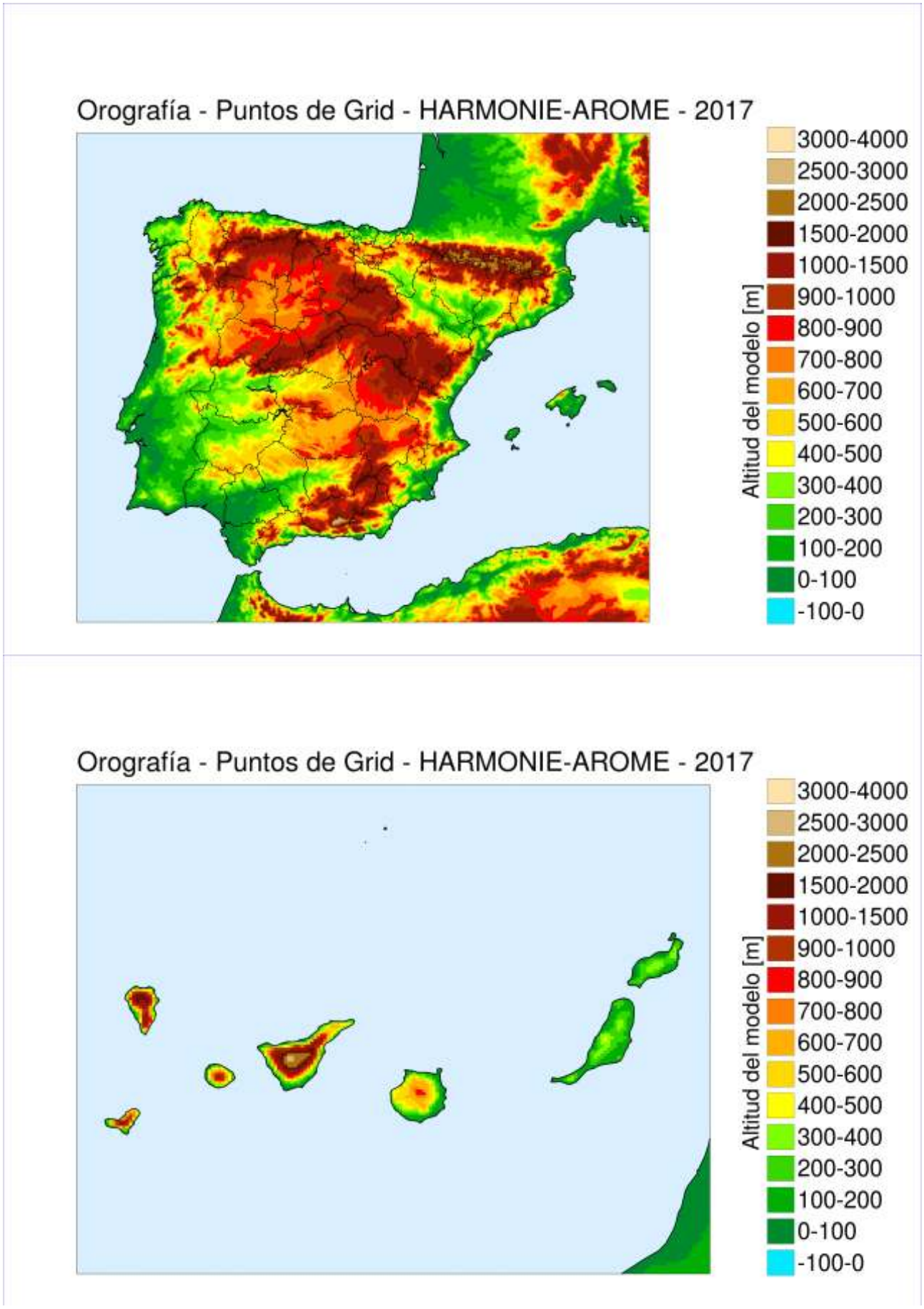


Figura A.18: Orografías en puntos de malla (grid) de HARMONIE-AROME, para Península y Baleares y Canarias.

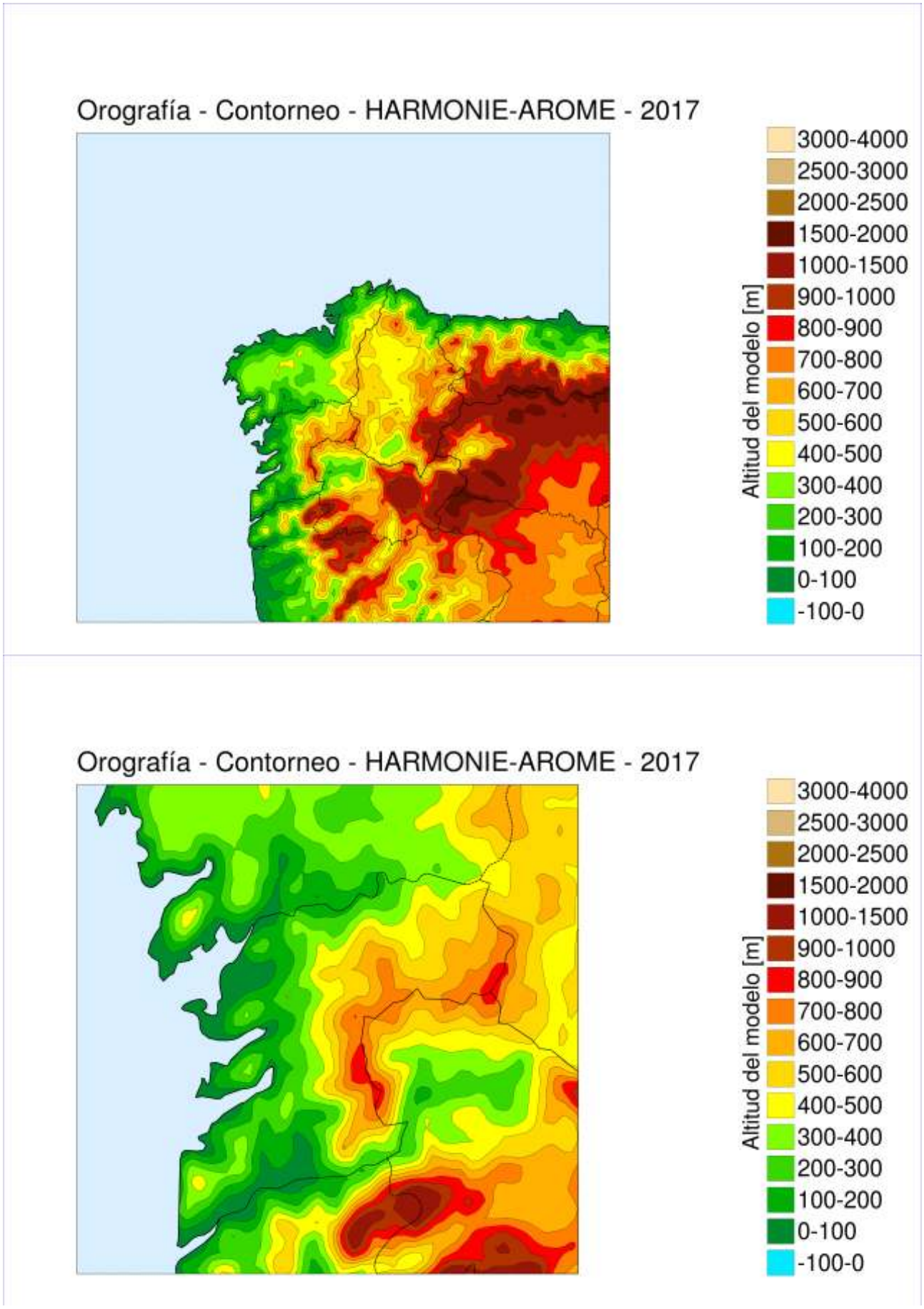


Figura A.19: Orografías contorneadas de HARMONIE-AROME, para Rías Baixas.

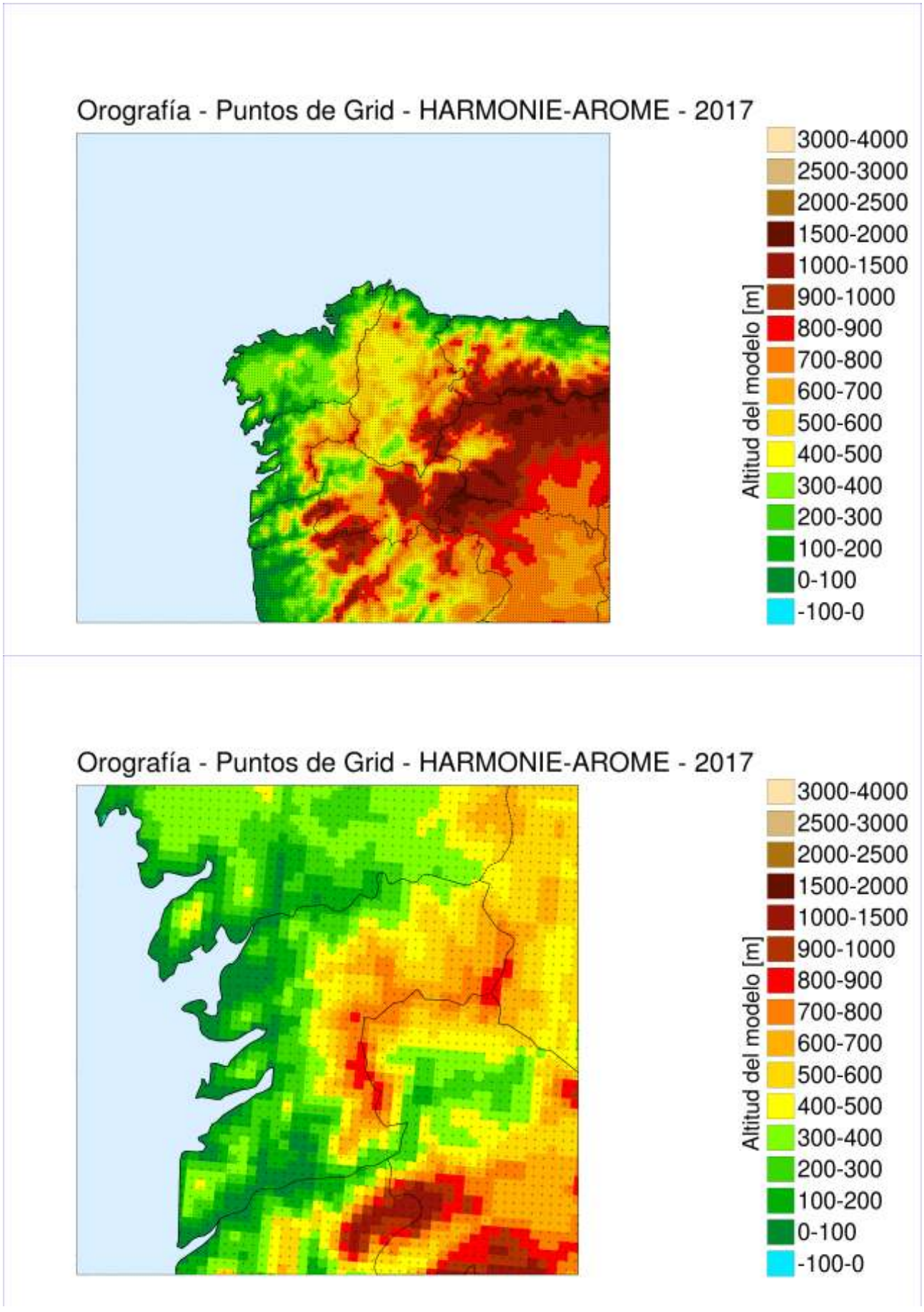


Figura A.20: Orografías en puntos de malla (grid) de HARMONIE-AROME, para Rías Baixas.

Probabilidad: curiosidades

B

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Another mistaken notion connected with the law of large numbers is the idea that an event is more or less likely to occur because it has or has not happened recently. The idea that the odds of an event with a fixed probability increase or decrease depending on recent occurrences of the event is called the gambler's fallacy. For example, if Kerrich landed, say, 44 heads in the first 100 tosses, the coin would not develop a bias towards the tails in order to catch up! That's what is at the root of such ideas as "her luck has run out" and "He is due". That does not happen. For what it's worth, a good streak doesn't jinx you, and a bad one, unfortunately , does not mean better luck is in store.
>
> *The Drunkard's Walk: How Randomness Rules Our Lives* – LEONARD MLODINOW

> ¿Cómo osamos hablar de leyes del azar? ¿No es, acaso, el azar la antítesis de cualquier ley?
>
> *Calcul des Probabilités* – BERTRAND RUSSELL

La teoría de la probabilidad, una parte de la teoría matemática denominada de la medida, nos puede ayudar a entender el mundo que nos rodea y los acontecimientos que en él suceden de una forma más natural que otras concepciones. Su aplicación en el dominio científico y técnico ha permitido conformar teorías importantes en numerosas disciplinas y la meteorología no es una excepción: nuestro modo de describir y computar la evolución de la atmósfera lleva asociada una incertidumbre, que se puede plasmar en términos de probabilidades. No obstante, algunos de sus aspectos pueden desafiar el sentido común. En este anexo completamos algunas ideas de probabilidad en los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC), mostrando unas pinceladas de esos aspectos curiosos que salen de la experiencia cotidiana.

Palabras clave: probabilidad, teorema de BAYES, problema de MONTY HALL, problema del cumpleaños.

Imagen parte superior: Nube bandera en el Cervino/Matterhorn (4478 m), Zermatt (Suiza), hacia el suroeste, 24 de julio de 2011, a las 18:27. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

B.1 Teorema de Bayes para tests no perfectos

Imaginar un test de *masculitis* (enfermedad ficticia que aparece en la película *El último varón sobre la Tierra*, de JAMES TINLING, 1933). Este test tiene una *sensibilidad* (propiedad estadística) del 99 %: dará un 99 % de positivos en una muestra de enfermos. Por otro lado, su *especifidad* (otra propiedad estadística, complementaria de la sensibilidad) es también del 99 %: dará un 99 % de negativos en una muestra de individuos sanos. El test solo es perfecto si tanto su especificidad como su sensibilidad estadísticas son del 100 %, lo cual no se da habitualmente y se ha de asumir que estos tests no son perfectos. Se ha calculado que un 0.5 % de la población ha caído víctima de la extraña enfermedad.

Si se selecciona un individuo al azar, se le hace el test de masculitis y da positivo, ¿cuál es la probabilidad de que realmente esté enfermo?

La intuición humana, sujeta a numerosos sesgos cognitivos y otros condicionamientos (ver sec. 40.1.2 en la página 624), a menudo comete grandes errores en estas estimaciones que, en ocasiones, pueden dar lugar a tomar peores decisiones. Para dar una respuesta precisa, podemos aplicar el teorema de BAYES. Usaremos la siguiente notación: individuo enfermo de masculitis, *im*; individuo sano, *is*; test positivo, tp; test negativo, tn.

La probabilidad de que, habiendo resultado positivo el test, el individuo esté realmente enfermo de masculitis, se expresa mediante probabilidad condicionada $P(im|tp)$, que podemos calcular mediante el teorema de BAYES (ec. G.11 en la página 1012):

$$P(im|tp) = \frac{P(tp|im)P(im)}{P(tp)}$$

Desarrollando $P(tp) = P(tp|im)P(im) + P(tp|is)P(is)$ resulta:

$$P(im|tp) = \frac{P(tp|im)P(im)}{P(tp|im)P(im) + P(tp|is)P(is)}$$

Sustituyendo los valores numéricos:

$$P(im|tp) = \frac{0{,}99 \times 0{,}005}{0{,}99 \times 0{,}005 + 0{,}01 \times 0{,}995} \approx 33{,}2\,\%$$

Esta probabilidad, a menudo, resulta sorprendente para la intuición: habiendo resultado positivo el test, la probabilidad de que el individuo esté enfermo es sólo de un 33 %, más pequeña que la probabilidad de estar sano. Este hecho se debe a la baja proporción de enfermos (0.5 %). Si, por ejemplo, se aplica el test a 1000 individuos, esperamos encontrar a 5 enfermos y a 995 sanos. De los 995 sanos, esperamos unos $0{,}01 \times 995 \approx 10$ falsos positivos. De los 5 individuos enfermos, esperamos unos $0{,}99 \times 5 \approx 5$ verdaderos positivos. De modo que de los 15 resultados positivos del test, sólo 5 son verdaderos enfermos.

El factor especificidad juega un importante papel en este ejemplo paradigmático. Incluso elevando la especificidad al 100 %, si la sensibilidad sigue siendo del 99 %, la probabilidad de que la persona esté realmente enferma tras un test positivo solo sube de 33.2 % a 33.4 %. Sin embargo, manteniendo la sensibilidad al 99 % y subiendo la especificidad al 99.5 %, entonces la probabilidad citada sube de 33.2 % a 49.9 %.

La aplicación del teorema de Bayes a este tipo de disyuntivas puede ilustrarse y percibirse mejor mediante un diagrama de árbol como el de la Figura B.1. Este diagrama corresponde a la denominada *interpretación frecuentista* del teorema de BAYES, que no coincide con la *interpretación bayesiana* del mismo.

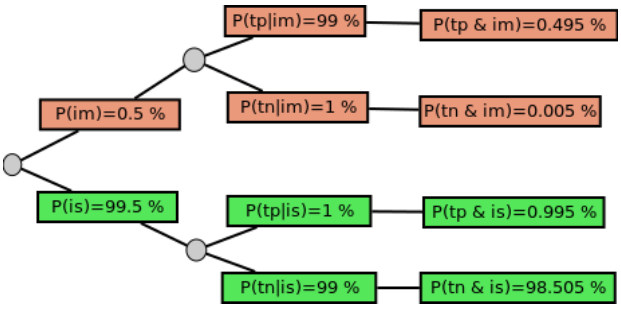


Figura B.1: Diagrama de árbol que ilustra el abanico de casos de enfermos de masculitis (im) e individuos sanos (is), conjuntamente con los resultados positivos (tp) y negativos (tn) del test de la extraña enfermedad (la intersección ∩ se denota como &). Obsérvese que hay un 99.5 % de individuos sanos y un 0.5 % de afectados. Cada grupo se desdobla según los factores, respectivamente de especificidad y sensibilidad, propiedades estadísticas. Las cajas de la derecha son las probabilidades conjuntas de un tipo de test y un tipo de individuo. A partir del diagrama pueden deducirse otras probabilidades. Por ejemplo, la probabilidad de que, dado un test positivo, el individuo esté realmente enfermo, es decir $P(im|tp)$ que, con el teorema de BAYES, es $P(im|tp) = \frac{P(tp\cap im)}{P(tp\cap im)+P(tp\cap is)} = \frac{0{,}495}{0{,}495+0{,}995} \approx 0{,}332 \approx 33\,\%$

B.2 El problema de Monty Hall

El de MONTY HALL es un problema de lógica y probabilidad originalmente planteado y resuelto por STEVE SELVIN [557, 558], profesor de bioestadística en la Universidad de California, Berkeley. El problema se hizo famoso en los medios en EE. UU., en el programa de televisión *Let's make a deal*, originalmente del presentador y productor MONTY HALL, dando nombre popular al problema y, posteriormente, en una carta de CRAIG WHITAKER en el apartado *Ask Marilyn* (MARILYN VOS SAVANT) de la revista *Parade* [655]. El problema tiene una solución relacionada con probabilidades, para muchos una solución poco intuitiva e, incluso, controvertida. El problema está estrechamente relacionado con el *Problema de los tres prisioneros* [216, 217] y, también, con la más antigua *Paradoja de* BERTRAND [48, 148]. A continuación presentamos el problema, o juego, en un contexto de juego de cajas con premio en un concurso típico televisivo. Para ilustrar convenientemente el proceso de razonamiento pondremos nuestra atención en la Figura B.2 mientras vamos respondiendo a las preguntas y resolviendo el problema.

Figura B.2: Reglas del juego de MONTY HALL.

Reglas del juego de MONTY HALL. Se tienen tres cajas cerradas (Figura B.2), en una de las cuales, seleccionada al azar, se ha escondido un premio. En la primera fase del juego, con el objetivo de encontrar el premio, el concursante ha de elegir una de las tres cajas (digamos la amarilla en la Figura B.2). Una vez elegida, ésta no se abre, sino que queda señalada. En la segunda fase del juego el presentador, para ayudar al concursante, abre una de las dos cajas restantes, mostrando que está vacía (la de la derecha en la Figura B.2), de modo que sólo quedan dos cajas cerradas: la que eligió el concursante (amarilla) y otra caja (centro). En la tercera fase del juego, el concursante tendrá la opción de plantarse con la caja que eligió al principio (amarilla), o bien cambiar y elegir la otra caja (centro).

Estrategia. Hay varios aspectos interesantes en este juego. Uno de ellos es: ¿hay alguna *estrategia ganadora*? ¿Es mejor plantarse con la caja elegida al principio? ¿Es mejor cambiar? ¿O es indiferente?

Probabilidades. Otro aspecto a tener en cuenta son las probabilidades de conseguir encontrar el premio en cada fase del juego: ¿cuál es la probabilidad de encontrar el premio en la primera fase? ¿cuál es la probabilidad de encontrarlo en la tercera?

En la primera fase del juego el concursante debe elegir, al azar, una de las tres cajas. La probabilidad de elegir la caja con el premio es de:

$$\frac{\text{casos favorables}}{\text{casos posibles}} = \frac{1}{3}$$

En ese punto hay acuerdo general. Una vez elegida la caja, en la segunda fase del juego, el presentador ayuda al concursante abriendo una de las dos cajas restantes, que no contiene el premio: está vacía. Ahí empieza la tercera fase del juego: el concursante deberá elegir una de las dos cajas: bien plantarse con la caja que había elegido al principio, o bien cambiar a la otra caja que el presentador no ha abierto. Muchas personas piensan que, en este punto, la probabilidad de elegir la caja con el premio es de $\frac{1}{2}$. ¿Piensa usted de este modo?

Figura B.3: Espacio muestral en el juego de MONTY HALL.

Fuera de contexto, es una respuesta lógica: tenemos dos cajas (eso sí que es vivir el presente) y, por tanto, la probabilidad de elegir la caja con el premio es:

$$\frac{\text{casos favorables}}{\text{casos posibles}} = \frac{1}{2}$$

Que levante la mano quien piense así: mucha gente.

Examinemos el espacio muestral mediante la Figura B.3, conceptualmente similar a los diagramas de árbol tipo BAYES mostrados en la sección B.1 en la página 944. En la parte izquierda de la figura desplegamos, para la primera fase del juego, las tres opciones posibles. De las tres cajas, digamos que el concursante elige la de la izquierda. Este hecho es irrelevante pues, por simetría, pueden construirse espacios idénticos con el concursante eligiendo la del centro o la de la derecha, sin alterar las conclusiones. De modo que, por simplicidad, estudiamos los casos en que la caja elegida (en amarillo) es la de la izquierda. Hay tres casos posibles: que el premio (pirámide roja) esté en la caja izquierda (ilustrado en la fila superior), que esté en la caja central (fila del centro) o que esté en la caja derecha (fila inferior). En la segunda fase del juego, el presentador ayuda al concursante abriendo una de las cajas que el concursante no había elegido, y que ha de estar vacía. En el caso de la fila superior, puede abrir indistintamente la caja central o la derecha, digamos que la derecha. En la fila central sólo puede abrir la derecha y en la inferior sólo puede abrir la central. En la tercera fase del juego, el concursante deberá decidir si plantarse o cambiar de caja. Veamos la mejor opción en cada caso. En la fila superior es mejor plantarse, quedarse con la caja elegida inicialmente (flecha negra de ida y vuelta). En la fila del centro es mejor cambiar a la caja no elegida al principio, en resumen, es mejor cambiar (flecha negra de ida). Por último, en la fila inferior también es mejor cambiar (flecha negra de ida). Repasando y contando, resulta que en 1 de los 3 casos es mejor plantarse y en 2 de los 3 casos es mejor cambiar. Por tanto, las probabilidades de encontrar el premio, en la tercera fase del juego, no son $\frac{1}{2}$ y $\frac{1}{2}$, sino que son $\frac{1}{3}$ y $\frac{2}{3}$ si, respectivamente, nos plantamos o cambiamos de caja. Empezamos así, respondiendo a las preguntas de probabilidades. En la primera fase la probabilidad de encontrar el premio era de $\frac{1}{3}$ y, en la tercera fase, no es $\frac{1}{2}$, sino $\frac{1}{3}$ y $\frac{2}{3}$ si, respectivamente, nos plantamos o cambiamos de caja.

Es especialmente interesante, desde el punto de vista psicológico, el hecho de que mucha gente piensa inmediatamente en la probabilidad de $\frac{1}{2}$ en la tercera fase. ¿Porqué es así? La clave de la cuestión es que considerar, en esa tercera fase, que «tenemos dos cajas y ya está» es una descontextualización. No es tan sencillo como decir «ya está», porque no está todo: había una tercera caja, que el presentador, para ayudar al concursante, ha abierto y descartado. Se ha añadido, de algún modo, información en el problema. Hay una propensión, en la mente humana, tanto al efecto de encuadre (ver sec. 40.1.2 en la página 624) como a la descomposición analítica. Esta última es una poderosa herramienta que, no obstante, en ocasiones lleva a descontextualizar un problema, perdiendo así información relevante.

Intentemos ahora abordar las otras preguntas, relacionadas con la estrategia. En teoría de juegos se habla de *estrategia ganadora* (en juegos de *longitud infinita*) cuando existen unas pautas que inclinan la victoria hacia algún jugador. ¿Existe estrategia ganadora en este juego de MONTY HALL? Hemos visto que, en la tercera fase del juego las probabilidades son $\frac{1}{3}$ y $\frac{2}{3}$ si, respectivamente, nos plantamos o cambiamos de caja.

Es evidente que es mejor cambiar y ésa ha de ser la estrategia ganadora. Ahora bien, ¿garantiza esta estrategia ganar todas y cada una de las jugadas? Desde luego que no. Puedo jugar una vez y perder, la probabilidad de ganar es de $\frac{2}{3}$. Lo que sí sabemos es que, si jugamos un gran número de veces, ganaremos aproximadamente en $\frac{2}{3}$ de las ocasiones: ganaremos de forma estadística. Si jugamos, por ejemplo, 1000 veces, esperamos (*valor esperado*) ganar en $\frac{2}{3} \times 1000 \approx 667$ ocasiones. Sabemos también que la realidad no se adapta a nuestros modelos (por mucho que algunos lo intenten): puestos a jugar, ganaremos, por ejemplo, en 659 ocasiones, o en 651, o en 678, pero es difícil que ganemos exactamente en 667 ocasiones.

Bien. ¿Y qué tiene este juego que ver con los sistemas de predicción por conjuntos (SPCS)? Pues tiene mucho que ver, sobre todo con la verificación de los mismos. Los SPCS ofrecen predicciones del tiempo en forma de probabilidades. De un modo similar al de este juego, la estrategia ganadora existe porque hay ingredientes internos al juego que dan probabilidades de ganar superiores (o muy superiores) a $\frac{1}{2}$. Pero el precio a pagar es que nadie nos garantiza ganar jugando una sola vez: hay que jugar muchas veces. En predicción probabilista, el hecho de dar, por ejemplo, un 30 % de probabilidades de que llueva mañana en Almendricos, no será contrastable siquiera con la precipitación observada al día siguiente. Pero utilizando la predicción probabilista durante todos los días del año, finalmente podremos hacer un balance con sentido (ver, por ejemplo, sección 15.10 en la página 240) y comprobar que usar predicciones de un SPC es una estrategia ganadora lo que implica, en el sentido del *valor económico relativo* (sección 15.10 en la página 240), que es más rentable que otras estrategias.

C_1	C_2	C_3
$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$

Tabla B.1: Tabla de probabilidades inicial en el juego de MONTY HALL.

Profundicemos un poco más en el aspecto de la información que aporta el presentador del juego al abrir una de las cajas que no elige el concursante. Para ello, vamos a definir sucesos asociados a cada fase del juego y, a continuación, construiremos unas tablas con probabilidades individuales y marginales, asociadas a dichos sucesos.

Consideremos los sucesos siguientes:

- C_i el premio está en la caja i. Se cumple que $P(C_i) = \frac{1}{3}$. Ver Tabla B.1.
- B_i el concursante, en la primera fase del juego, elige la caja i. Podemos pensar en sucesos conjuntos, como por ejemplo $B_1 \cap C_1$ que sería la probabilidad de que que el concursante haya encontrado el premio, siempre que éste estuviera en la primera caja, etc.
- B el concursante, en la primera fase del juego, elige la caja donde está el premio, sea cual sea la caja.
- F_i es la apertura, por parte del presentador, de una cualquiera de las cajas no elegidas por el concursante, que debe estar vacía, digamos la caja i.
- F es la apertura, por parte del presentador, de una cualquiera de las cajas no elegidas por el concursante, que debe estar vacía.

En la Tabla B.1 podemos ver probabilidades asociadas al suceso F_i en diferentes casos.

En este punto es clave notar que B y F no son sucesos independientes.

F_i	C_1	C_2	C_3
$B_1 \cap C_3$	0	1	0
$B_2 \cap C_3$	1	0	0
$B_3 \cap C_3$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	0

Tabla B.2: Tabla de probabilidades en el juego de MONTY HALL.

Normalizando las tres últimas filas de la Tabla B.2, resulta la Tabla B.3. Los sucesos descritos tienen el siguiente significado: D_1 cambiamos la elección inicial de caja, D_2 cambiamos la elección inicial de caja, D_3 nos plantamos con la caja que elegimos inicialmente.

	C_1	C_2	C_3
D_1	0	$\frac{1}{3}$	0
D_2	$\frac{1}{3}$	0	0
D_3	$\frac{1}{6}$	$\frac{1}{6}$	0

Tabla B.3: Tabla de probabilidades normalizada en el juego de MONTY HALL.

La probabilidad de encontrar el premio cambiándose viene dada por $P(D_1) + P(D_2) = \frac{1}{3} + \frac{1}{3} = \frac{2}{3}$, mientras que la probabilidad de ganar el premio plantándose viene dada por $P(D_3) = \frac{1}{3}$. Recuperamos, con esta notación, el resultado alcanzado anteriormente. Ahora introducimos la teoría de la información.

Teoría matemática de la información. La denominada teoría matemática de la información (en inglés Mathematical Theory of Communication) [72, 342], estudia la cuantificación, el almacenamiento y la comunicación de la información. CLAUDE E. SHANNON fue pionero en esta concepción en 1948 [559], estudiando procesamiento de señales y aspectos como compresión de datos. Entre sus numerosas aplicaciones están la ya mencionada compresión de datos, tanto sin pérdida (*lossless*) como con filtrado de información innecesaria (*lossy*), codificación de canales, etc. Se ha utilizado en las misiones *Voyager*, inventos como el CD, telefonía móvil, desarrollo de Internet, estudios de lingüística y de la percepción humana y comprensión de los agujeros negros, entre otras muchas. En teoría de la información se trabaja con *entropía*. La entropía es una magnitud común en física, asociada al desorden, en particular al número de estados posibles de un sistema.

Entropía en teoría matemática de la información. En este ámbito la entropía es una magnitud clave que cuantifica la cantidad de incertidumbre asociada al valor de una variable aleatoria o al resultado de un proceso estocástico. Por ejemplo, puede demostrarse que el resultado de un lanzamiento de moneda al aire (sin trucar) provee menos información (entropía más baja) que el resultado de una tirada de dado (asimismo sin trucar). Para una variable con sucesos x_i y probabilidades asociadas $p(x_i)$, la entropía viene dada por la expresión:

$$H(X) = \sum p(x_i) \log_2 \left(\frac{1}{p(x_i)} \right) \qquad \text{(B.1)}$$

Para dos variables:

$$H(X|Y) \sum_{i,j=1}^{3} p(x_i \cap y_i) \log_2 \left(\frac{1}{p(x_i)} \right) \qquad \text{(B.2)}$$

Entropía e incertidumbre en el problema de MONTY HALL. Sin profundizar demasiado en los fundamentos de la teoría, vamos a calcular directamente las medidas de entropía y de pérdida de incertidumbre asociadas al problema de MONTY HALL. Para la primera fase, la entropía correspondiente es:

$$\begin{aligned} H(X) &= \sum_{i=1}^{3} P(C_i) \log_2 \left(\frac{1}{P(C_i)} \right) = \\ &= \sum_{i=1}^{3} \frac{1}{3} \log_2 \left(\frac{1}{\frac{1}{3}} \right) = 3 \times \frac{1}{3} \log_2 (3) = \\ &= \log_2 (3) \end{aligned}$$

Para la tercera fase, la entropía vendrá dada por la expresión:

$$\begin{aligned} H(X|Y) = \sum_{i,j=1}^{3} P(C_i \cap D) \log_2 \left(\frac{1}{P(C_i)} \right) = \\ +0 + P(C_2 \cap D_1) \log_2 \left(\frac{1}{P(C_2)} \right) + 0 \\ + P(C_1 \cap D_2) \log_2 \left(\frac{1}{P(C_1)} \right) + 0 + 0 \\ + P(C_1 \cap D_3) \log_2 \left(\frac{1}{P(C_1)} \right) + \\ + P(C_2 \cap D_3) \log_2 \left(\frac{1}{P(C_2)} \right) + 0 \end{aligned}$$

Sustituyendo:

$$\begin{aligned} H(X|Y) = \quad & 0 & & + \frac{1}{3} \log_2 2 & & +0 \\ & + \frac{1}{3} \log_2 2 & & +0 & & +0 \\ & + \frac{1}{6} \log_2 2 & & + \frac{1}{6} \log_2 2 & & +0 = \end{aligned}$$

Es decir:

$$H(X,Y) = \frac{1}{3} + \frac{1}{3} + \frac{1}{6} + \frac{1}{6} = 1$$

Ahora, la información mutua o balance de entropía viene dado por:

$$\begin{aligned} I(X,Y) &= H(X) - H(X|Y) = \\ &= \log_2 (3) - 1 = \log_2 (3) - \log_2 (2) = \\ &= \log_2 \left(\frac{3}{2} \right) \end{aligned}$$

Esta diferencia indica que ha habido una disminución de incertidumbre, cuantificada como $\log_2 \left(\frac{3}{2} \right)$, sobre la variable aleatoria X, una vez que conocemos el resultado sobre la variable aleatoria Y. El presentador ha añadido información al abrir la caja y esa disminución de incertidumbre está cuantificada en $\log_2 \left(\frac{3}{2} \right)$.

B.3 El problema del cumpleaños

Numerosos problemas aparentemente inocentes esconden conceptos de probabilidad relativamente sencillos que pueden desafiar el sentido común. Entre los más conocidos hemos seleccionado el problema del cumpleaños.

Problema del cumpleaños. ¿Cuál es la probabilidad de que en una clase de 23 alumnos haya algún cumpleaños repetido?

A priori y, sin experiencia en problemas y ejercicios de probabilidad, mucha gente responderá que hay muy poca probabilidad. Y estarán equivocados. Construyamos una respuesta paso a paso.

En primer lugar calculemos la probabilidad de que dos personas no repitan cumpleaños. Tomemos a la primera persona como base y la segunda persona deberá haber nacido cualquier día, excepto el del cumpleaños de la primera. Por tanto:

$$P(2) = \frac{364}{365} \approx 0{,}9973$$

Calculemos, ahora, la probabilidad de que tres personas no repitan cumpleaños. Volvemos a tomar a la primera como base, la segunda puede cumplir en $\frac{364}{365}$ y, siguiendo el razonamiento, la tercera en $\frac{363}{365}$. La probabilidad conjunta es, suponiendo que son sucesos independientes:

$$P(3) = \frac{364}{365} \times \frac{363}{365} \approx 0{,}9918$$

Así, la probabilidad de que los 23 alumnos hayan nacido en días distintos es:

$$P(23) = \frac{364}{365} \times \frac{363}{365} \times \cdots \times \frac{343}{365} \approx 0{,}4927$$

La probabilidad de lo contrario, es decir, del suceso complementario, será pues:

$$1 - P(23) = 1 - 0{,}4927 = 0{,}5073 \approx 51\,\%$$

Curiosamente, la probabilidad de encontrar dos o más cumpleaños repetidos en una clase de 23 alumnos es ligeramente superior al 50 %. Con 30 alumnos esa probabilidad subiría al 70 %, con 50 hasta el 97 % y con 100 alumnos ya llegamos, redondeando, al 100 %. De forma exacta, hace falta llegar a 366 alumnos para que resulte imposible la repetición de, al menos, un cumpleaños. A partir de 61 alumnos ya se supera el 99,5 % y, a partir de 83, se supera el 99,995 %.

Temas relacionados en el cine y la literatura

C

CARLOS TORCAL TELLO
Analista de Sistemas TI, Coritel
Escritor de cuentos

JOSÉ MIGUEL GALLARDO
Unidad de Teledetección Terrestre, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Escritor

> I myself am deep green and very worried about the future of humankind due to what I see as devastating climate impact events coming down the road in the next 500 years, if we as a world community do not stop C02 emissions soon. So for me, cli-fi is a fiction genre that might be helpful in waking people up and serving as an alarm bell.
>
> *Cli-fi: could a literary genre help save the planet?* – DAN BLOOM, editor que acuñó el término *Cli-fi*, entrevista del periodista DAVID HOLMES

Aunque la física del caos en la predicción meteorológica no es abordada como tal, en toda su magnitud, en el cine o en la literatura, los fenómenos meteorológicos han puesto contexto a numerosas obras y, en menor medida, la física del caos aparece en unas cuantas. Con no poco esfuerzo, hemos intentado encontrar un cierto número de referencias en estas formas de arte donde se abordan temas afines a la meteorología o a la teoría del caos y que pueden conectar con algunos aspectos mostrados en este libro. Presentamos así una primerísima y muy sencilla aproximación a unas pocas películas y novelas que tocan, a mayor o menor distancia, temas relacionados con el caos y la meteorología o la climatología y el cambio climático. Ofrecemos una sinopsis de estas obras seleccionadas, así como nuestra modestísima impresión desde el punto de vista técnico-científico.

Palabras clave: meteorología, física del caos y cambio climático en el cine y la literatura, género literario cli-fi.

Imagen parte superior: Sol de atardecer y parhelio, a la derecha, entre cirrus fibratus y otras formaciones nubosas. Collado Villalba, 23-01-2018. Fotografía de AURORA SANTOS.

C.1 Cine

CARLOS TORCAL TELLO
Analista de Sistemas TI, Coritel
Escritor de cuentos

El cine, a lo largo de su historia, ha contado con frecuencia relatos que por lo general tenían la siguiente línea argumental: nos presentaban a los protagonistas y sus proyectos. Todos aparentemente felices y tranquilos. Poco a poco iban pasando cosas que hacían que todo se torciese, incluso se fuera al traste. Pero al final los guionistas lo conseguían arreglar y ponían un final feliz para que los espectadores se fueran contentos y volvieran a pasarse por las salas.

En géneros como el fantástico o el de la ciencia ficción, a veces la propia naturaleza era la causante del desvío del plan inicial, siendo muchas veces el meteorológico un factor clave para estos casos (películas como *Twister* o *El día de mañana* son claros ejemplos). Otras veces, el afán desmedido del protagonista en pasar a la posteridad a cualquier precio era la causa del caos en que desembocaba todo. Vienen a la mente clásicos como *Jekyll y Hide*, *La Isla del Doctor Moureau*, *Los pasajeros del tiempo*, *El hombre con rayos X en los ojos*, *El planeta de los simios*, etc. Más recientemente, películas como *Parque Jurásico* o *El efecto mariposa*, se han ocupado del problema de la imprevisibilidad.

Los viajes en el tiempo son, en este ámbito, un lugar común. La película *Timeline* plantea un viaje al pasado en el que unos científicos interfieren en un mundo medieval lleno de guerras. En *El final de la cuenta atrás*, un portaaviones de la marina americana de maniobras por las costas de Hawaii es engullido por una monumental tormenta y desaparece sin dejar rastro alguno. Pasada la tormenta, descubren que han retrocedido en el tiempo hasta el 7 de diciembre de 1941, el día del bombardeo japonés a la base de Pearl Harbour. ¿Se verán afectados el futuro y el presente? Parece lógico pensar que sí. Aunque podría ser un desastre. ¿Qué pasaría si viajásemos al pasado y matásemos a nuestra madre antes de nacer nosotros? La paradoja resulta inevitable: ¿Cómo habríamos podido entonces viajar al pasado sin haber llegado a nacer? La película *El sonido del trueno* lleva al cine un relato corto de RAY BRADBURY abordado en la sección de literatura de este capítulo y que plantea cuestiones similares. Otras películas plantean viajar en sentido contrario, es decir, hacia el futuro. En *Los pasajeros del tiempo*, *Terminator*, o *Regreso al Futuro* en alguna de sus partes, se va hacia delante en el tiempo para saber qué va a ser de nosotros.

Pero no sólo el género de la ciencia ficción se ha ocupado de problemas relacionados con la incertidumbre y el caos. Películas como *Atrapado en el tiempo*, *Caos* o *Cuando todo está perdido* cuentan historias en las que un hombre racional y metódico, instruido y sobradamente preparado para llevar a buen puerto sus objetivos se ve, por una serie de circunstancias imprevisibles, irremediablemente abocado a situaciones diferentes a lo que esperaba y descubriendo que no se puede controlar el destino. *Cuando todo está perdido* cuenta la historia de un viejo lobo de mar (ROBERT REDFORD) que navega en solitario por el océano Índico y descubre una mañana al despertarse que el casco de su velero se ha agrietado debido a un choque con un contenedor que flotaba a la deriva. A partir de este momento, todo se tuerce para este hombre que deberá superar todo tipo de problemas si quiere sobrevivir.

Volviendo a la ciencia, como hemos destacado al principio, ésta ocupa muchas veces un importante lugar dentro del cine. Películas como *Gravity*, *Interstellar*, *Apollo 13* y *2001 Una Odisea en el espacio* son muy rigurosas a la hora de cuidar los detalles científicos. Por ejemplo, en ellas no suena ningún ruido de explosiones, disparos ni nada parecido, ya que en el espacio no hay sonido porque no existe aire por el que puedan transmitirse las ondas sonoras. Por tanto tampoco hay oxígeno, por lo que tampoco tienen cabida el fuego de las explosiones o los disparos. Pero no siempre los productores y guionistas aportan todo el rigor científico que sería deseable. En contraposición a los anteriores, filmes como *Armageddon* o *Independence Day* se saltan a la torera estos detalles técnicos.

Un ejemplo lo encontramos cuando entra en juego la ingravidez. En *Independence Day*, los protagonistas salen al espacio a combatir a unos extraterrestres pero no les afecta en nada que no exista gravedad. Ellos siguen caminando tranquilamente por el suelo como si estuvieran en la Tierra. Por el contrario, en *2001 Una Odisea en el espacio*, se muestra a la perfección cómo el hombre ha sido capaz de diseñar naves que funcionan con gravedad artificial por medio de la fuerza centrífuga. De esta forma, en la ingravidez del espacio, se ve cómo una nave actúa como el tambor de una lavadora girando sobre sí misma para crear una gravedad artificial y así pegar al suelo los pies de los tripulantes. Esa gravedad artificial, en el contexto de la física, se llama aceleración centrífuga, una aceleración debida al hecho de estar montados sobre un

sistema de referencia llamado no inercial [197, 359].

A continuación desglosamos algunas de las películas que directa o indirectamente tienen relación con el caos, la meteorología o la climatología. Para alguna de ellas hemos añadido el apartado de *Aspectos técnicos* para apuntar aquellos detalles que nos han llamado la atención desde el punto de vista científico.

***El efecto mariposa*, de Eric Bress y J. Mackye Gruber.**

Título original: The Butterfly Effect

Año: 2004

Director: ERIC BRESS, J. MACKYE GRUBER

Guión: ERIC BRESS, J. MACKYE GRUBER

Música: MICHAEL SUBY

Reparto: ASHTON KUTCHER, AMY SMART

Género: Fantástico. Thriller. Drama | Viajes en el tiempo

Sinopsis: Un joven con traumas de infancia, descubre una técnica que le permite viajar atrás en el tiempo y meterse en su cuerpo de niño para poder cambiar el curso de su historia. Sin embargo también descubre que cualquier mínimo cambio en el pasado produce un gran impacto en su futuro.

Aspectos técnicos: esta película plantea la idea de universos paralelos como alternativa a la idea clásica de que solo exista una línea temporal absoluta. Cada vez que un viajero del tiempo viaja al pasado y cambia algo, se crea un universo paralelo que transcurre por su propia línea temporal. De alguna forma se conseguiría evitar posibles paradojas que nos impidieran viajar hacia atrás en el tiempo tal y como comentábamos en la introducción. Sin embargo, plantea un problema diferente, el protagonista puede viajar a su pasado tantas veces como quiera pero el escenario de muchos mundos que se generan da como resultado que, cada vez, termina en una rama diferente de la historia de la que salió. Desde un punto de vista muy libre, se aborda el tema del efecto mariposa (sec. 5.5 en la página 70).

***Desafío total*, de Paul Verhoeven.**

Título original: Total Recall

Año: 1990

Director: PAUL VERHOEVEN

Guión: DAN O'BANNON, GARY GOLDMAN (basado en el relato de PHILIP K. DICK)

Música: JERRY GOLDSMITH

Reparto: ARNOLD SCHWARZENEGGER, SHARON STONE, MICHAEL IRONSIDE

Género: Ciencia ficción. Acción

Sinopsis Año 2084. Un hombre tiene un sueño recurrente donde aparece Marte. Decide acudir a una agencia de viajes virtuales para que le implanten en su cerebro una experiencia virtual que se desarrolle en dicho planeta. Pero durante el implante algo falla que le hace darse cuenta de quién es realmente, un agente especial que en su pasado ya vivió en Marte.

Aspectos técnicos: La presión atmosférica superficial de Marte es aproximadamente 1/100 de la de la Tierra. Eso supone que la atmósfera de Marte puede ser considerada, aproximadamente, un vacío. Un humano desprotegido perdería el sentido en cerca de 20 segundos y podría sobrevivir no más de un minuto en la superficie de Marte sin un traje espacial. ¡¡Pero eso tampoco quiere decir que se te salgan los ojos de las órbitas en pocos segundos!!

***El sonido del trueno*, de Peter Hyams.**

Título original: A Sound of Thunder

Año: 2005

Director: PETER HYAMS

Guión: THOMAS DEAN DONNELLY (Historia: RAY BRADBURY)

Música: NICK GLENNIE-SMITH

Reparto: EDWARD BURNS, BEN KINGSLEY, CATHERINE MCCORMACK

Género: Ciencia ficción. Acción. Aventuras | Viajes en el tiempo

Sinopsis: Año 2054. Los viajes en el tiempo están a la orden del día. La empresa que tiene la patente organiza safaris para cazar dinosaurios prehistóricos. El jefe de la expedición se ocupa de la seguridad de los viajeros. Sin embargo, jugar con el tiempo es muy peligroso y cualquier error puede tener consecuencias devastadoras en el presente.

Aspectos técnicos: BRADBURY se anticipa de alguna manera a LORENTZ (sec. 5.5 en la página 70) quien, años después del relato, acuñó (o recuperó) el término *efecto mariposa* aplicado a la meteorología. El escritor plantea en su relato que si se viaja al pasado hay que tener cuidado de no dejar ningún objeto allí, no traerse nada, no pisar nada... ya que la menor variación podría tener gran repercusión en el futuro. En este caso el efecto mariposa provocará grandes cambios en el futuro pero en forma de oleadas, mediante lo que denomina como «ondas temporales»; es decir, si algo se ha cambiado en el pasado, el futuro no se verá afectado de inmediato. BRADBURY introduce la atractiva idea de que los cambios llegarán a través de dichas ondas, como cuando tiras una piedra en un estanque.

Twister, de Jan de Bont.

Título original: Twister

Año: 1996

Director: JAN DE BONT

Guión: MICHAEL CRICHTON, ANNE-MARIE MARTIN

Música: MARK MANCINA

Reparto: HELEN HUNT, BILL PAXTON, PHILIP SEYMOUR HOFFMAN

Género: Acción | Catástrofes

Sinopsis: Una impresionante tormenta va a llegar a Oklahoma y dos grupos de científicos expertos en tornados se disponen a ser los primeros que obtengan resultados sobre la misma.

Aspectos técnicos: Los tornados generados por ordenador que se muestran en esta película son absolutamente espectaculares y el guión es bastante didáctico, ya que se explica bastante bien al espectador cómo funciona un tornado. No obstante, hay algún detalle técnico no del todo preciso. Por ejemplo, la categoría de un tornado (F3, F5, etc.) no se puede anunciar a priori como ocurre en algún momento de la película. Por el contrario, una vez que ha pasado y que se ha medido la velocidad de los vientos y los destrozos que ocasionados, sí que se puede clasificar. Además, la película transcurre en 1969 y la escala que tipifica los tornados según la daños que provocan (*escala Fujita*), no se creó hasta dos años después.

Sharknado, de Anthony C. Ferrante.

Título original: Sharknado

Año: 2013

Director: ANTHONY C. FERRANTE

Guión: THUNDER LEVIN

Música: RAMIN KOUSHA

Reparto: IAN ZIERING, TARA REID, JOHN HEARD

Género: Acción | Catástrofes

Sinopsis: Un tremendo huracán llega a la ciudad de Los Ángeles y provoca devastadores tornados que extraen a los tiburones del mar y los lanzan contra la población.

Aspectos técnicos: La probabilidad de que grandes escualos como los que aparecen en esta película sean levantados por un huracán es francamente baja. Por si fuera poco, se sabe que los tiburones son sensibles a los cambios en la presión, por lo que suelen abandonar el área justo antes de una gran tormenta. Los tiburones pequeños o de medio tamaño migran a otras latitudes y los tiburones de gran tamaño, como el toro o el tiburón blanco, descienden a aguas profundas. Sin embargo, un tornado puede ser el responsable de capturar animales pequeños y ligeros como peces o ranas y dejarlos caer a grandes distancias de su lugar de origen [172, 620].

***El final de la cuenta atrás*, de Don Taylor.**

Título original: The Final Countdown

Año: 1980

Director: DON TAYLOR

Guión: DAVID AMBROSE

Música: JOHN SCOTT

Reparto: KIRK DOUGLAS, MARTIN SHEEN, KATHARINE ROSS

Género: Ciencia ficción. Fantástico | Viajes en el tiempo.

Sinopsis: Un portaaviones de la marina americana de maniobras por las costas de Hawaii es engullido por una monumental tormenta y desparece sin dejar rastro alguno. Pasada la tormenta, descubren que han viajado hacia atrás en el tiempo. Ahora están a 7 de diciembre de 1941, el día del bombardeo japonés a la base de Pearl Harbor.

Aspectos técnicos: entre la fantasía y la ciencia-ficción, el delicado tema del viaje al pasado para realizar cambios en el presente se trata con poco rigor, dando prioridad a la acción y el americanismo. No se menciona el efecto mariposa en sí.

***Viaje alucinante al fondo de la mente*, de Ken Russell.**

Título original: Altered states

Año: 1980

Director: KEN RUSSELL

Guión: PADDY CHAYEFSKY

Música: JOHN CORIGLIANO

Reparto: WILLIAM HURT, BLAIR BROWN, BOB BALABAN, CHARLES HAID

Género: Ciencia ficción. Fantástico.

Sinopsis: Un científico está dispuesto a llegar hasta el límite en sus experimentos para descubrir el «verdadero» origen del hombre. Está convencido de que los átomos del cerebro humano tienen memoria y que han ido acumulando información desde el principio de los tiempos. Su propósito es viajar a su propia «memoria molecular» para llegar a descubrir su propia esencia primigenia mucho más cercana a la de los animales y al resto de los seres vivos.

Aspectos técnicos: La película ofrece unos efectos especiales notables tendiendo en cuenta que se hizo hace casi cuarenta años. Aunque ciertas imágenes que se intercalan puedan parecer confusas, es recomendable verla en más de una ocasión para entenderlas en su contexto. Y es precisamente este trasfondo lo que destaca en la película por encima incluso de su poderío visual. Lo que subyace tiene gran afinidad con lo que plantea H. G. WELLS en su obra *Jekyll y Hide*. En ambas, el científico protagonista quiere descubrir su propio *yo*, uno mucho más naturalista que satisfaga sus instintos más básicos y le proporcione la felicidad que su opresiva sociedad no le ofrece. Huyendo así, en definitiva, de todos aquellos artificios que siempre han condicionado su vida (la sensación continua de estar pecando, entre otros) debido a su adoctrinamiento católico. Por otro lado, la idea de que exista una especie de subconsciente común de la especie humana, que posea información relevante sobre nuestros orígenes, es realmente vanguardista a la vez que sugerente.

***El día de mañana*, de Roland Emmerich.**

Título original: The Day After Tomorrow

Año: 2004

Director: ROLAND EMMERICH

Guión: ROLAND EMMERICH, JEFFREY NACHMANOFF

Música: HARALD KLOSER

Reparto: DENNIS QUAID, JAKE GYLLENHAAL, IAN HOLM

Género: Ciencia ficción. Acción | Catástrofes.

Sinopsis: Un meteorólogo en una base de la Antártida obtiene unos resultados alarmantes de unas perforaciones y observa como un gigantesco bloque de hielo del tamaño de un pequeño estado se suelta y cae al mar. Inmediatamente alerta a las autoridades de que todo apunta una inminente catástrofe a escala mundial. El planeta

está abocado a una nueva era glacial provocada por los efectos del calentamiento global. Debido a que el hielo se ha derretido en los polos, los océanos han incrementado demasiado su nivel. Este exceso de agua ha trastocado completamente las corrientes marinas de las que depende el clima en la Tierra.

Aspectos técnicos: El cambio climático que congela el planeta no puede ocurrir en apenas cuatro semanas. Se trata de un proceso que tendría lugar en otras escalas de tiempo más largas, desde un par de siglos hasta miles de años. Por eso llaman la atención las corrientes de frío que congelan todo a su paso y que persiguen a los protagonistas como si de una avalancha de nieve se tratara. MICHAEL SVOBODA, en la sinopsis de su ensayo *Cli-fi on the screen(s): patterns in the representations of climate change in fictional films* [594] (2016), menciona explícitamente esta película: «*Fictional works about climate change, or cli-fi, have been hailed as a new genre [...] noting the recent emergence of films that parody concerns about climate change or that depict attempts to mitigate its causes or ameliorate its effects as possibly more disastrous than climate change itself, this study recommends that researchers in the humanities and social sciences look beyond The Day After Tomorrow, which has received far more attention than any other film.*»

C.2 Literatura

JOSÉ MIGUEL GALLARDO
Unidad de Teledetección Terrestre, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
Escritor

La meteorología es un tema que no suele ser muy recurrente en la literatura, aunque parece que últimamente sí que está captando adeptos. Tanto es así que ya se habla de un nuevo género en cine y literatura: la ficción climática o *cli-fi* [104, 320, 594, 614]. Es cierto que este género hace referencia a posibles consecuencias catastróficas del cambio climático y una de las primeras obras que trata este tema es *El mundo sumergido*, de J. G. BALLARD (de 1962), en la que mares, pantanos y lagunas cubren la mayor parte de la Tierra. El aumento de la temperatura ha propiciado un clima tropical, de manera que la flora y la fauna proliferan de forma extraordinaria y el mundo parece volver al triásico. Los pocos humanos deben desplazarse en embarcaciones y sobrevivir con los escasos restos de civilización que pueden encontrar en los pisos más altos de los rascacielos ahora sumergidos.

A continuación ofrecemos una síntesis de algunos títulos más de este género:

***El final de la Tierra*, de Frederik Pohl y Jack Williamson (1990).** Dos maestros del relato han colaborado en una historia épica del desastre y del pueblo heroico que triunfó sobre él. POHL y WILLIAMSON, en esta interesante aventura acaecida en un futuro muy posible, han realizado lo que muy pocos son capaces: tejer un tapiz de acontecimientos y personajes vivo en los detalles y memorable por el heroísmo y el sacrificio de quienes sobrevivieron a un cataclismo y a la pesadilla de sus consecuencias.

***Estado de miedo*, de Michael Crichton (2004).** Un polémico y tenso thriller para el que el autor de Parque Jurásico se documentó cuidadosamente. CRICHTON lanza una bomba de tiempo: tras las bondades de la causa ecologista puede esconderse la mentira, la manipulación informativa y el miedo como arma infalible para controlar a la humanidad: ¿Cuánto hay de cierto en lo que leemos sobre el deterioro del planeta?

***La carretera*, de Cormac McCarthy (2006).** Merecido premio Pulitzer en el que, en medio de un paisaje nevado y frío, un padre y su hijo buscan un lugar seguro donde vivir y donde escapar de los pocos hombres que han sobrevivido a lo que se supone una catástrofe bélica, medioambiental, o de cualquier otro tipo, lo que ha provocado que el clima sea gélido en todo el planeta.

***El problema de los tres cuerpos*, de Liu Cixin (2006).** Este es el primer libro de una trilogía de ciencia ficción. A priori no guarda relación ni con la meteorología ni con el clima, pero plantea una serie de conflictos que invitan a la reflexión. Empieza en el contexto de la Revolución Cultural china, cuando un proyecto militar secreto envía señales al espacio para contactar con extraterrestres. Pronto, una civilización alienígena al borde de la destrucción capta la señal y comienza a planear su desembarco en la Tierra. Durante las décadas siguientes, se comunica a través de un insólito método: un extraño videojuego virtual impregnado de historia y filosofía. Pero a medida que los alienígenas

empiezan a ganar a los jugadores terrícolas, se forman distintos bandos, unos dispuestos a dar la bienvenida a esos seres superiores y ayudarlos a hacerse cargo de un mundo tan corrupto y otros preparados para luchar contra la invasión. El resultado es una experiencia tan auténtica como reveladora sobre nuestro tiempo.

***La chica mecánica*, de Paolo Bacigalupi (2009).** ANDERSON LAKE es uno de los pocos occidentales que ha obtenido permiso de trabajo y residencia en Tailandia. Sin embargo, la fábrica que dirige es una tapadera: su misión es descubrir la reserva de semillas no modificadas de plantas desaparecidas hace muchos años en el resto del planeta, que misteriosamente se han conservado en el aislado reino asiático, y entregarla a la multinacional biotecnológica para la cual realmente trabaja. PAOLO BACIGALUPI nos lleva al siglo XXII, un mundo donde el cambio climático ha dejado grandes estragos: casi se han agotado el petróleo, el gas y el carbón, la tracción animal ha reemplazado los motores de combustión, la ingeniería genética se aplica en cultivos, animales e incluso humanos, y las multinacionales biotecnológicas controlan la principal fuente de alimentos: las semillas transgénicas.

***El año del diluvio*, de Margaret Atwood (2010).** La autora nos muestra en esta novela una visión posapocalíptica del mundo tras una catástrofe global y describe el horror de un mundo en el que la humanidad, en aras del progreso científico y tecnológico, no sólo altera el medio ambiente sino que se autodestruye.

***Solar*, de Ian McEwan (2010).** MICHAEL BEARD es un físico que recibió hace años el Premio Nobel por un descubrimiento que en los medios científicos se conoce como la combinación BEARD-EINSTEIN -y aquí comienza la feroz e irresistible ironía de MCEWAN, porque combinación implica también simbiosis, confusión-, y desde entonces se ha limitado a vivir apoltronado en sus laureles. Desde hace años no es más que un burócrata de la ciencia, un científico para quien la emoción y la aventura han quedado relegadas a la vida privada, la cabeza visible de un instituto estatal para la investigación de las energías renovables que es poco más que un artilugio político. Entre los jóvenes becarios del instituto se encuentra TOM ALDOUS, que aún se apasiona por lo que hace y tiene proyectos mucho más ambiciosos que la insignificante turbina a la que aspiran los políticos. Cuando una noche TOM lleva a BEARD a casa en su coche y conoce a PATRICE, la combinación de adulterio en las clases ilustradas y esperpento científico deviene una negra comedia de enredos, de intriga al más puro estilo de HITCHCOCK, con cadáver incluido, y aquí y ahora, en este mundo en los umbrales del gran cambio climático, del temido calentamiento global...

***El ruido de un trueno*, de Ray Bradbury (1952).** Como tal no trata el tema del cambio climático, pero sí el del efecto mariposa. Es un cuento que transcurre en el año 2055, donde un negocio llamado *Safari en el tiempo S. A.* promete llevar a sus clientes de viaje al pasado para que puedan cazar animales prehistóricos, como el tiranosaurio. Al emprender el viaje, los cazadores son advertidos de que, para evitar la paradoja del viaje en el tiempo, deben ser muy cuidadosos de dejar todo como lo encontraron en un principio, pero nada sale como esperaban...

Otras obras no tratan directamente el tema de la climatología o la meteorología, pero una de estas dos ciencias forma parte del hilo conductor de la trama o bien la desencadena, como es el caso de *«La última noche en Tremore Beach»*, de MIKEL SANTIGO, en la que una tormenta de colosales proporciones es el arranque de una novela en la que un prestigioso compositor de bandas sonoras que, tras un traumático divorcio, se refugia en un rincón perdido de la costa de Irlanda para recuperar la inspiración. La casa de Tremore Beach, aislada en una enorme y solitaria playa, parece el lugar indicado para lograrlo. Todo parece perfecto... hasta que intuye lo contrario.

***2065* de José Miguel Gallardo (2017).** La novela de la que soy autor, «2065», se ubica en el Madrid de dicho año. En sí, es una obra de ficción cuyo género es la novela negra, aunque el hilo conductor de la trama es el cambio climático y está basado en proyecciones climáticas reales, en particular utilizo las características que definen el RCP 4.5 del quinto informe del IPCC para ambientar la novela (sec. 29.6.1 en la página 519 y sec. 29.6.2 en la página 520). Una de esas características es que la tecnología no progresas a pasos de gigante pero tampoco queda estancada. Dado que un alto porcentaje de la evolución de la meteorología va de la mano de los avances tecnológicos, tenía que presentar una evolución realista de dicha ciencia, por lo que estuve analizando cómo sería y cómo se comunicaría la meteorología dentro de unos 50 años aproximadamente. Sin duda, la inercia es que la meteorología determinista vaya perdiendo fuerza en pro de la probabilista, ya que aporta más información y

de mejor calidad. Baste decir que si la probabilidad de lluvia es un 40 % para un partido de fútbol lo lógico sería jugarlo, pero si una empresa puede perder millones de euros si ese mismo día llueve, la probabilidad del 40 % seguro que se les antoja demasiado alta (sec. 15.10 en la página 240).

Lo lógico es pensar que con procesadores cada vez más potentes lleguemos a tener predicciones probabilistas cada vez con mejor resolución.

En «2065» varios asesinatos se ocultan tras las muertes que deja el cambio climático. Todos esos homicidios ocurren siempre con fenómenos meteorológicos adversos y ahora se acerca un huracán, Eolo, a la península ibérica. El próximo al que van a matar es un meteorólogo, ADRIÁN SALOR, que tendrá que pronosticar cuándo llegará el huracán para evitar su muerte. Así que el protagonista utiliza los SPC para calcular «cuáles son sus expectativas de vida». Su inquietud queda reflejada en este párrafo de la novela:

> «Llegó la noche y Adrián se fue a descansar a casa. Sin ser capaz de concentrarse en nada, intentó distraerse mirando las previsiones de las posibles trayectorias del huracán. Según lo que podía observar en los mapas, el anticiclón de las Azores —situado sobre las islas que le prestaban su nombre— se desplazaría, con una incertidumbre media-alta, hacia el sur durante los próximos días, de forma que dejaba un espacio por el que el huracán podría llegar a la península ibérica sin obstáculos. La incertidumbre de que EOLO finalmente se decantase por ese camino era media-baja. ADRIÁN encontraba cierta ironía en esos datos, pues la posibilidad que tenía de morir en los próximos días era media-baja, y se le antojaba excesivamente grande tratándose de un juego a vida o muerte, por lo que siguió consultando mapas con el fin de mejorar el pronóstico».

C.3 Lecturas recomendadas

Además de las referencias ofrecidas que abordan el novedoso género de la Cli-Fi [320, 594, 614], ÁNGELA CANTALEJO, en el suplemento Tentaciones de El País de 11-10-2015 presenta, con un lenguaje sencillo, la *Cli-Fi* como *la literatura que predice el cambio climático* [104].

El Portal *CienciaYFicción* de VÍCTOR VILA es un sitio web que, consiguiendo un equilibrio entre el rigor científico y la accesibilidad a un amplio público, informa de temas propios de la ciencia-ficción y de los márgenes vanguardistas de la ciencia abordando, desde el cine y la literatura, hasta las investigaciones más recientes en nanorobótica [627].

Terminología

D

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> La terminología designa un conjunto de términos propios que pertenecen a un campo de extensión variable, debidamente diferenciado de otros campos que pueden ser de diferentes tipos. La terminología podría definirse también como el campo de estudio interdisciplinario que se nutre de un conjunto específico de conocimientos conceptualizado en otras disciplinas (lingüística, ciencia del conocimiento, ciencias de la información y ciencias de la comunicación); se emplea también con referencia a recolectar, describir y presentar términos de manera sistemática.
>
> *20000lenguas.com* – Mª TERESA CABRÉ Y JEAN-CLAUDE CORBEIL, https://20000lenguas.com/2015/06/21/terminologia-analizamos-la-palabra-de-la-semana/

Durante la experiencia del denominado Grupo de Predecibilidad de AEMET en el desarrollo de sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) así como, después, la experiencia del autor en predicción operativa, la terminología asociada a los SPC ha sido un tema abierto, vivo, no regulado y al que nunca se prestó atención especial, principalmente por las grandes cargas de trabajo y prioridades profesionales. En el ámbito científico y técnico es habitual, cuando se trabaja en proyectos internacionales y/o se maneja literatura en inglés, adoptar terminología anglosajona, con una intención sencilla de comunicación eficaz. No obstante, nunca hemos dejado de pensar que la terminología es un aspecto importante en el desarrollo profesional, especialmente cuando se trata de comunicar y, a la hora de escribir textos en castellano, hemos recuperado cierto rigor terminológico. En este breve anexo explicamos, en parte, la terminología utilizada en este libro.

Palabras clave: terminología en predecibilidad, terminología en sistemas de predicción por conjuntos.

Imagen parte superior: Inestabilidad Kelvin-Helmholt en nubes medias. Ciudad Universitaria (Madrid), hacia el noreste, 17 de diciembre de 2012, a las 14:48. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

D.1 Predecibilidad vs predictibilidad

La Real Academia Española de la lengua (RAE) [511] incluye en su diccionario algunos términos relacionados con la cualidad de poder ser previsto. Advertimos que, por abuso de terminología anglosajona, puede caerse en el anglicismo «*predictabilidad*», que proviene del término anglosajón *predictability* y no está admitido por la RAE. Los términos que la RAE contempla son los siguientes:

- Predictibilidad: 1. f. Cualidad de predictible.
- Predictible: 1. adj. Que puede predecirse.
- Impredecibilidad: 1. f. Cualidad de impredecible.
- Predecible: 1. adj. Que puede predecirse.
- Predecir (del lat. Praedicĕre): 1. tr. Anunciar por revelación, ciencia o conjetura algo que ha de suceder.

Dado que *predecible* está contemplado como correcto, el sustantivo de cualidad formado por construcción es *predecible* que, por tanto, es correcto [211] y es el que hemos adoptado en este libro. Podemos señalar que en algunas zonas de Latinoamérica se utiliza *previsibilidad*.

D.2 Probabilista vs probabilístico

El anglicismo probabilístico/a proviene del término inglés probabilistic y, aunque su uso está medianamente extendido, no está aceptado por la RAE. El término que la RAE contempla como correcto es probabilista:

- probabilista: adj. Rel. Que profesa la doctrina del probabilismo. Apl. a pers., u. t. c. s.

No obstante, el Diccionario María Moliner sí que reserva una entrada para probabilístico, relacionándolo con el cálculo de probabilidades:

- probabilista: adepto al probabilismo
- probabilismo: doctrina ...
- probabilístico: adj. Se aplica al cálculo de probabilidades.

El Diccionario de Manuel Seco también incluye el término probabilístico:

- El término probabilista se encuentra ya recogido con idéntico significado a probabilístico.

Finalmente y, cerrando el círculo, la RAE, en su edición especial del tricentenario incluye el término probabilístico:

- probabilístico, ca: 1. adj. Perteneciente o relativo a la probabilidad.

En este libro decidimos adoptar el término *probabilista*.

D.3 Skill

El término *skill* en inglés se traduce normalmente como *habilidad*. Es un término muy utilizado en la jerga de la verificación de predicciones y tiene que ver con la calidad relativa de un sistema predictivo con respecto a otro de referencia. En algunos ámbitos ha sido popular el término *pericia* (cuya traducción más directa es *expertise*) para referirse al skill, pero hemos preferido usar el término habilidad, que creemos está más cerca del significado citado. Otro término alternativo podría ser *destreza*.

En este libro decidimos adoptar el término *habilidad,* aunque se recalca numerosas veces que hay alternativas, como *destreza* o *pericia.*

D.4 Seamless

En el ámbito de la predicción del tiempo se trabaja en diversos plazos o alcances predictivo: muy corto plazo, corto plazo, medio plazo, etc. Las herramientas que usamos los predictores, a menudo, son específicas de cada plazo, de modo que es también usual que la información que proporcionan no siempre es del todo consistente al cambiar de un palzo al siguiente. Poniendo un ejemplo sencillo, el corto plazo ocupa hasta H+48 horas y el medio plazo empieza, digamos, en la hora 49. Un modelo atmosférico de corto plazo puede suministrar temperaturas previstas en Sevilla de hora en hora para el corto plazo (los próximos dos días) y otro modelo diferente algo similar pero para el medio plazo (los días siguientes). Imaginemos que la temperatura prevista por el modelo de corto plazo para H+45, H+46, H+47 y H+48 sea de 24.3, 24.4 , 24.5 y 24.7, respectivamente. Esperamos que el modelo de medio palzo nos provea de temperaturas para H+49, H+50 con valores de 24.7 ó 24.8 grados aproximados. Pero puede darse el caso de que las temperaturas dadas por el modelo de medio palzo tangan valores para H+49 y H+50 de 22.1 y 22.3 grados. Esta inconsistencia o discontinuidad puede darse debido a que los

modelos no son perfectos y suelen estar construidos de modo algo diferente para plazos a su vez diferentes. Por estas razones en el diseño en conjunto (a grandes rasgos) de las herramientas de predicción, se suele aspirar a unos modelos y sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) sin *discontinuidades* o sin *costuras* (del término usado en inglés *seamless*). En el caso ideal podríamos disponer de un sistema de predicción sin discontinuidades desde el muy corto plazo hasta, en el otro extremo, las proyecciones del clima.

En este libro decidimos adoptar el término *sin costuras* para referirnos a *seamless*, aunque se suele mecionar sin *discontinuidades* o sin *costuras.*

D.5 Conjuntos vs ensambles

Los sistemas predictivos basados en combinar diferentes predicciones para formar un sistema probabilista fueron bautizados en inglés Ensemble Prediction Systems (EPS). La traducción en uso actualmente (2018) es la que se adoptó en AEMET en la época de implantación de estos sistemas (años 90): *sistemas de predicción por conjuntos* (SPC). Podría haberse optado, tal vez, por *ensambles*. La RAE contempla el término *ensemble*, advirtiendo que está en desuso, como *juntamente*. Contempla, también, *ensamble*, sinónimo de *ensambladura*, como acción o efecto de *ensamblar* (unir, juntar, ajustar, especialmente piezas de madera). Vemos que tiene mucho sentido utilizar estos términos. De hecho, en las jergas de predicción, modelización o de los usuarios de estos sistemas, se habla a menudo de *ensembles*, adoptando directamente terminología en inglés o en francés.

En este libro decidimos adoptar el término oficial *sistemas de predicción por conjuntos* (SPC, y no SPCs, a los acrónimos no se les añade s en plural), aunque el criterio es laxo y puede encontrarse por doquier teŕminos como *ensemble*, *ensembles* o *ensambles*.

Retratos

E

VICTOR BURGUETE AZNAR
ANA CAMPOS MANSO
MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO
MANUEL LÓPEZ CABALLERO
JOSÉ LUIS CASADO
ELENA PADORNO
TONI RODRÍGUEZ
OLGA SANTOS
LUIGI SANTINI
JAVIER SANZ GARCÍA
AURORA SANTOS
PEPE SOLERA
AMELIA VALVERDE

> Todo retrato que haya sido pintado con sentimiento es un retrato del artista, no del modelo. Éste no es más que el accidente, la ocasión. El modelo no es quien es revelado por el pintor; antes bien es el pintor quien se revela a sí mismo en el lienzo pintado. La razón por la cual no quiero exponer este cuadro es que temo haber mostrado en él el secreto de mi propia alma.
>
> *El retrato de* DORIAN GRAY – OSCAR WILDE

Presentamos en este capítulo los retratos originales de las personalidades seleccionadas por su importancia en relación con los temas de esta obra.

Palabras clave: retratos.

Imagen parte superior: Cirrus fibratus + Cirrus floccus + Cirrus uncinus. Madrid, Ciudad Universitaria, hacia el noreste, 5 de octubre de 2010, a las 10:58. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

Ilustraciones

- VICTOR BURGUETE AZNAR <victor.burguete.aznar@gmail.com>
- ANA CAMPOS MANSO <anita.campos.manso@gmail.com> <Instagram: @anita.campos.art>
- MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO.
- MANUEL LÓPEZ CABALLERO <lopezcaballero.arte@gmail.com>
- JOSÉ LUIS CASADO.
- ELENA PADORNO PRIETO.
- TONI RODRÍGUEZ.
- OLGA SANTOS <osburguete@gmail.com>.
- LUIGI SANTINI <luisrsantos@me.com>.
- AURORA SANTOS.
- JAVIER SANZ GARCÍA.
- PEPE SOLERA.
- AMELIA VALVERDE <ameraba@hotmail.com>.

Personaje	**Ilustrador, técnica**
V. I. ARNOLD	LUIGI SANTINI, MacIntosh sobre mesa.
MARIO AUGUSTO BUNGE	VÍCTOR BURGUETE, lápiz acuarelable.
ROBERTO BUIZZA	JOSÉ LUIS CASADO, grafito sobre papel.
MARY CARTWRIGHT	OLGA SANTOS, lápiz y carboncillo sobre papel.
MITCHELL JAY FEIGENBAUM	VÍCTOR BURGUETE, acuarela.
PAUL KARL FEYERABEND	MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO, grafito sobre papel.
EUGENIA KALNAY	VÍCTOR BURGUETE, lápiz acuarelable.
T. S. KUHN	AMELIA VALVERDE, óleo diluido sobre papel para óleo.
ANDREY KOLMOGOROV	ELENA PADORNO, lápiz sobre papel.
IMRE LAKATOS	AURORA SANTOS, grafito sobre papel.
JOSEPH LIOUVILLE	VÍCTOR BURGUETE, lápiz acuarelable.
JOHN EDENSOR LITTLEWOOD	ANA CAMPOS, técnica mixta, lápiz y acuarela.
EDWARD N. LORENZ	PEPE SOLERA, grafito sobre papel.
BENOIT MANDELBROT	MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO, grafito sobre papel.
DEBORAH G. MAYO	OLGA SANTOS, lápiz y carboncillo sobre papel.
ROBERT MCCREDIE	PEPE SOLERA, pastel sobre papel.
FRANCO MOLTENI	JOSÉ LUIS CASADO, grafito sobre papel.
EDGAR MORIN	TONI RODRÍGUEZ, conté sobre papel.
EMMY NOETHER	OLGA SANTOS, lápiz y carboncillo sobre papel.
LARS ONSAGER	JAVIER SANZ GARCÍA, lapiz de grafito con carboncillo sobre papel.
TIM PALMER	JOSÉ LUIS CASADO, grafito sobre papel.
HENRI POINCARÉ	JOSÉ ANTONIO SEGURA, plumilla sobre papel.
KARL R. POPPER	MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO, grafito sobre papel.
ILYA ROMANOVICH PRIGOGINE	MANUEL LÓPEZ CABALLERO, grafito sobre papel.
IAN STEWART	VÍCTOR BURGUETE, acuarela.
RENÉ THOM	VÍCTOR BURGUETE, lápiz acuarelable.
ZOLTAN TOTH	OLGA SANTOS, lápiz y carboncillo sobre papel.
NORBERT WIENER	ELENA PADORNO, lápiz sobre papel.

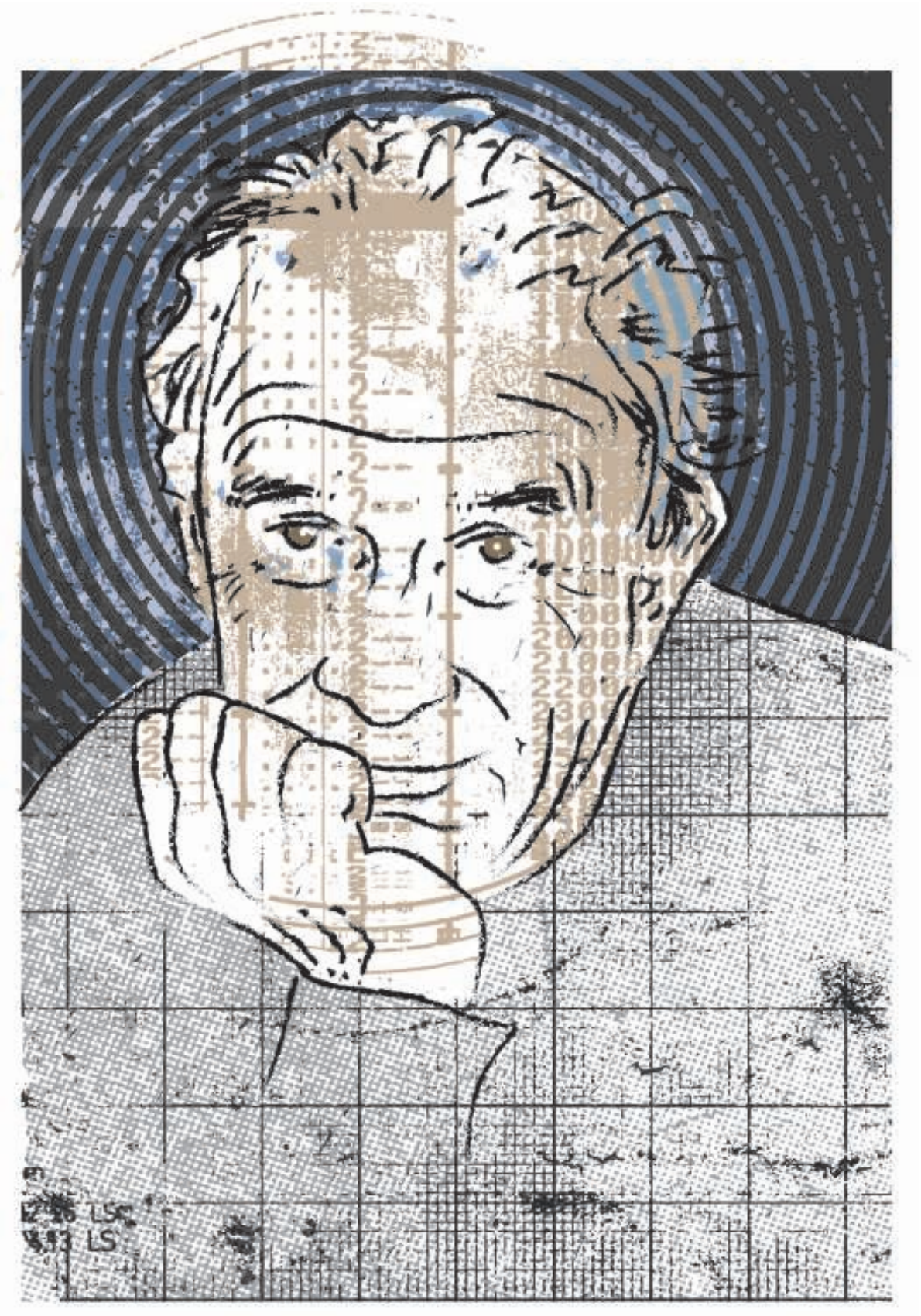


Figura E.1: VLADIMIR IGOREVICH ARNOLD (*Figura 2.2 en la página 26*). LUIGI SANTINI, *MacIntosh sobre mesa.*

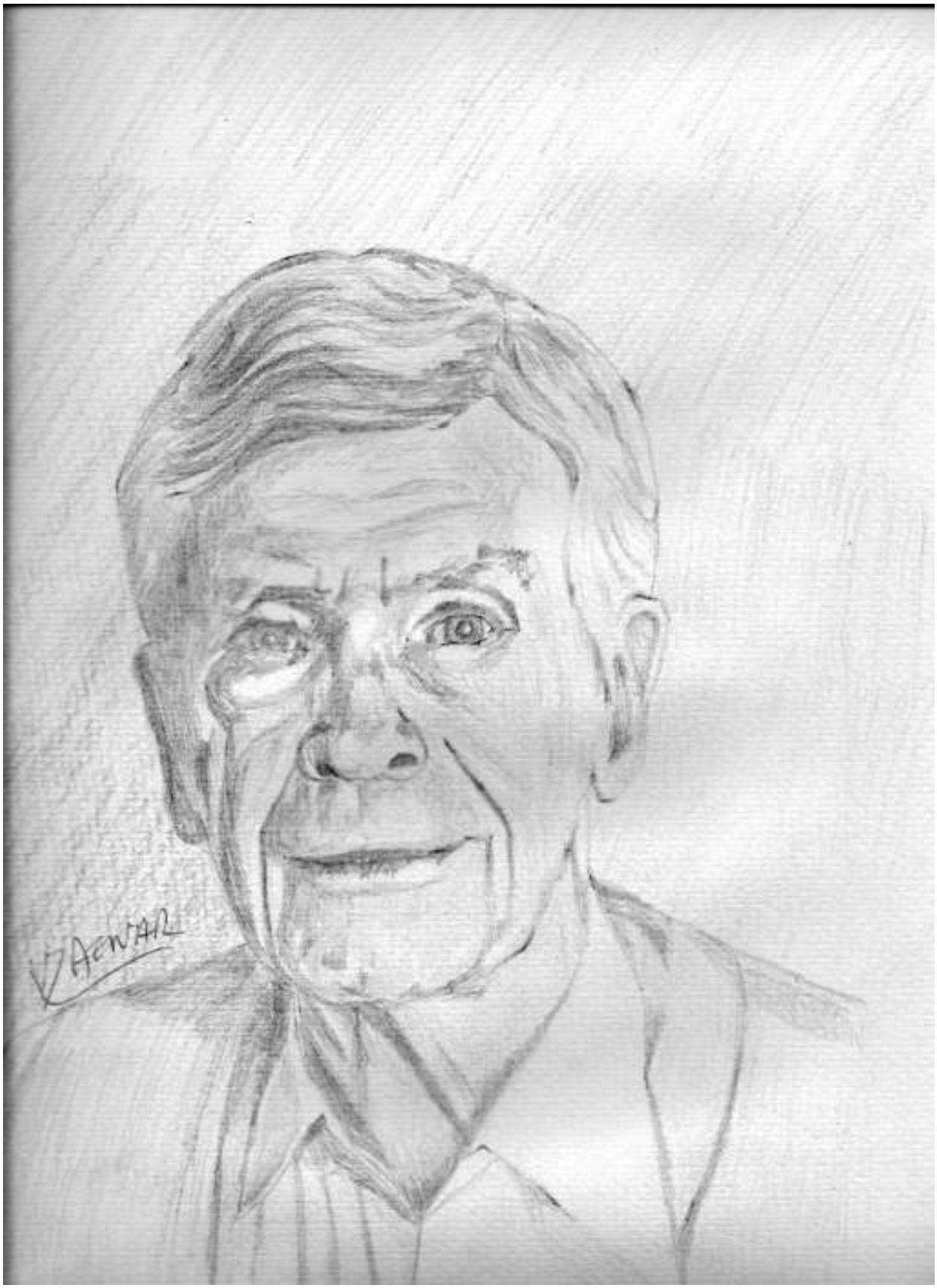


Figura E.2: MARIO AUGUSTO BUNGE (*Figura 2.1 en la página 21*). VÍCTOR BURGUETE, *lápiz acuarelable.*

Figura E.3: ROBERTO BUIZZA (*Figura 26.2 en la página 403*). JOSÉ LUIS CASADO*, grafito sobre papel.*

Figura E.4: MARY CARTWRIGHT (*Figura 2.1 en la página 21*). OLGA SANTOS*, lápiz y carboncillo sobre papel.*

Figura E.5: MITCHELL JAY FEIGENBAUM (*Figura 2.2 en la página 26*). VÍCTOR BURGUETE*, acuarela.*

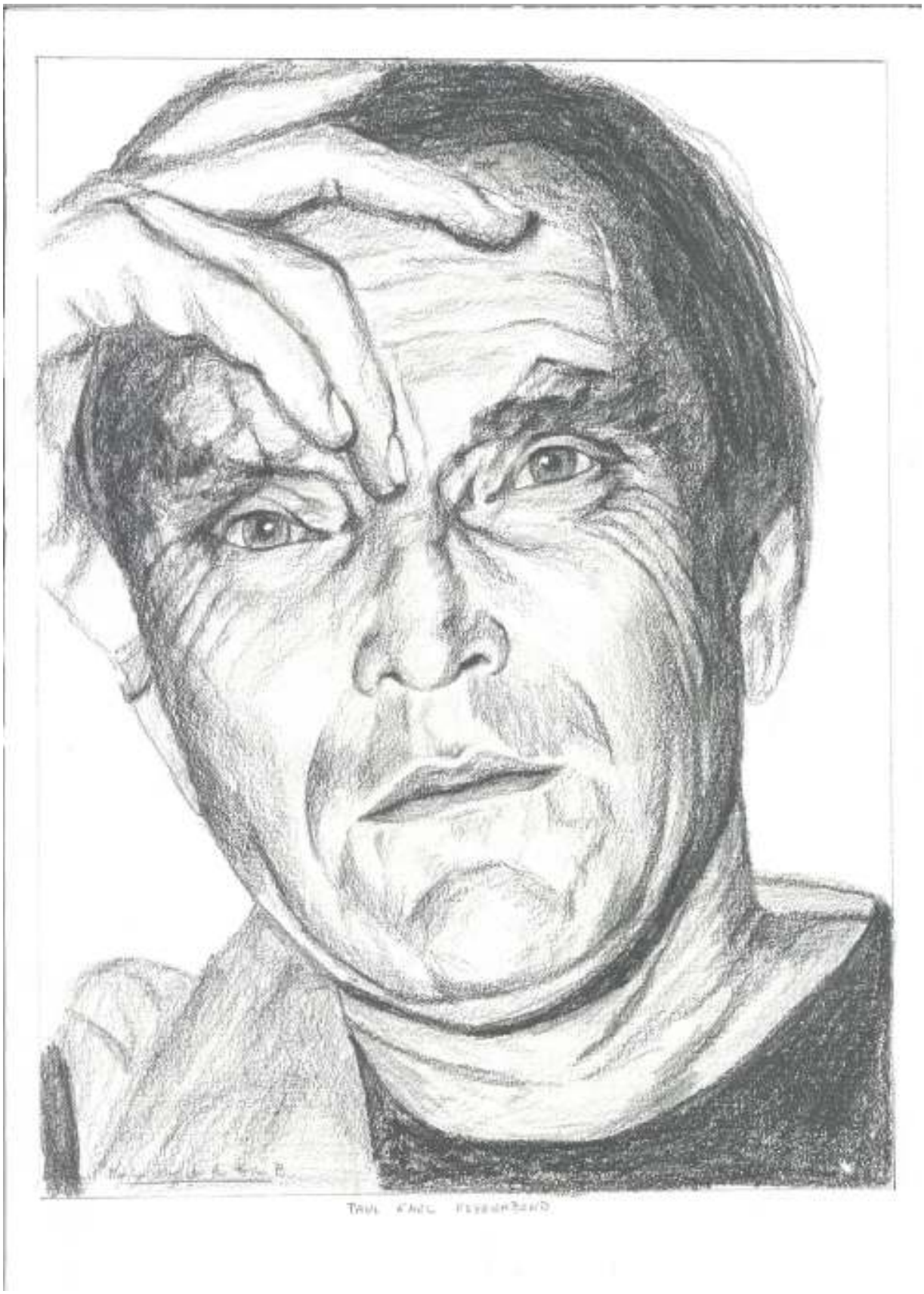


Figura E.6: PAUL KARL FEYERABEND (*Figura 2.2 en la página 26*). MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO, *grafito sobre papel.*

Figura E.7: EUGENIA KALNAY (*Figura 26.2 en la página 403*). VÍCTOR BURGUETE*, lápiz acuarelable.*

Figura E.8: T. S. KUHN (*Figura 2.1 en la página 21*). AMELIA VALVERDE*, óleo diluido sobre papel para óleo.*

Figura E.9: ANDREY KOLMOGOROV (*Figura 2.2 en la página 26*). ELENA PADORNO*, lápiz sobre papel.*

Figura E.10: IMRE LAKATOS (*Figura 2.1 en la página 21*). AURORA SANTOS, *grafito sobre papel.*

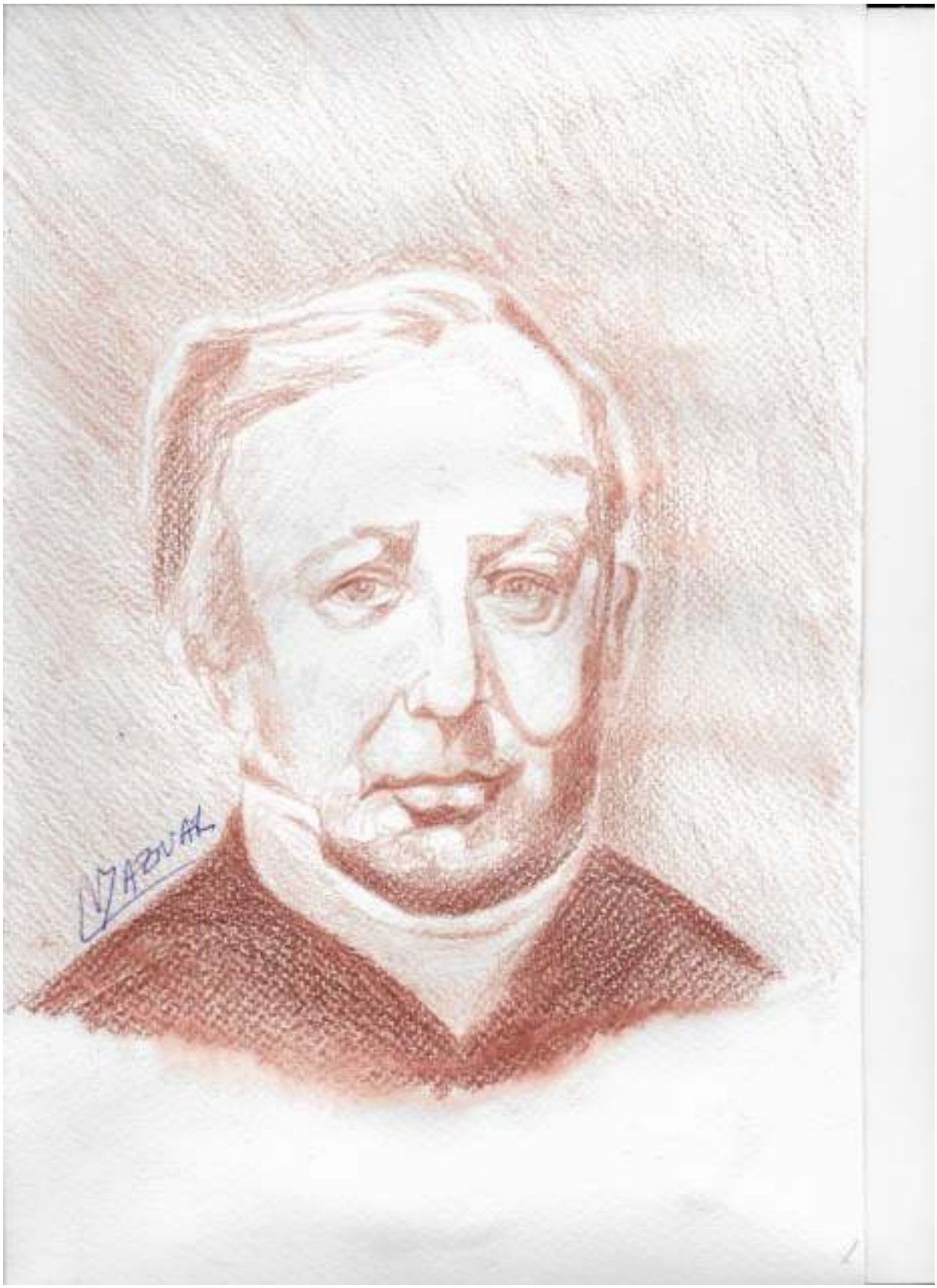


Figura E.11: JOSEPH LIOUVILLE (*Figura 2.1 en la página 25*). VÍCTOR BURGUETE*, lápiz acuarelable.*

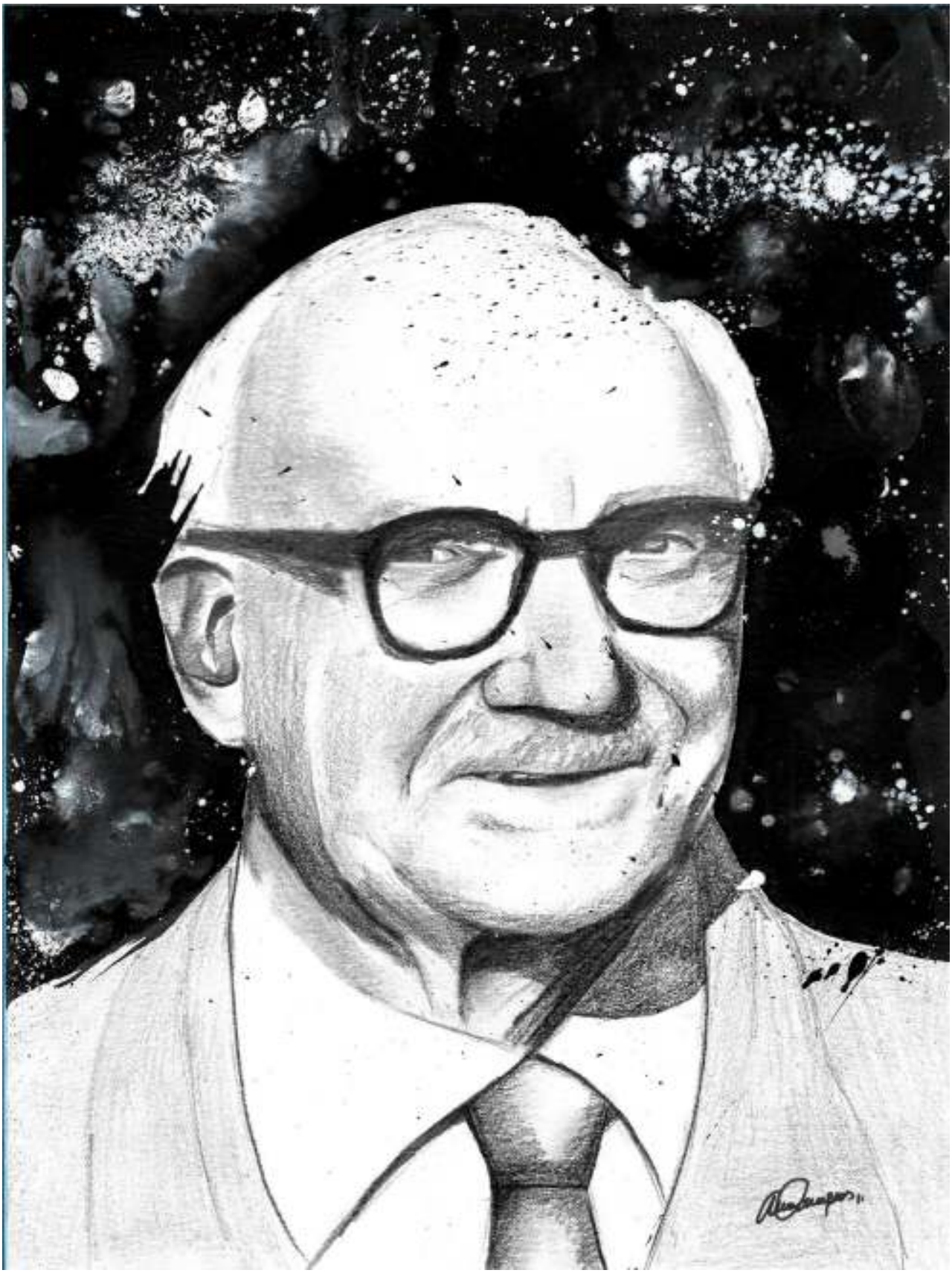


Figura E.12: JOHN EDENSOR LITTLEWOOD (*Figura 2.1 en la página 25*). ANA CAMPOS*, técnica mixta, lápiz y acuarela.*

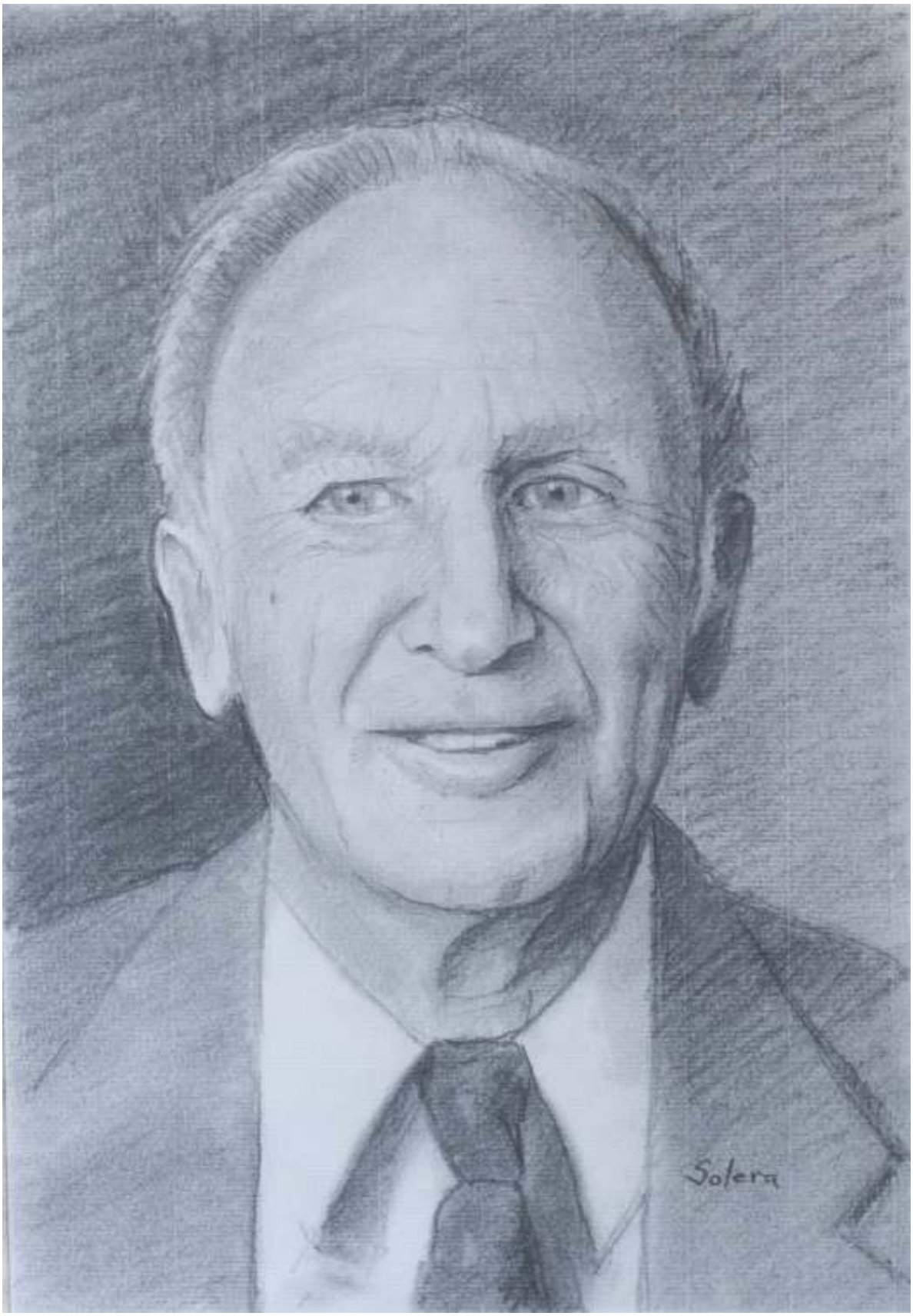


Figura E.13: EDWARD N. LORENZ (*Figura 26.2 en la página 403*). PEPE SOLERA, *grafito sobre papel.*

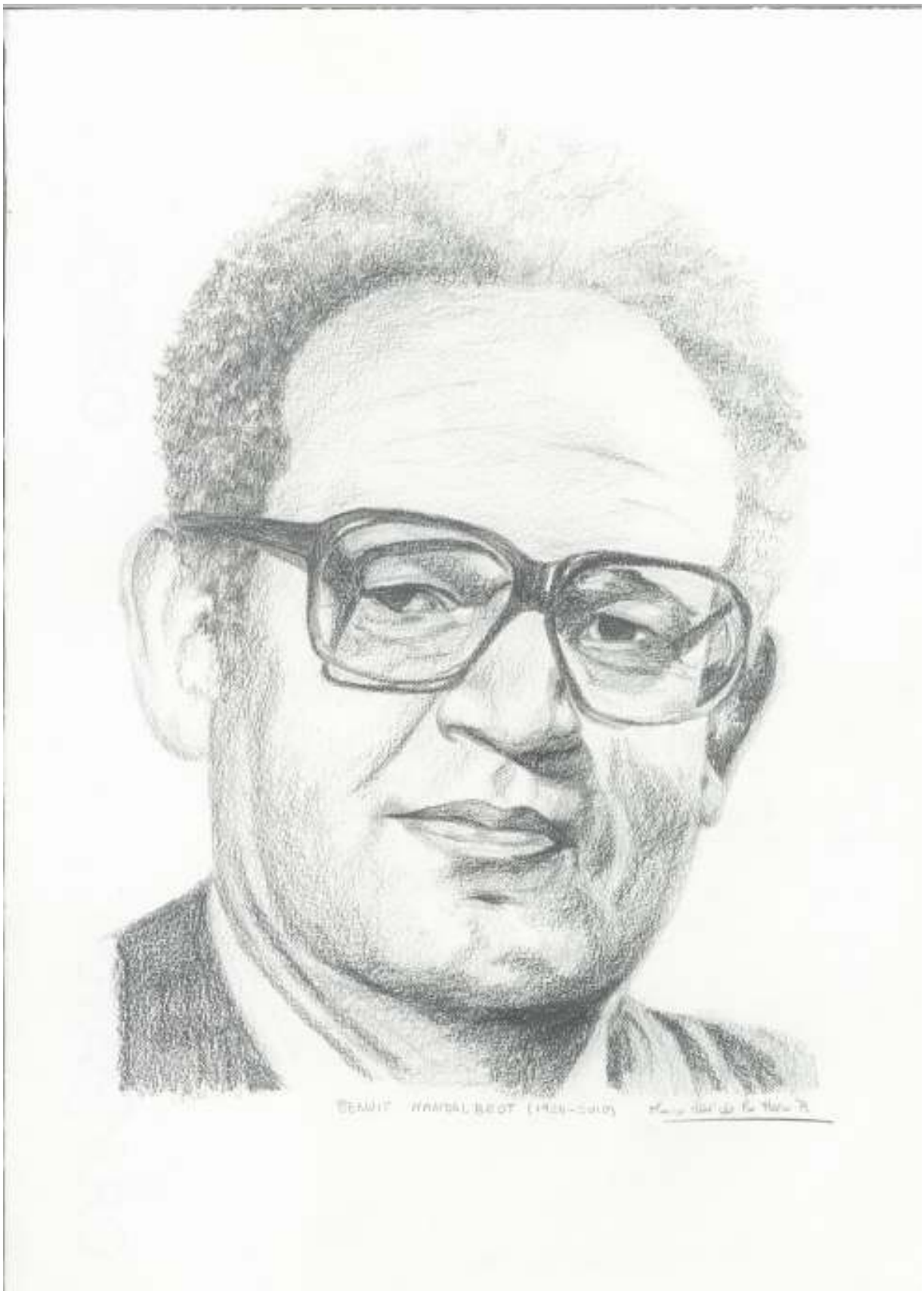


Figura E.14: BENOIT MANDELBROT (*Figura 2.1 en la página 25*). MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO, *grafito sobre papel.*

Figura E.15: DEBORAH G. MAYO (*Figura 2.1 en la página 21*). OLGA SANTOS*, lápiz y carboncillo sobre papel.*

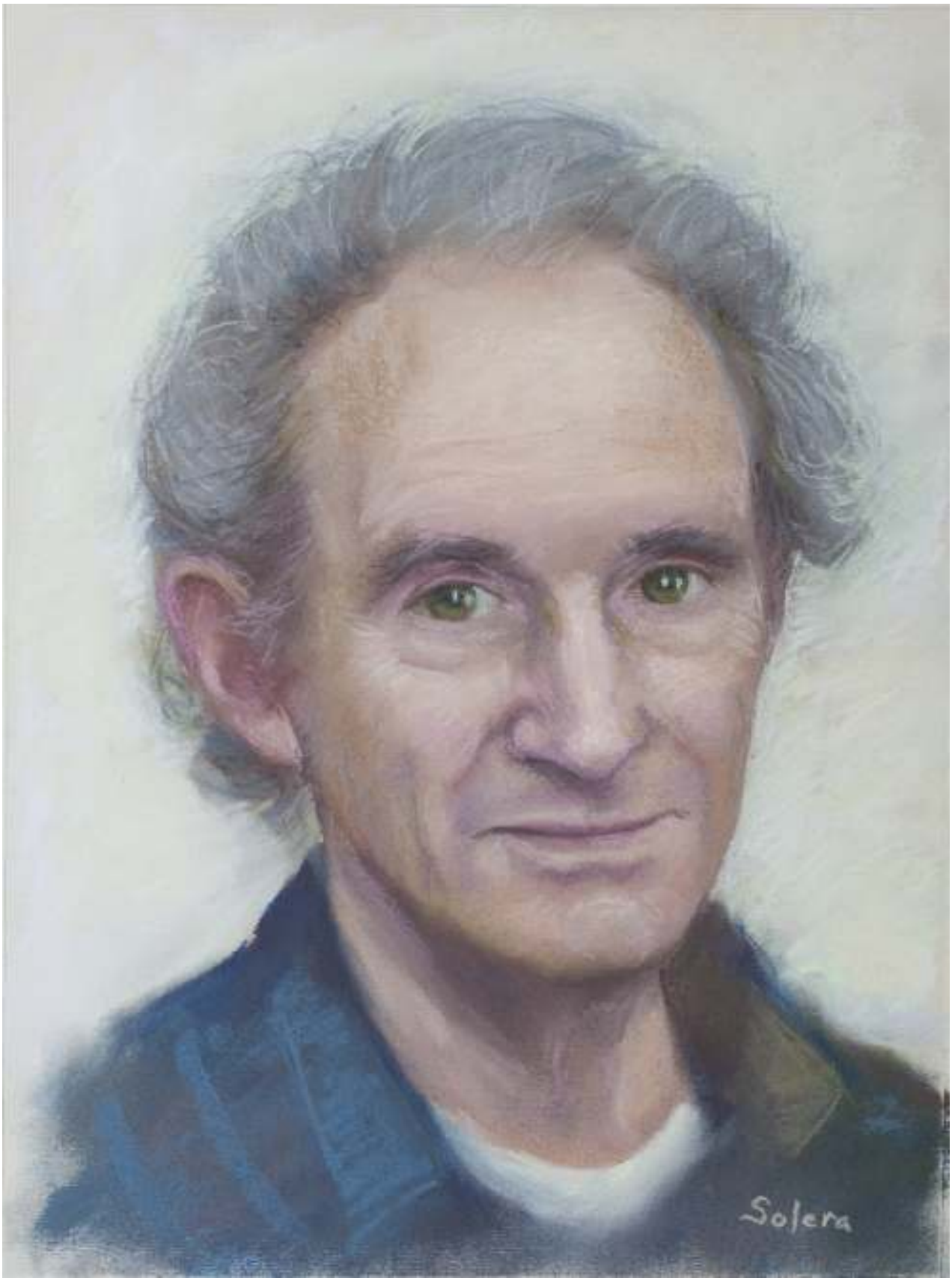


Figura E.16: ROBERT MCCREDIE (*Figura 2.2 en la página 26*). PEPE SOLERA*, pastel sobre papel.*

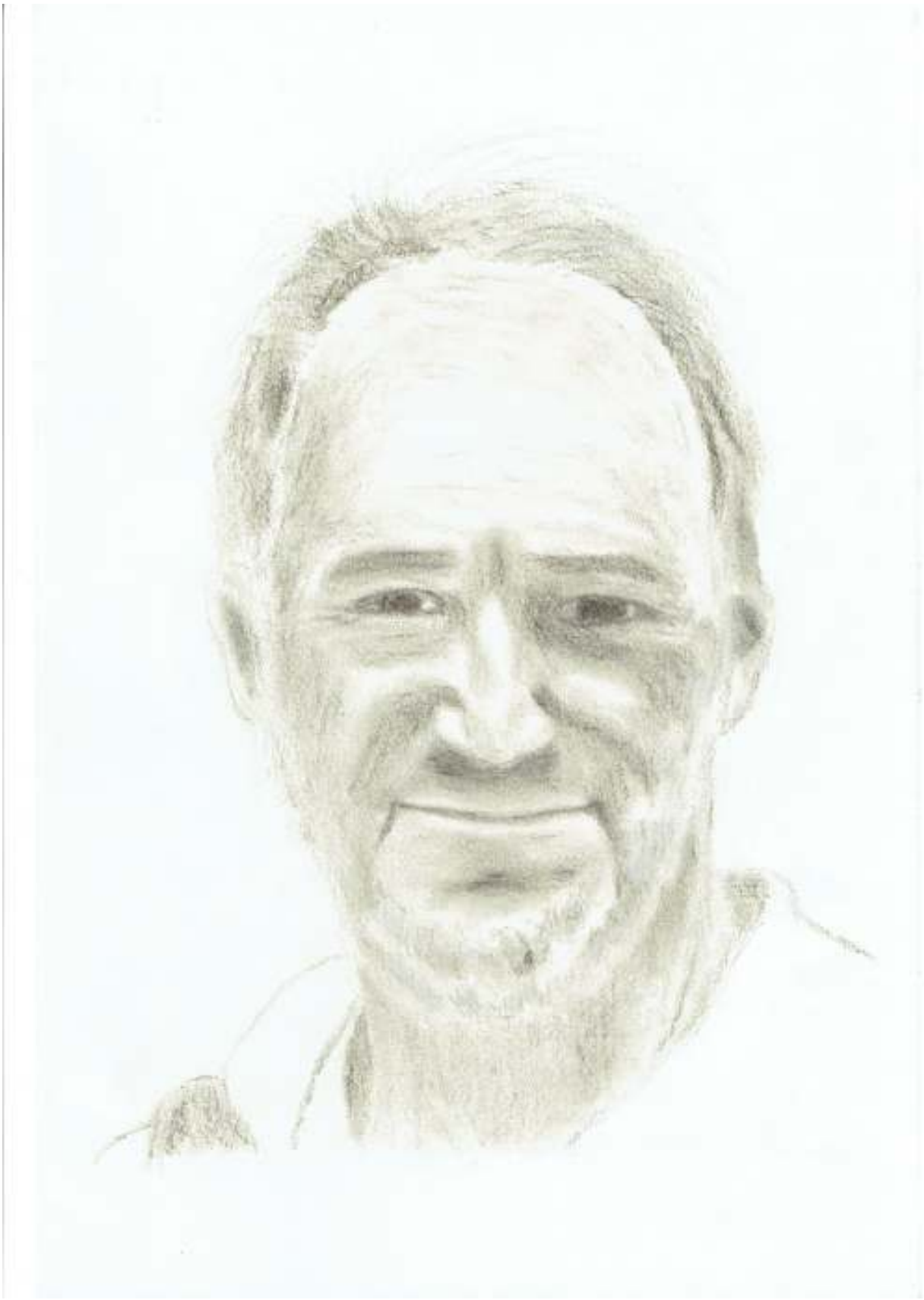


Figura E.17: FRANCO MOLTENI (*Figura 26.2 en la página 403*). JOSÉ LUIS CASADO*, grafito sobre papel.*

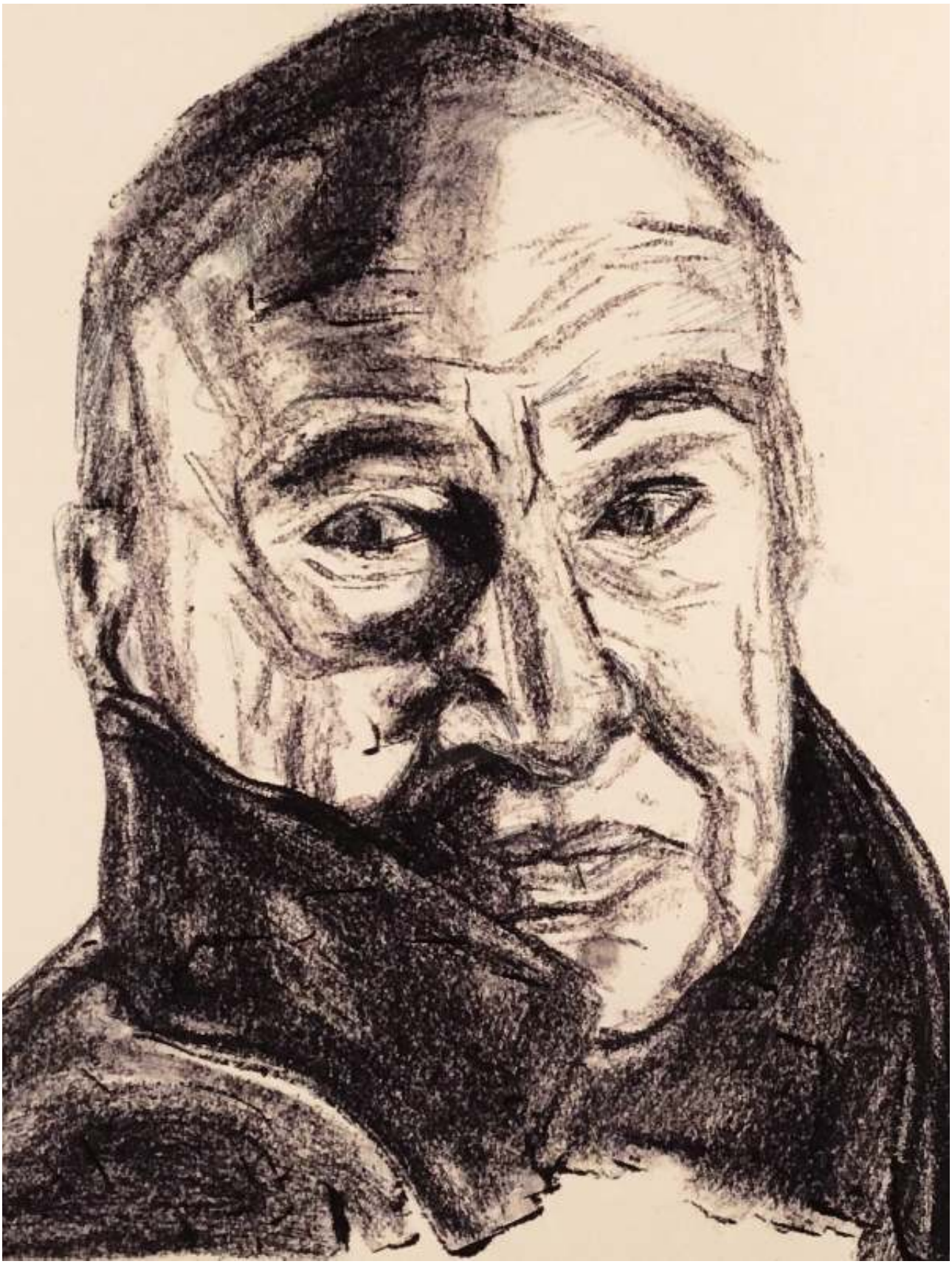


Figura E.18: EDGAR MORIN (*Figura 2.2 en la página 26*). TONI RODRÍGUEZ, *conté sobre papel.*

Figura E.19: EMMY NOETHER (*Figura 2.1 en la página 25*). OLGA SANTOS*, lápiz y carboncillo sobre papel.*

Figura E.20: LARS ONSAGER (*Figura 2.2 en la página 26*). JAVIER SANZ GARCÍA, *lapiz de grafito con carboncillo sobre papel.*

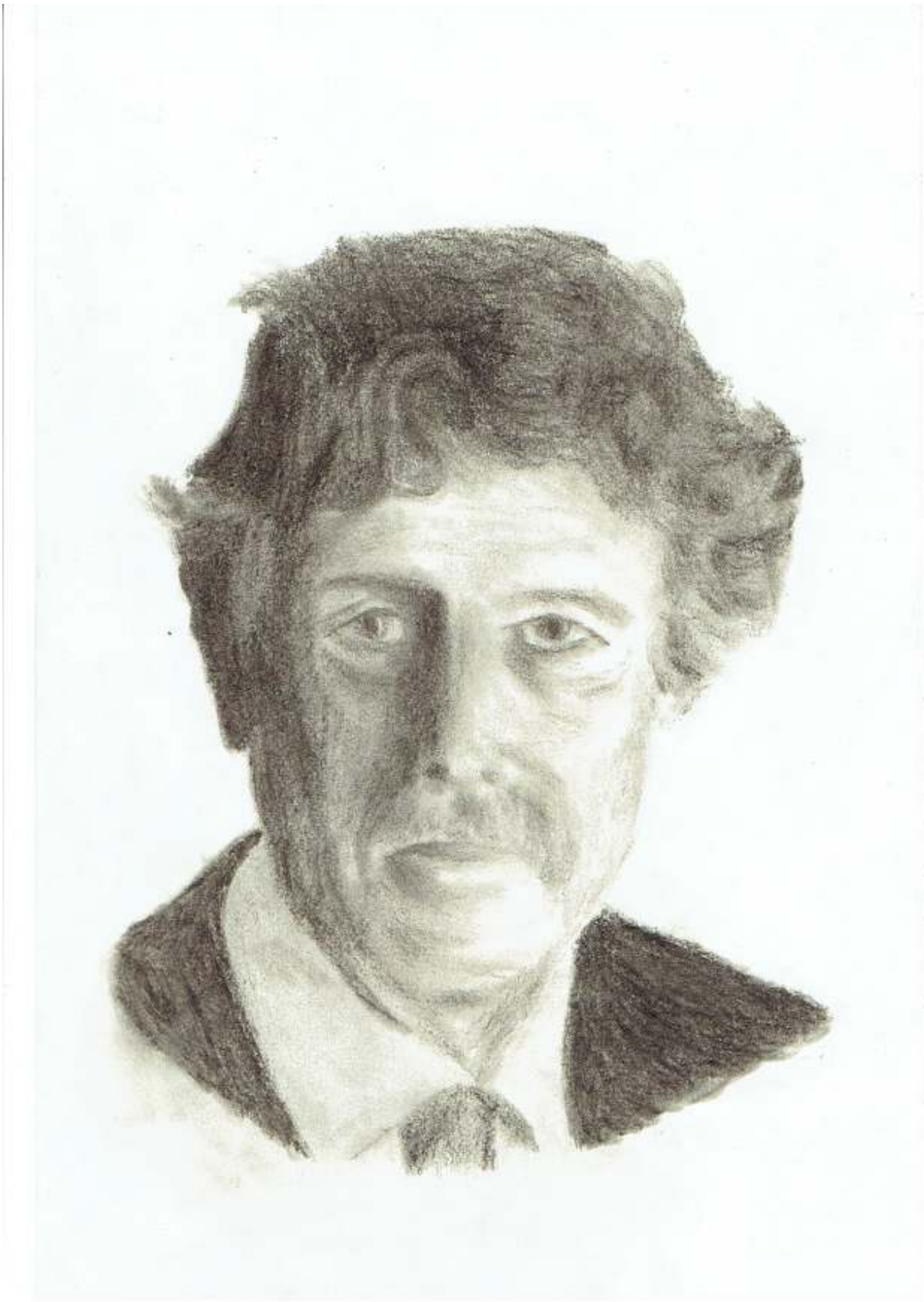


Figura E.21: TIM PALMER (*Figura 26.2 en la página 403*). JOSÉ LUIS CASADO, *grafito sobre papel.*

Figura E.22: HENRI POINCARÉ (*Figura 2.1 en la página 25*). JOSÉ ANTONIO SEGURA, *plumilla sobre papel.*

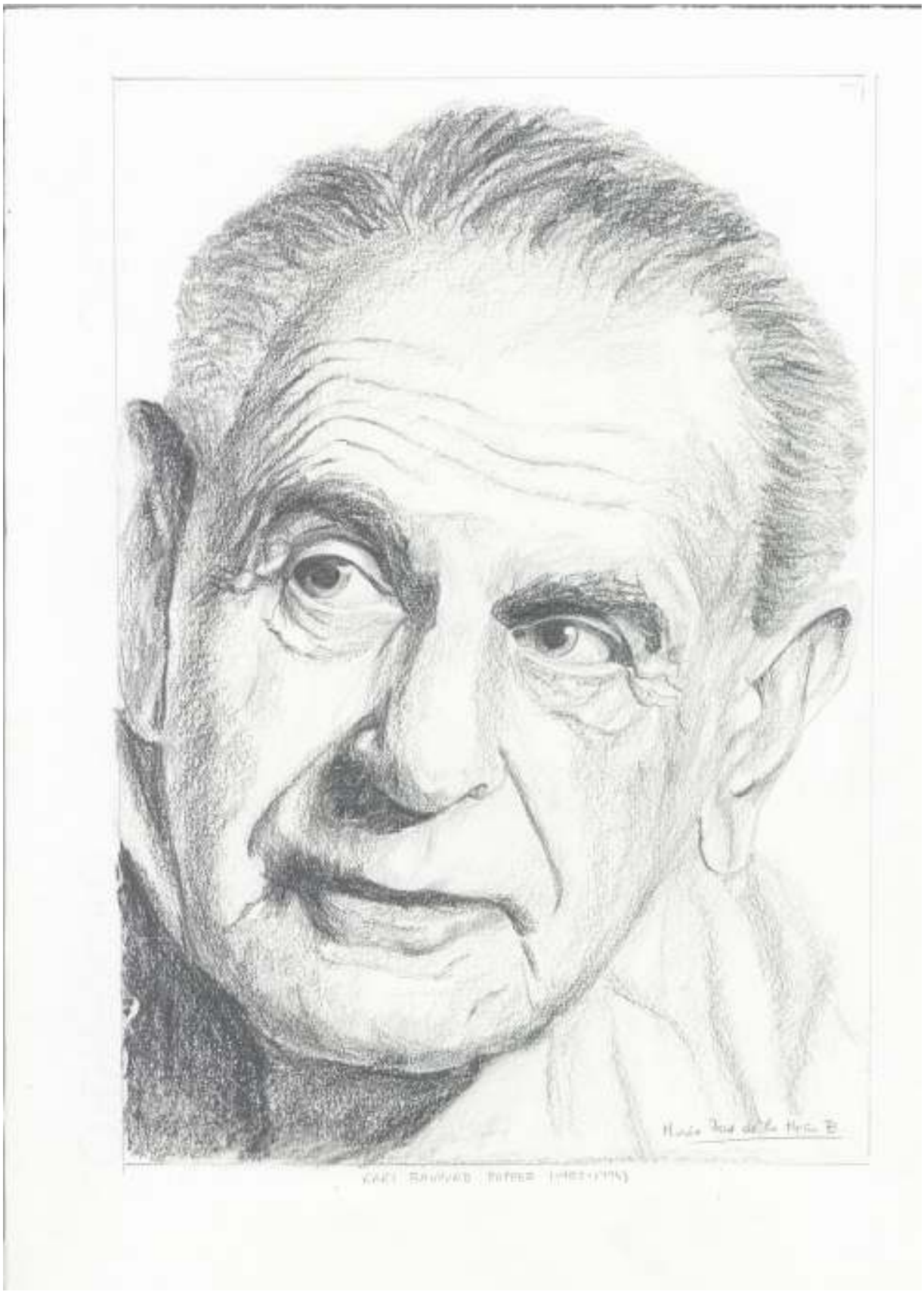


Figura E.23: KARL RAIMUND POPPER (*Figura 2.1 en la página 21*). MARÍA JOSÉ DE LA HERA BRAVO*, grafito sobre papel.*

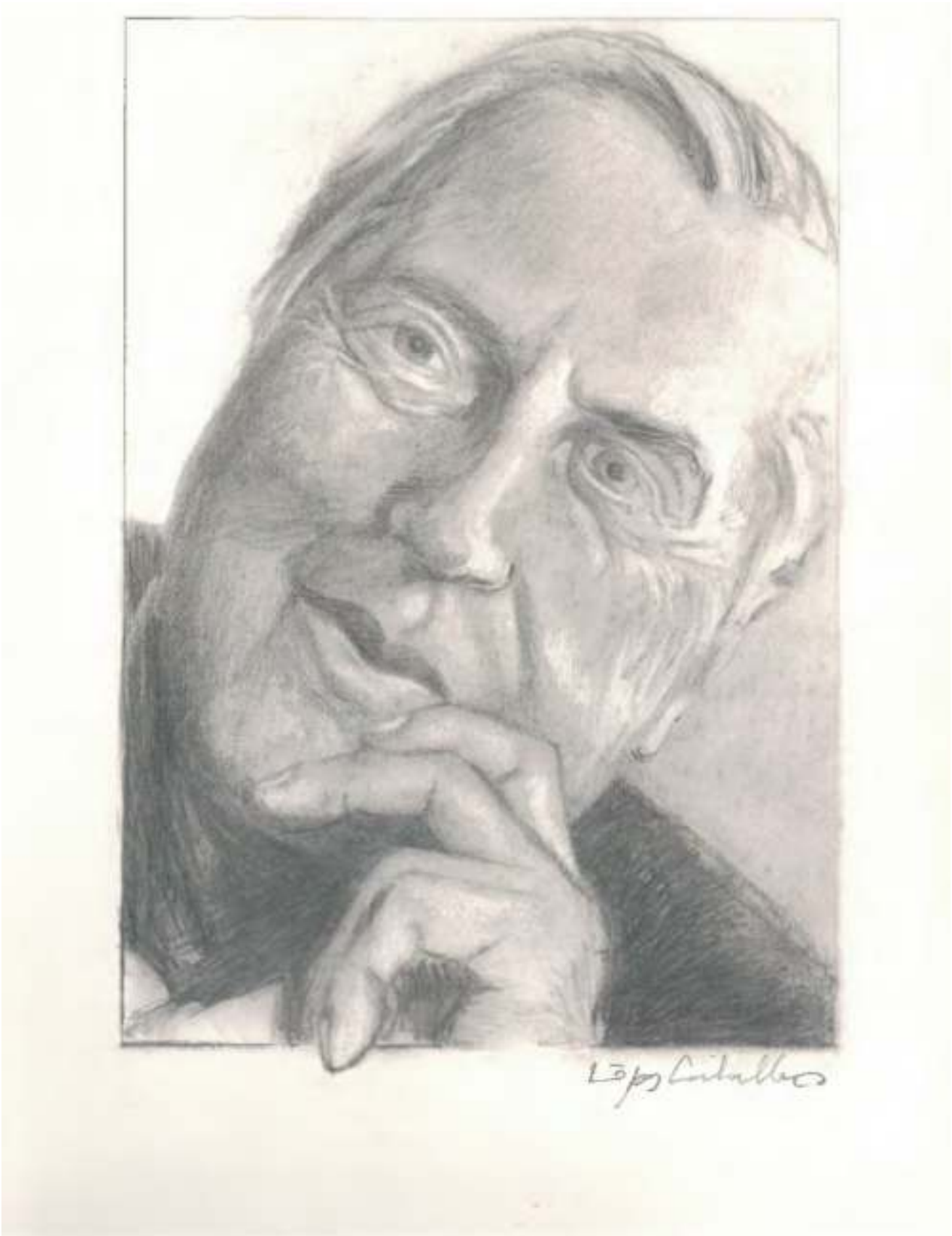


Figura E.24: ILYA ROMANOVICH PRIGOGINE (*Figura 2.1 en la página 25*). MANUEL LÓPEZ CABALLERO, *grafito sobre papel.*

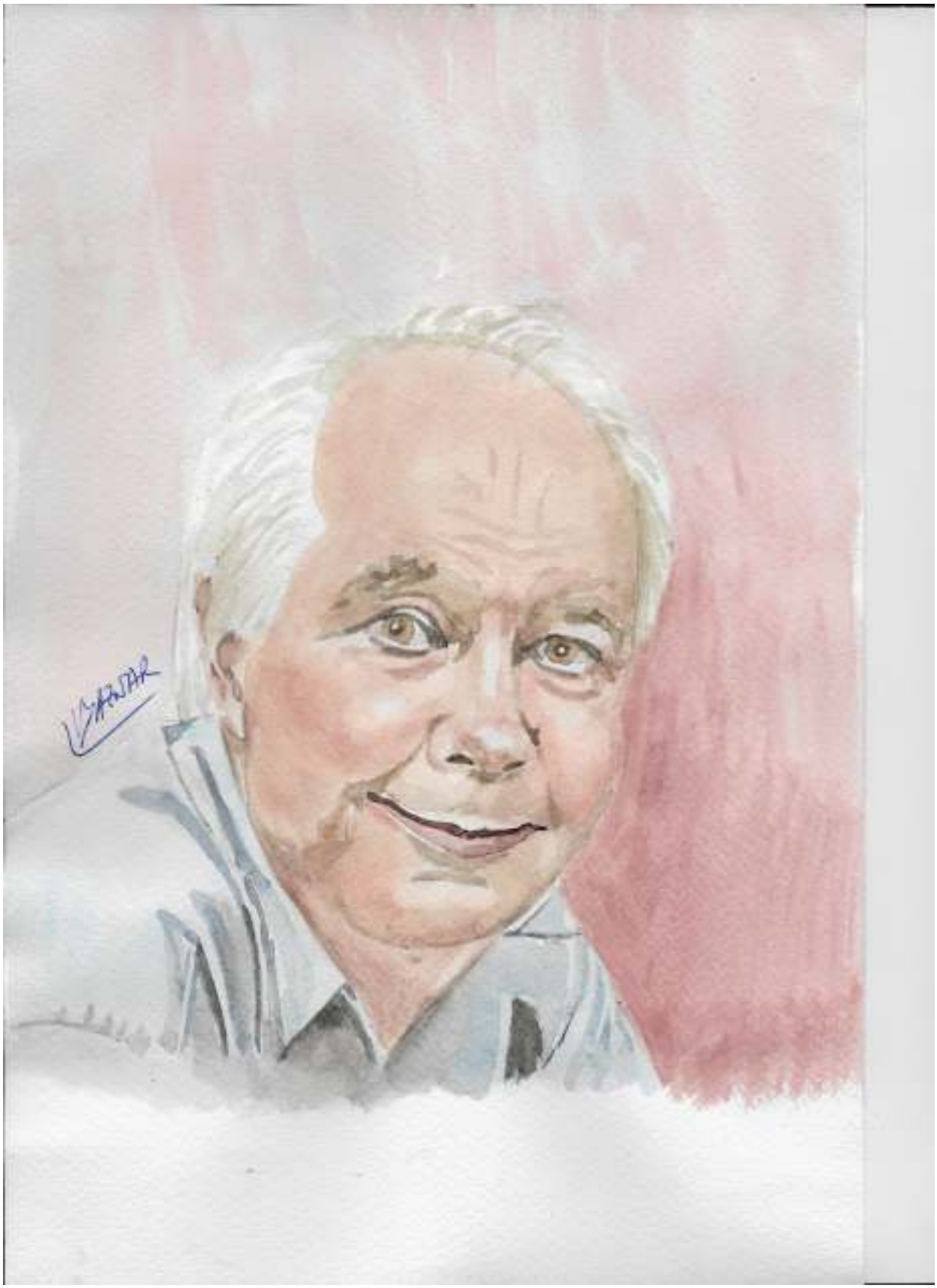


Figura E.25: IAN STEWART (*Figura 2.2 en la página 26*). VÍCTOR BURGUETE*, acuarela.*

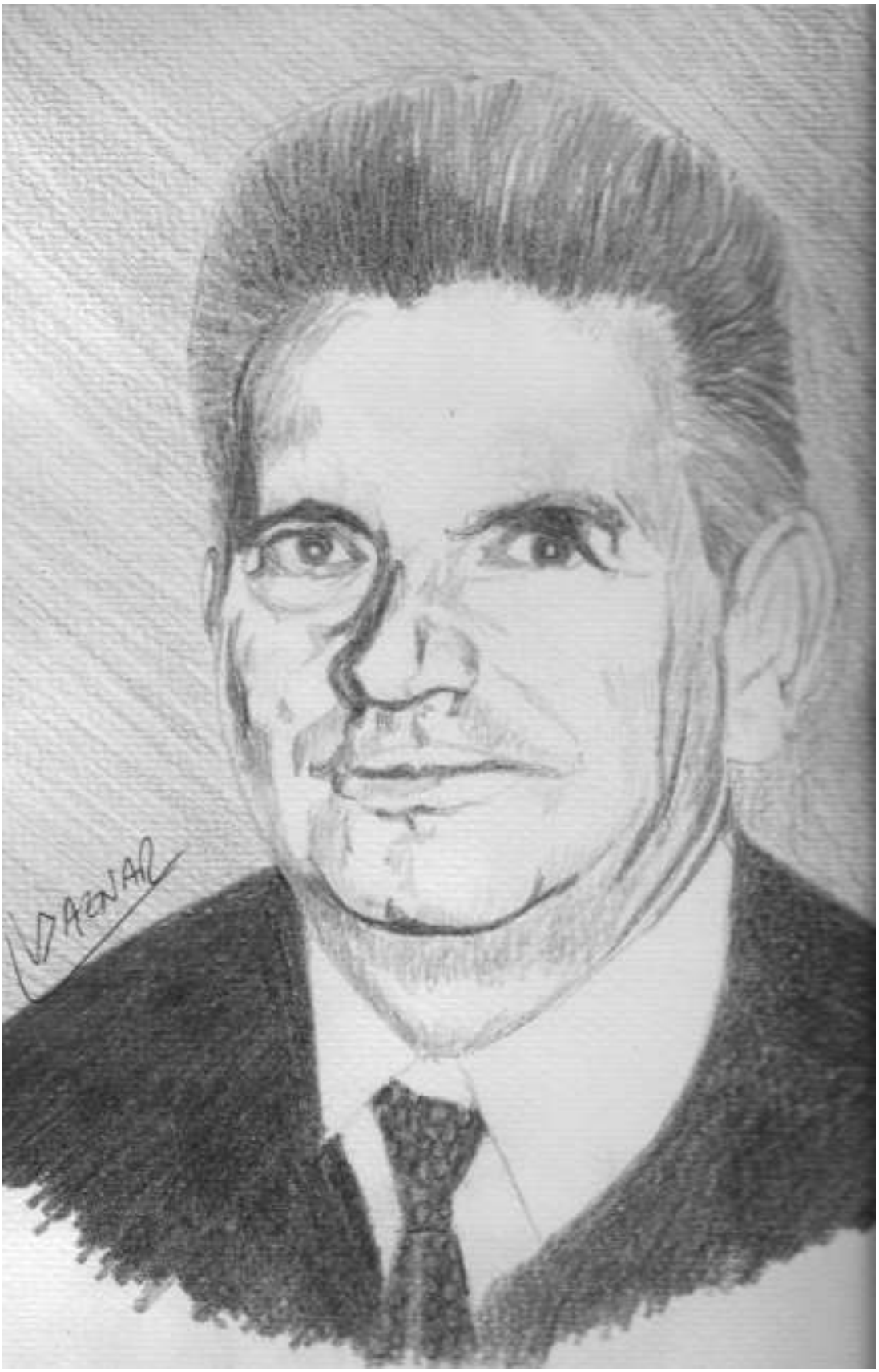


Figura E.26: RENÉ THOM (*Figura 2.2 en la página 26*). VÍCTOR BURGUETE*, lápiz acuarelable.*

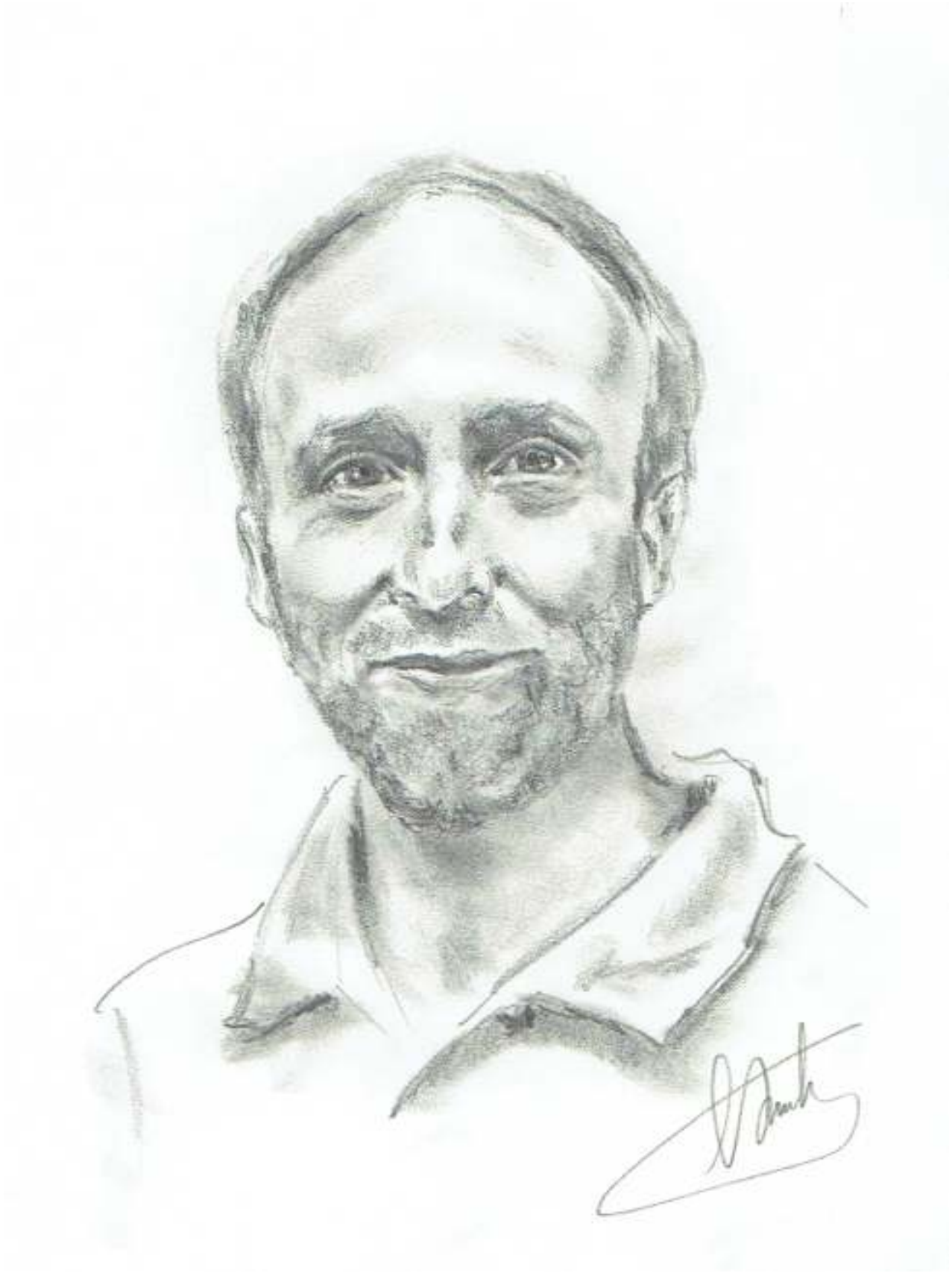


Figura E.27: ZOLTAN TOTH (*Figura 26.3 en la página 402*). OLGA SANTOS, *lápiz y carboncillo sobre papel.*

Figura E.28: NORBERT WIENER (*Figura 2.1 en la página 25*). ELENA PADORNO*, lápiz sobre papel.*

Parte X
Memorias

Parte X Memorias

Anunciábamos en el prefacio que dedicamos este libro a tres compañeros de Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) que estuvieron involucrados, directa o indirectamente, en trabajos de investigación y desarrollo relacionados con los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC). Estos colegas, tristemente, ya no están con nosotros. ANTONIO MESTRE BARCELÓ, meteorólogo todoterreno, experto en climatología y predicción estadística, participó en la introducción de la predicción probabilista en AEMET y estuvo presente en una primera reunión del Grupo de Predecibilidad con EUGENIA KALNAY. RAFAEL ANCELL TRUEBA, meteorólogo cántabro y amigo, colaborador activo con la Universidad de Cantabria, experto en análisis estadístico, climatología y predicción, colaboró también con el Grupo de Predecibilidad. ÓSCAR GARCÍA COLOMBO, «CUCO», mente privilegiada, amigo del alma, experto en supercomputación, predicción y modelos, participó un tiempo en el Grupo de Predecibilidad. Como memoria a estas tres personas, hemos recuperado textos escritos o protagonizados por ellos para componer tres capítulos. Amigos, un abrazo desde este lado.

Página anterior: Atardecer atlántico desde la isla de La Palma. Fotografía tomada por FERNANDO BULLÓN

ANTONIO MESTRE BARCELÓ en la ponencia *Agrometeorología,* del seminario con el título *Gestión de Riesgos Agrarios y Ambientales,* el 25 de junio de 2013 (MAGRAMA, https://www.mapa.gob.es/es/ministerio/servicios/informacion/MESTRE_tcm30-101746.JPG).

Es difícil escribir sobre ANTONIO MESTRE, ya desde el recuerdo, porque cuesta creer que una persona con la que tanto se ha compartido, se haya ido así, de pronto, como del rayo. Que no quede ya la posibilidad de volver a cambiar impresiones, consultarle algo, o simplemente disfrutar de su charla siempre sensata, siempre relajada y cercana. Antonio, oficialmente jefe del Área de Climatología y Aplicaciones de AEMET, era mucho más que eso. Tras su sólida formación como ingeniero y meteorólogo, centró su actividad en la climatología operativa y en las aplicaciones hidrológicas, agrícolas y ambientales. Llegó a ser un gran experto en todo ello y su contribución era siempre esperada y valorada en distintos foros nacionales e internacionales. Esa sólida formación a la que antes me refería, junto con su pasión por la atmósfera y su interacción con el medio natural, le convertía en un experto «todoterreno» que transitaba con toda facilidad de la climatología a la predicción en uno u otro sentido y, desde ahí, a las distintas aplicaciones. A ello se unía su gran capacidad para retener y recordar todo tipo de efemérides y récords meteorológicos, algo que le convertía en el interlocutor necesario ante la predicción de cualquier fenómeno adverso o en el análisis global posterior a su ocurrencia e impactos. Además Antonio sabía comunicar bien. Tenía la habilidad de proporcionar muchos datos de interés en un marco de objetividad y de sencillez. Se le entendía perfectamente por muy complejo que fuera lo que explicara, y por eso se hizo también muy querido -y muy buscado- por periodistas y comunicadores meteorológicos. Por todo ello se convirtió también en un protagonista insustituible en las ruedas de prensa trimestrales de AEMET y en las que tenerle al lado era un seguro de tranquilidad: no habría pregunta sobre climatología que Antonio no supiera responder con toda concisión y sencillez. Muchas veces yo le comentaba que, ni profesionales ni aficionados, podíamos quedarnos sin sus amplísimos conocimientos, y que tenía que regalarnos un libro donde se recogieran. Le decía: «Antonio, llevas el clima de España en tu cabeza y nos lo tienes que contar como tú sabes». Me miraba con una expresión entre incrédula y sorprendida, como si no fuera consciente de lo sumamente valiosa que podía ser su aportación. Después me contestaba que, bueno, que a lo mejor cuando se jubilara. Ahora ya no será posible. Era ante todo una persona sencilla, sensata y profundamente servicial. Siempre estaba disponible para cualquier requerimiento. De ahí su magnífica trayectoria en la Asociación Meteorológica Española (AME), sus numerosas colaboraciones en publicaciones como Tiempo y Clima, El Observador o Ambienta, por citar sólo algunas, y tantas y tantas participaciones en reuniones y congresos. En todas ellas la presencia de Antonio siempre aseguraba rigurosidad, amenidad... y aplicación práctica. Eternamente gracias, compañero.

ÁNGEL RIVERA - Reseña aparecida en *El Observador Nº 104, Marzo - Abril 2016*

Agrometeorología

F

ANTONIO MESTRE BARCELÓ †
Área de Climatología y Aplicaciones Operativas, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Recuerdo con cariño tantas y tantas charlas que mantuve con él -incluso tras mi jubilación- sobre muy diversos temas, y muy en concreto sobre predicción probabilística. Su profunda formación estadística me ayudaba a comprender e interpretar mejor los productos provenientes de los modelos "ensemble". Pero eso, o la valoración de la situación meteorológica de cada día, era el comienzo de una conversación realmente agradable e instructiva que acababa derivando hacia las singularidades del clima de España o hacia las señales o efectos del cambio climático.
>
> *http://eneltiempo-angelrivera.blogspot.com/2016/02/se-nos-fue-antonio-mestre.html* – ÁNGEL RIVERA, sobre ANTONIO

Dentro del ciclo de Seminarios de Análisis y Prospectiva que organizó la Subdirección General de Análisis, Prospectiva y Coordinación, Subsecretaría, del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA), se celebró el 25 de junio de 2013 un seminario con el título *Gestión de Riesgos Agrarios y Ambientales*, donde Antonio Mestre ofreció la ponencia *Agrometeorología* [421], cerrando así la Mesa temática número 2 *Riesgos en la producción agraria*. Reproducimos aquí íntegramente el contenido de dicha ponencia, acompañado por una selección de las figuras mostradas en la misma. La importancia de los sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) y la predicción probabilista queda patente en esta excelente exposición de la meteorología y la climatología aplicadas a la gestión de riesgos en el sector agrícola. Puede observarse cómo se asigna el carácter probabilista al medio plazo y determinista al corto, punto de vista que hoy en día se ha trascendido y tenemos funcionando sistemas de predicción por conjuntos (SPCS) de corto plazo (ver cap. 22 en la página 339). Para preservar la integridad del original, se ha reproducido la transcripción del mismo, disponible en el enlace https://www.mapa.gob.es/es/ministerio/servicios/informacion/plataforma-de-conocimiento-para-el-medio-rural-y-pesquero/seminarios-de-analisis-y-prospectiva/Antonio_Mestre.aspx, retocando apenas algún término, por lo que el estilo es suelto, propio de una ponencia oral.

Palabras clave: meteorología agrícola, predicción probabilista aplicada a la meteorología agrícola.

Imagen parte superior: Cumulonimbus mamma. Villaseca de Uceda (Guadalajara), hacia el sur, 25 de junio de 2006, a las 20:57. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

F.1 Ponencia sobre *agrometeorología*

F.1.1 Introducción

Buenos días a todos, muchas gracias a JOSÉ MARÍA y a todos los organizadores por invitarnos a participar en este seminario.

Sin duda, el clima y la meteorología son factores esenciales en relación con los riesgos del sector agrario. He puesto alguna de las principales adversidades climatológicas, y encima de ellas alguna referencia a la escala temporal y espacial. Este es un tema relevante en relación con la predicción de estas adversidades. El granizo, por ejemplo, tiene una escala espaciotemporal muy breve, no hay ningún método de predicción eficaz más allá de una vigilancia meteorológica en el muy corto plazo el *nowcasting* (media/una hora). Si se trata de temperaturas demasiado altas o bajas, heladas o precipitación excesiva, fuertes vientos potencialmente dañinos para el sector, y generadores de pérdidas, hablamos ya de una escala temporal corta-media, unos cuantos días. Este es el dominio de aplicación de los modelos clásicos de predicción del tiempo deterministas. Si nosotros integramos las ecuaciones de la dinámica atmosférica, tenemos predicciones de unos cuantos días. Más allá del cuarto-quinto día se empieza a abrir un abanico de incertidumbre que cada vez es más amplio. Y este es el dominio de aplicación de los modelos de medio plazo, de tipo probabilista.

La *probabilidad* es algo muchas veces, para el usuario final, difícil de digerir, sobre todo cuando decimos que la probabilidad de un evento es del 50 %. Pero la información que transmite la predicción probabilista es más rica que la determinista porque permite al usuario de este producto seleccionar su propio umbral de probabilidad para adoptar una medida, por ejemplo, de tipo preventivo. Permite seleccionar ese umbral en función de la relación entre el coste de prevención y el daño evitado, y eso es algo que no da la predicción, ya hecha, determinista categorizada, pues se le hurta al usuario esa posibilidad. Luego todo tiene sus pros y contras. Hay otro tipo de adversidades, como la sequía, en las que entramos en el dominio de la predicción estacional. En el corto-medio plazo tenemos los modelos de predicción meteorológica. Estos modelos, que he comentado antes, parten de unas condiciones observadas e integran las ecuaciones atmosféricas, que se pueden resolver explícitamente[1] o se pueden aproximar.

F.1.2 Modelos de predicción meteorológica

Voy a presentar algunas de las características principales de los modelos de predicción meteorológica que manejamos en la AEMET (Tabla F.1). Desde los modelos de centro europeo[2], HIRLAM, que tiene una escala de 16 km y un alcance de 10 días. Estamos hablando de modelos de una escala que pueden llegar a 5 km pero se quedan en 36 horas, modelos de muy corto plazo. El HARMONIE es un modelo que esta todavía en fase experimental, que tiene 2,5 km de resolución, pero que cubre 36 horas. Si lo que queremos son predicciones de detalle, escapa por debajo de nuestras escalas. Mas allá están los modelos probabilistas, EPS[3] que a 32 km de resolución llega hasta 15 días.

Modelo	Resolución Espacial y temporal	Actualización	Alcance temporal
CEPPM (Global)	16 Km. 3-6 horas	Cada 12 horas	10 días
HIRLAM 0,16	16 Km. 3-6 horas	Cada 6 horas	3 días
HIRLAM 0, 05	5 Km. 1 hora	Cada 6 horas	36 horas
HARMONIE	2,5 Km. 1 hora	Cada 6 horas	36 horas

Modelo	Resolución Espacial	Actualización	Alcance temporal
EPS (Global)	32 Km. 51 miembros	Cada 12 horas	15 días
SREPS	25 Km. 20 miembros	Cada 6 horas	3 días
GLAMEPS	5 Km. 54 miembros	Cada 6 horas	54 horas

Figura F.1: Características de los principales modelos (arriba) y SPCS (abajo) utilizados en Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

[1] en realidad en muy pocos casos pueden resolverse explícitamente (nota del editor)
[2] que en aquella época funcionaban a resoluciones o escalas más grandes (nota del editor)
[3] en este libro denominado ECENS (nota del editor)

Figura F.2: Para la predicción de riesgos meteorológicos para los cultivos, se dispone de diferentes herramientas, algunas de ellas en forma de mapa con la salida de algún modelo, en este caso HIRLAM a 5 km de resolución. Arriba a la izquierda: temperaturas mínimas previstas, uno de los ingredientes necesarios para la previsión de heladas. Arriba a la derecha, dirección e intensidad del viento medio, importante también, entre otros propósitos, para las heladas. Abajo, precipitación acumulada.

Esto son algunos ejemplos de salidas del modelo (Figura F.2), uno de temperaturas, otro de viento y otro de precipitación, de hace unos cuantos días. Y este es el modelo operativo en la AEMET de más alta resolución que tiene unos 5 km de resolución. Para el granizo por ejemplo, si vamos a riesgos de tan pequeña escala tenemos que ir a la vigilancia meteorológica. Tenemos productos experimentales de vigilancia meteorológica, de predicción de descargas. Son herramientas más orientadas como herramientas internas de vigilancia para predictores, a partir de un algoritmo que combina la inestabilidad atmosférica con otros factores, etc. Empieza a haber algunos productos experimentales en AEMET en relación con la predicción a muy corto plazo. Hay que tener en cuenta que un modelo como éste da una posibilidad de 10 - 15 %, será una cuestión a tener en cuenta, si lo comparamos con la propiedad climática de ocurrencia de granizo que es muy pequeña.

F.1.3 Escala estacional

Si vamos a la escala estacional, es un tema importante para muchas de las adversidades agroclimáticas, en particular para la sequía. Lo único, que nos puede dar un valor medio para un conjunto de tres meses respecto del clima, una predicción probabilista de la anomalía del comportamiento medio de la atmósfera en los próximos meses. Nos permite saber si esa anomalía se ha centrado en un periodo o en otro. Por consiguiente, es una predicción afectada por una gran *incertidumbre*. Por otra parte, hay que considerar cuál es la fuente de destreza (destreza, habilidad o *skill*, ver sec. 15.2.4 en la página 218) de este tipo de predicciones, por ejemplo, si estamos en *niño* o en *niña* (ver sec. 29.2.1 en la página 490), el estado de la oscilación austral, la temperatura de superficie del agua del mar, etc.

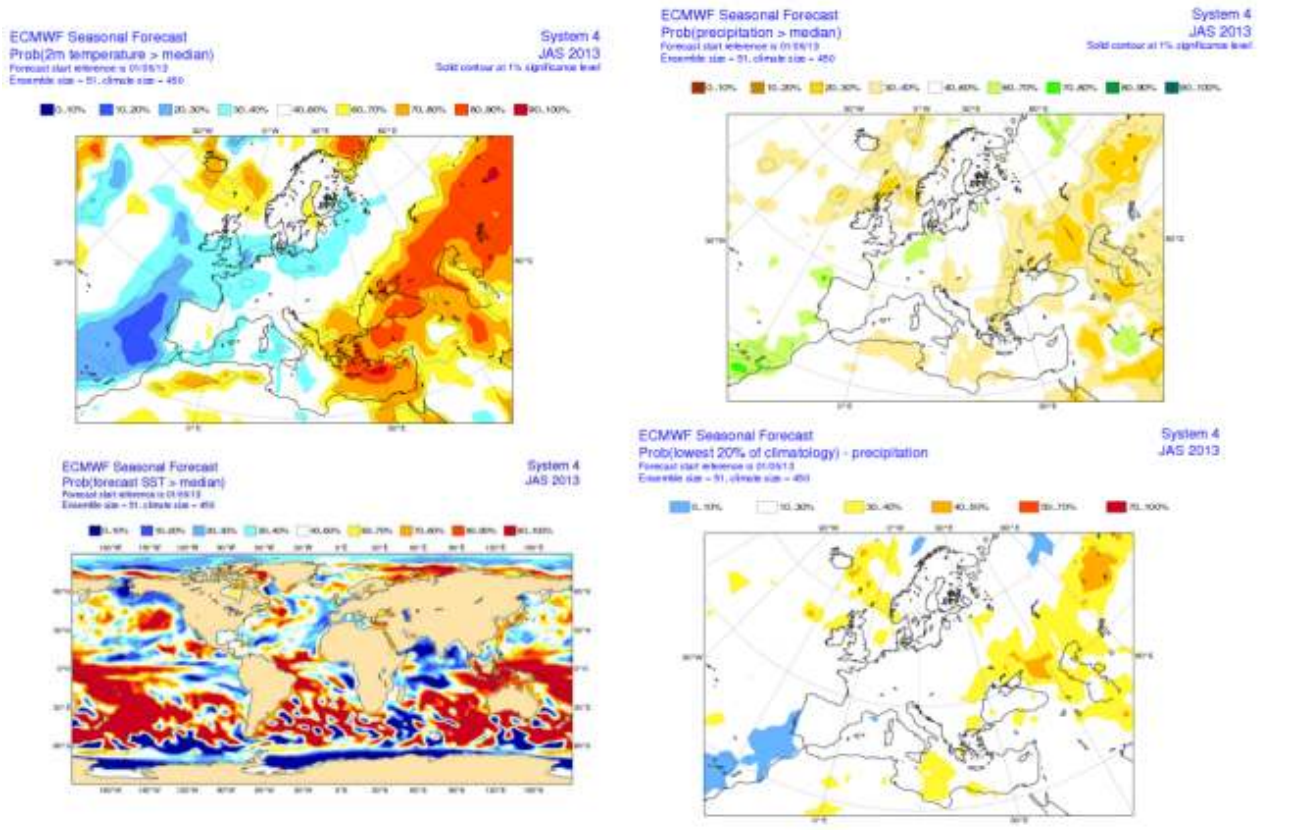


Figura F.3: Algunas herramientas propias de la predicción estacional, basadas en el System 4 del European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio- (ECMWF) (ver caps. 28.3.1 en la página 470 y 19 en la página 295). Arriba a la izquierda: probabilidad de que la temperatura exceda el valor de la mediana climatológica en el trimestre JAS 2013. Arriba a la derecha: lo mismo pero con la precipitación. Abajo a la izquierda: el mismo caso, pero con la temperatura de la superficie del mar. Abajo a la derecha: probabilidad de que la precipitación prevista caiga por debajo del cuartil más bajo (20%) de la climatología.

Este tipo de variables del sistema climático, que no son variables atmosféricas sino que son variables de retroalimentación entre los distintos componentes del sistema climático, son las que nos permiten esperar algún tipo de destreza en estas predicciones. Las predicciones tienen bastante destreza en regiones tropicales; lamentablemente, en regiones templadas, dominadas por la circulación general de la atmósfera en paso corto, no se pueden esperar de momento grandes cosas, aunque tiene ciertas *ventanas de oportunidad*; por ejemplo, en las temperaturas del verano del sur de Europa, la destreza de estas predicciones es algo mayor que en otras épocas del año y para otras variables. Además, esta información se debe suministrar en forma probabilista y esto es un problema. En el cuadro (Figura F.3) se presenta una salida del modelo centro europeo de predicción estacional para julio, agosto y septiembre.

F.1.4 Fenómenos adversos

Hay una segunda pata que es la vigilancia de los fenómenos de las adversidades, tanto en el corto plazo, como en la escala estacional, como en la anual, plurianual, la vigilancia requiere el seguimiento de las variables meteorológicas, por consiguiente requiere disponer de una red de observaciones meteorológicas básicas. Cuantas más estaciones, mejor. Cuanto más largas sean las series, mejor. Sobre todo, al estudiar los riesgos agroclimáticos, la evaluación climática del riesgo. Si nos fijamos en las redes de AEMET, las estaciones automáticas, termométricas y pluviométricas de la red secundaria tenemos cuál es nuestra base de información para llevar a cabo el seguimiento de las variables climáticas que son importantes para el sector agrario.

Los productos se generan a partir de esta red; de las redes menos densas, generamos los productos en tiempo real; de las redes más densas, pero de las que recibimos la información con más demora, generamos los

productos de vigilancia a tiempo pasado. Aquí están algunos ejemplos de vigilancia en tiempo casi real que estamos generando todos los días (Figura F.4).

A partir de un modelo podemos hacer una estimación de la humedad del suelo, y compararla con el valor medio de un periodo de referencia, lo que nos permite estimar, de alguna forma, la humedad media aunque sea un modelo a escala España. La vigilancia se puede hacer también a otra escala, mensual-estacional, donde integramos todas las instalaciones de nuestra red, no solo las automáticas, de lo que resulta más resolución espacial, pero menos temporal, algo habitual en meteorología. Para cotejar, comparar o contextualizar frente al clima, lo que esta pasando, son los mapas de normalidad de una determinada variable agroclimática cuantificada en un intervalo de tiempo. A veces interesa no solamente ésto, sino saber cómo se ha ido acumulando la precipitación, o las anomalías de temperatura respecto a los valores medios. Todo esto lo podemos encontrar en la Web de la AEMET.

F.1.5 La sequía

Quería dedicar un par de minutos a la vigilancia de la *sequía*, porque la vigilancia de la sequía tiene dos cuestiones importantes. La primera de ellas es la dificultad de vigilar un fenómeno de tan difícil definición operativa, porque cuando hay sequía en meteorología es una cosa, la sequía agrícola es otra, la hidrológica es una tercera. Pero si hay sequía agrícola o hidrológica es porque previamente ha habido una sequía meteorológica, así que lo primero es caracterizarla. Lo importante es definir un procedimiento, hacerlo operativo y establecer en qué momento hay sequía. Para eso estamos utilizando un índice que es el SPI (Standardized Precipitation Index [11, 416]), con sus bondades e inconvenientes, la ventaja es que lo puedes integrar en 1, 3, 6 meses, en 24 horas, etc. Y puedes cubrir muchos requerimientos con un cálculo muy simple.

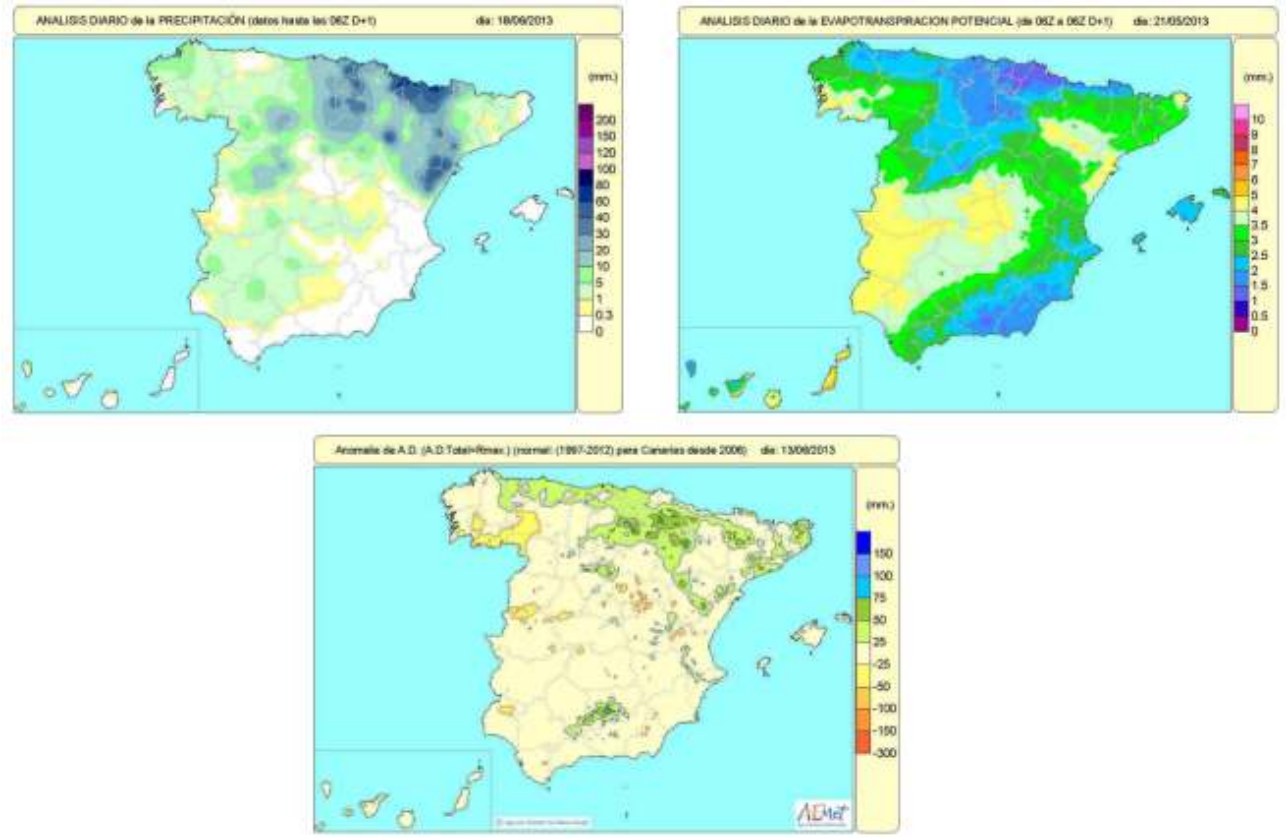


Figura F.4: Herramientas de vigilancia para la sequía. Arriba a la izquierda: análisis diario (06 UTC - 06 UTC) de la precipitación en el día 18-06-2013. Arriba a la derecha: igual pero para la evapotranspiración *potencial. Abajo: la anomalía correspondiente al análisis diario, es decir, la diferencia con la climatología del periodo 1997-2013, desde 2006 en Canarias.*

Con posibilidad de acercarnos un poco más a la realidad agraria, escoger un umbral, por ejemplo 10 % de humedad del suelo y trabajar con la secuencia o serie de días consecutivos de humedad del suelo, y generar un número de días consecutivos en los que la humedad ha estado por debajo de un determinado valor. Este tipo de producto es con el que estamos trabajando, que puede ser de utilidad en relación con el seguimiento de las condiciones agrarias.

El análisis de riesgos exige series largas de las variables climatológicas y, de forma contradictoria[4], series largas y homogéneas. Disponer de mapas de riesgo detallados, suponiendo clima estable, es una ventaja; si a ésto le añadimos que el clima no es estable, las cosas se complican, y entonces tenemos unos mapas de riesgo que van evolucionando. Estos mapas de riesgo se pueden generar a partir de condiciones específicas que decida el usuario. En un proyecto *agroasesor* hemos definido unos mapas de riesgo a partir de una serie de parámetros meteorológicos que superan determinados umbrales trabajando año a año y generando probabilidades.

F.1.6 Conclusiones

Y, para acabar, estas son las conclusiones:

- La información y predicciones meteorológicas constituyen elementos decisivos en la toma de decisiones en relación con las actividades agrarias.
- Las condiciones meteorológicas adversas causan cada año importantes pérdidas al sector agrario.
- Los avances en los modelos de predicción numérica del tiempo y su mayor resolución espacial permiten incrementar y mejorar la gama de productos disponibles para su uso en un contexto de toma de decisiones, en concreto en predicción a corto y medio plazo estas condiciones adversas.
- En el medio plazo temporal es importante el desarrollo de predicciones con un enfoque probabilista. Especial atención debe prestarse al tema de la diseminación de esta información al usuario final.
- La vigilancia de las diversas variables climáticas permite anticipar determinadas condiciones de riesgo, en particular en el caso de la sequía y de las condiciones propicias a la aparición de ciertas plagas y enfermedades.
- Los análisis climáticos de riesgo constituyen una información básica en planificación a largo plazo.
- Para que se puedan mejorar los productos meteorológicos y el apoyo que se presta, se requiere:
  - Conocimiento preciso de las demandas de información específica procedentes del sector agrario.
  - Buena distribución espacial de las redes de observación meteorológica y una mayor integración de datos procedentes de distintas fuentes, con introducción de estos datos en los esquemas de tratamiento espacial de la información.
  - Coordinación entre redes de distintos organismos.

La toma de decisiones es un elemento decisivo, las condiciones meteorológicas adversas causan muchos daños al sector agrario, los avances en los modelos de predicción numérica del tiempo permiten mejorar la gama de productos disponibles, sobre todo en corto y medio plazo. En el medio plazo, el enfoque probabilista tiene esa ventaja respecto al usuario pero también el inconveniente de cómo se traslada esa información para que no lleve a tomar decisiones equivocadas. La vigilancia es fundamental, porque permite anticipar condiciones de riesgos, por ejemplo plagas y enfermedades, sequía... se van generando poco a poco y se pueden anticipar aunque no haya una predicción estacional. Los análisis climáticos son una herramienta básica en planificación para que se puedan mejorar los productos meteorológicos. Es preciso, por parte de los meteorólogos, tener un mejor conocimiento de las demandas del sector, tener una buena red de observación, bien mantenida y distribuida, y que esta información se pueda tratar con esquemas de interpolación espacial complejos mejorando la coordinación entre diferentes organismos.

Muchas gracias.

[4] se refiere a la dificultad de que sean, simultáneamente, largas y homogéneas

F.2 Enlaces

Enlace a la página del Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA) de la ponencia (actualizado 16-10-2018): https://www.mapa.gob.es/es/ministerio/servicios/informacion/plataforma-de-conocimiento-para-el-medio-rural-y-pesquero/seminarios-de-analisis-y-prospectiva/Antonio_Mestre.aspx

Vídeo de la ponencia (consultado 16-10-2018):

https://www.youtube.com/watch?v=dlUx9BqfRh8&feature=youtu.be

En ambos casos con Licencia Atribución de Creative Commons (reutilización permitida).

RAFAEL ANCELL TRUEBA en la jubilación de un compañero en 2012. Foto cedida por la Delegación territorial (DT) de Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en Cantabria.

En el pasado mes de julio falleció nuestro querido colega RAFAEL ANCELL TRUEBA. Su marcha nos ha sorprendido a todos, pues esperábamos que se reincorporara al trabajo, tras recuperarse de la enfermedad que padecía desde hacía un año. Trabajó en AEMET desde 1986, como observador de meteorología y meteorólogo. Era jefe de la Unidad de Estudios y Desarrollos. Ha sido un gran profesional, inteligente y meticuloso en sus trabajos, sabía transmitir con claridad y soltura sus conocimientos, participando en congresos, charlas y seminarios. Los becarios, de los que ha sido mentor, dan buena cuenta de estas cualidades como también de su paciencia y cercanía. Su entusiasmo por la meteorología le llevó además a instalar una estación pluviométrica en terrenos de su vivienda en la localidad de Riosapero, en Cantabria. Este entusiasmo y pasión no se limitaban al campo profesional sino que afectaban a todos los ámbitos de la vida: familia, amigos, aficiones. Entre éstas destacan el deporte del *paddle* y, sobre todo, la música. No en vano, la construcción de instrumentos de cuerda era una de sus mayores pasiones, lo que le ha ayudado a sobrellevar este tiempo en el que ha estado aislado por su enfermedad. Rafa siempre estaba lleno de proyectos, tanto profesionales como en su labor como *lutier*. Todavía este verano, después de su marcha, han seguido llegando maderas especiales de tierras lejanas para la fabricación de nuevas guitarras. Nos queda en el recuerdo su habitual sonrisa, buen humor, ironía, optimismo y entusiasmo por la vida. Hasta siempre Rafa.

Tus compañeros de meteorología - Reseña aparecida en *El Observador Nº 95, Septiembre - Octubre 2014*

Introducción a la probabilidad

G

RAFAEL ANCELL TRUEBA †
Delegación territorial (DT) en Cantabria, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

RAFAEL ANCELL TRUEBA empezó su trayectoria profesional en el año 1986 y desempeñó toda su carrera en Santander. Primero en el observatorio de la ciudad y después en distintos puestos como meteorólogo. Desde 2010 desempeñó la jefatura de la Unidad de Estudios y Desarrollos de la Delegación de AEMET en Cantabria. Siempre manifestó su profundo arraigo a la tierra cántabra y fue esta condición, junto con su inagotable inquietud científica, lo que orientó su trabajo desde la comprensión y conocimiento del clima local, hasta los métodos de estudio del cambio climático a escala regional. Reunía las cualidades del rigor científico con las del comunicador ingenioso, era paciente en sus explicaciones y cercano en el trato. Los becarios a los que acompañó en su formación sabían que compartía su afecto con la misma generosidad que su conocimiento. Su entusiasmo por la meteorología le llevó también a instalar una estación meteorológica en su domicilio, y a formar parte así de la red climatológica de colaboradores.

JUANJO RODRÍGUEZ VELASCO, sobre RAFA

La teoría de la probabilidad nos ayuda a entender el mundo de una forma más natural que otras concepciones y, aunque algunos de sus aspectos puedan desafiar el sentido común, su aplicación en el dominio científico y técnico ha permitido conformar teorías importantes en numerosas disciplinas. La meteorología, como pretende mostrar este libro, no es una excepción: nuestro modo de describir y computar la evolución de la atmósfera lleva asociada una incertidumbre, que se puede plasmar en términos de probabilidades. Presentamos en esta memoria una introducción sencilla a la teoría de la probabilidad, que puede ayudar a los lectores no familiarizados con las «leyes del azar». Hemos recuperado para ello un texto de nuestro compañero RAFAEL ANCELL TRUEBA, escrito aproximadamente en 2001, año del *V Simposio Nacional de Predicción*, que no llegó a publicarse.

Palabras clave: teoría de la probabilidad, distribuciones de probabilidad, probabilidad condicional, dependencia e independencia, teorema de BAYES.

Imagen parte superior: Altocumulus asperitas. Playa de Los Locos, Suanzes (Cantabria), hacia el oeste, 9 de septiembre de 2008, a las 20:50. Fotografía de JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

G.1 Introducción a la probabilidad

G.1.1 Perspectiva histórica

Antiguamente se atribuían propiedades mágicas al azar. De hecho, los oráculos y pitonisas tiraban dados (hueso astrágalo de una oveja o ciervo) para adivinar el futuro, e. g. la denominada *combinación de Venus* 1, 3, 4 y 6 al tirar 4 dados era muy apreciada por su significado favorable. En esa época determinista lo aleatorio, por inconcebible, era voluntad divina (pueden encontrarse introducciones a la probabilidad y abordaje de diferentes aspectos, por ejemplo, en las obras [48, 148, 217, 361, 493]).

Fueron los jugadores del Renacimiento, siglo XVI, quienes primero abandonaron la explicación divina y comenzaron a interpretar empíricamente los resultados de lo que hoy conocemos como experimentos aleatorios simples. CARDANO en 1526 postuló la equiprobalidad de aparición de las caras de un dado a largo plazo. GALILEO (1564-1642), respondiendo a un jugador que le preguntaba por qué es más difícil obtener 9 tirando 3 dados que obtener 10, razonó que, de las 216 combinaciones posibles y equiprobables, 25 conducen a 9 y 27 a 10. Puede notarse lo fino que hilaba el jugador, que por simple observación percibió una diferencia de probabilidad de 2/216, que es aproximadamente un 1 %. Existía ya, por tanto, un análisis empírico intuitivo y bastante preciso de ciertos experimentos aleatorios a finales del siglo XVI.

Un origen posible del cálculo de probabilidades surgió del problema planteado a PASCAL y FERMAT en 1654 por un jugador empedernido que quiso saber cómo se repartiría el dinero apostado sobre la mesa si la policía interrumpía la partida antes de haber un ganador. Parece ser que, durante este periodo, la teoría del cálculo de probabilidades se aplicaba principalmente a los juegos de azar.

Tal vez la primera aplicación fuera del ámbito de los juegos fue el tratamiento de los errores de medición. BERNOULLI (1700-1782) dio una primera solución al problema de estimar una cantidad desconocida a partir de una serie de mediciones que, por error experimental en su medida, presentaban variabilidad. Por fin, LAPLACE (1749-1827) introdujo la primera definición explícita de probabilidad y desarrolló la Ley Normal como modelo para describir la variabilidad de los errores de medida. Fue el primero, además, que planteó el problema de predecir una variable conociendo los valores de otras relacionadas con ella, formulando el primer modelo explicativo estadístico. En este línea, LEGENDRE inventó el método de los Mínimos Cuadrados buscando la máxima precisión para predecir la posición de un planeta en función de las posiciones conocidas de los planetas restantes. GAUSS, además, añadió que el método es óptimo cuando los errores de medida siguen una distribución normal (campana de GAUSS). Puede verse, por tanto, que después del juego el cálculo de probabilidades se aplicó a la astronomía y a la física.

La llamada *aritmética política* se desarrolló durante los siglos XVII y XVIII tomando una carácter cuantitativo, aplicándose a tasas de mortandad y natalidad, censo, comercio, etc. Al ser cuestiones de estado realizadas por estadistas, la disciplina vino a llamarse *estadística*. En un principio, la estadística evolucionó como ciencia separada del cálculo de probabilidades, aunque muy pronto se empezó a aplicar este último a datos demográficos. Por ejemplo, A. QUETLET (1846), introdujo el concepto de *hombre medio* utilizando las estaturas de los reclutas de un reemplazo.

GALTON (1822-1911) quien, entre otras cosas, fue un fecundo meteorólogo (acuñó el término anticiclón) y era primo de DARWIN, fue el primero en resaltar la necesidad de abordar las entonces revolucionarias ideas de su primo desde el punto de vista estadístico. Según DARWIN, la selección natural responde a dos mecanismos relacionados, a saber, la variabilidad genética que a su vez condiciona el éxito o fracaso en la lucha por sobrevivir. GALTON asoció la variabilidad genética al azar y, por tanto, era susceptible de ser tratada mediante el cálculo de probabilidades y además correlacionarse con el índice de supervivencia. «*Aquellos organismos que estén maś adaptados sobrevivirán más tiempo y tendrán más descendientes, por lo que tiene que existir una correlación entre determinadas características genéticas hereditarias y el índice de supervivencia de los individuos de una especie*». GALTON es importante tanto por su enfoque como por la enorme influencia que sus ideas tuvieron en WELDON, K. PEARSON, R. A. FISHER, etc., quienes fundamentaron la estadística moderna.

PEARSON, entre otras muchísimas contribuciones, publicó tablas estadísticas para facilitar la aplicación de los nuevos métodos, hecho que contribuyó enormemente a su rápida difusión. FISHER, también entre otras muchas contribuciones, publicó el *Statistical methods for research workers*, primer compendio de

los métodos de investigación estadística de entonces. A partir de ahí el crecimiento es exponencial, se crean métodos estadísticos en ingeniería (control de calidad, métodos de predicción...), en física (teoría cinética, mecánica estadística), antropología, biología, medicina, climatología, etc. En antropología, para discriminar entre diferentes tipos de cráneos, FISHER inventó el denominado *análisis discriminante*. El *análisis factorial* surgió tratando de resolver problemas relacionados con la psicología y, en general, con las ciencias sociales. Cuando se aplica la estadística a la economía surge la *econometría*. la investigación estadística en problemas militares durante la segunda guerra mundial, junto con los nuevos métodos de programación matemática, dan lugar a la *investigación operativa*.

G.1.2 Medida de probabilidad

Cuando la información asociada a un suceso es subjetiva, imprecisa, errónea o incompleta se habla de incertidumbre (que literalmente quiere decir *conocimiento incierto*). También surge cuando la relación causa-efecto no es determinista, es decir, cuando las mismas causas pueden generar efectos distintos. Como se comprende fácilmente, hay infinidad de fenómenos que se pueden catalogar de inciertos. Por ejemplo, un pronóstico meteorológico, un diagnóstico médico, una tirada de dados, el resultado de un partido de fútbol, el fallo de una central nuclear, etc. De ahí la importancia de poseer un conocimiento y un tratamiento adecuado de la incertidumbre.

Por ejemplo, si sostengo un dado en el aire y lo suelto, caerá con probabilidad 1, pues mediante las leyes de la gravitación eliminamos toda la incertidumbre asociada al suceso caer. Sin embargo, si quiero saber qué cara mostrará cuando pare de rebotar en el suelo, entran en juego leyes tan complicadas que no tengo más remedio que recurrir al empirismo y asociar $\frac{1}{6}$ como probabilidad para cada uno de los casos posibles. En este caso, la probabilidad y la estadística empiezan donde nuestro conocimiento de la física encuentra limitaciones prácticas. Para quien conoce perfectamente todas y cada una de las leyes que controlan el suceso, su probabilidad podría, en principio, ser siempre 0 ó 1 ya que no habría incertidumbre (aunque sabemos que aún así existe incertidumbre, ver cap. 5 en la página 55). Podríamos decir aquí que *Dios no juega a los dados* (frase de ALBERT EINSTEIN en una carta dirigida a su amigo MAX BORN, relacionada con su falta de aceptación de la física cuántica [658]) porque se aburre.

Los sucesos acaban ocurriendo o no ocurriendo, luego su probabilidad final (a posteriori) siempre es 0 ó 1. La gracia del caĺculo de probabilidades está precisamente en anticiparse (a priori) a ese final. Adoptando una concepción determinista de los hechos, hagamos un análisis del experimento del dado, pero al revés. Supongamos que ha salido un 4, por tanto la probabilidad final de la clase 4 es 1 y la del resto de clases, es decir {1,2,3,5,6} es cero. Si inicialmente las probabilidades empíricas eran $\frac{1}{6}$, ha de existir algún proceso según el cual, mientras el dado da vueltas en el aire, las probabilidades empíricas se van transformando desde el $\{\frac{1}{6},\frac{1}{6},\frac{1}{6},\frac{1}{6},\frac{1}{6},\frac{1}{6}\}$ inicial al {0,0,0,1,0,0} final. De algún modo, la estadística eleva nuestro conocimiento por encima de la razón. Lo ideal es poder decidir acumulando la información relevante más sencilla.

Los ejemplos mostrados en este capítulo plantean, en ocasiones, preguntas que se dejan como ejercicio para el lector. En algunos casos, además, se da respuesta detallada o, al menos, un esbozo.

Ejemplo 1. Aunque no se trata de un ejemplo estadístico, trata de ilustrar la importancia de la información privilegiada y de cómo a veces nuestra razón se conduce por caminos estériles en vez de buscar vías alternativas que pueden resultar mucho más sencillas. Dada la serie, hállese la letra siguiente: OTTFFSS_

Definición de probabilidad. Es la medida cuantitativa de la incertidumbre asociada a un suceso o combinación de sucesos.

Formalismo matemático. Ha de ser una función aditiva y no negativa para tener categoría algebraica de *medida* y si, además, la suma de todas las posibilidades es la unidad se dice que es una *medida de probabilidad* o *estructura estocástica*.

Concepción subjetiva.

$$\text{Probabilidad} = \frac{\text{riesgo}}{\text{beneficio}}$$

Se emplea cuando el fenómeno no es susceptible de ensayo.

Concepción laplaciana.

$$\text{Probabilidad} = \frac{\text{casos favorables}}{\text{casos posibles}}$$

Supone la equiprobabilidad de todas las posibilidades y cumple las condiciones para ser medida de probabilidad. Es objetiva cuando el número de ensayos tiende a infinito.

De ahora en adelante, aunque en algunos conceptos se pierda generalidad, trataremos de pensar en términos meteorológicos.

Población. Es el conjunto de todos los sucesos. Por ejemplo: temperatura a las 12 UTC, cantidad de precipitación, tormenta, dirección del viento, velocidad media, racha, etc.

Muestra. Es un subconjunto representativo de la población. Por ejemplo: serie diaria 1961-1990, casos de tormenta, casos de lluvia fuerte, casos de nieve y viento fuerte, serie mensual 1980-1998, días de verano, etc. En realidad es a menudo la muestra misma la que define a la población, pues ya presupone una clasificación.

Espacio muestral. Es el conjunto de todas las posibilidades (clases de sucesos) según un criterio clasificador previo, es decir, el conjunto de todos los resultados posibles. Ha de ser excluyente y exhaustivo. Se denota a menudo por Ω. Por ejemplo: {NE, SE, SW, NW, CALMA} para el viento, {ausente, posible, probable, segura} para una predicción de niebla , {despejado, poco nuboso, intervalos nubosos, nuboso, cubierto} para la nubosidad, {mañana, tarde, noche, madrugada} para el momento de ocurrencia de un evento.

Axioma 1: normalización.

$$P(\Omega) = 1 \tag{G.1}$$

Es decir, no existe ningún suceso de la población que no pertenezca a una clase.

Axioma 2: aditividad.

$$P(\cup A_i) = \sum P(A_i) \tag{G.2}$$

Si las clases son mutuamente excluyentes, la probabilidad de la unión de clases es igual a la suma de sus probabilidades individuales.

Propiedades deducidas a partir de los axiomas.

1. Si A es un subconjunto de Ω entonces:
$$P(A) \in [0,1] \tag{G.3}$$
2. Si A y B son subconjuntos de Ω entonces:
$$P(A \cup B) = P(A) + P(B) - P(A \cap B) \tag{G.4}$$
3. Si $A \subseteq B \subseteq \Omega$ entonces:
$$P(A) \leq P(B) \tag{G.5}$$
4. La probabilidad del suceso conjunto vacío es nula:
$$P(\emptyset) = 0 \tag{G.6}$$

G.1.3 Distribuciones de probabilidad

Se encargan de asignar una medida de probabilidad a todos y cada uno de los sucesos posibles. Puede ser una función analítica: *binomial, poisson, normal, gamma, weibull, gumbel*, etc. Por ejemplo, la distribución de probabilidad de la temperatura diaria es una normal univariante, la de la precipitación mensual, es una gamma univariante, para los extremos se emplea la de gumbel, para los vientos la de weibull, etc.

Cuando la distribución de probabilidad combina dos o más sucesos (con un enfoque formalmente más riguroso hablaríamos de *variables aleatorias* en vez de sucesos, pero las conclusiones son las mismas), se dice multivariante. Esta combinación de sucesos es útil cuando se trata de inferir el comportamiento de un suceso a partir de otros supuestamente relacionados con aquél. Por ejemplo, el suceso lluvia sospechamos que se encuentra fuertemente relacionado con los sucesos dirección del viento y estación del año. La distribución de probabilidad que combina varias variables meteorológicas se denomina conjunta.

N=3650	ANO		INVIERNO		PRIMAVERA		VERANO		OTOÑO	
PARAYAS	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia
NE	1014	516	190	99	287	166	360	162	177	89
SE	64	57	24	18	6	4	1	9	33	26
SW	225	661	98	223	18	119	15	71	94	248
NW	288	825	49	150	95	277	108	251	36	147
TOTAL	1591	2059	361	490	406	566	484	493	340	510

Tabla G.1: Distribución trivariante *de las variables (discretas) estación del año, dirección del viento (discretizada) y presencia o no de lluvia, en el Aeropuerto de Parayas (Santander).*

La variable que cuantifica todas las opciones del suceso puede ser discreta (dado) o continua (temperatura). Cuando no se conoce la función analítica que caracteriza a la función de probabilidad conjunta de un grupo de variables continuas, es muy común discretizarlas para simplificar su estudio. Por ejemplo, la precipitación se puede discretizar las categorías {seco, débil, moderada, fuerte, muy fuerte, torrencial} o bien como {seco, lluvia}.

Emplearemos una tabla real de distribución de frecuencias (Tabla G.1) para ilustrar las definiciones y teoremas. Son datos reales de la serie 1986-1995 en la estación meteorológica del Aeropuerto de Parayas (Santander). Es trivariante pues contiene las variables (discretas) estación del año, dirección del viento (discretizada) y presencia o no de lluvia en Parayas. Hay muchas formas de construir la tabla y la presentada es una de ellas.

Ejemplo 2. Según los datos de la Tabla G.1, la probabilidad de lluvia es:

$$P(lluv) = \frac{2059}{3650} = 0{,}564$$

Así mismo, la probabilidad de viento del suroeste es:

$$P(sw) = \frac{(225+661)}{3650} = 0{,}243$$

¿Cuál es la probabilidad de que ocurran simultáneamente lluvia y suroeste?

G.1.4 Probabilidad condicional

El conocimiento de la ocurrencia de un suceso puede modificar las probabilidades de otros sucesos. Por ejemplo, la probabilidad de que llueva puede cambiar cuando se conoce la dirección del viento que soplará. Por ello, según se va añadiendo información, las probabilidades de los sucesos pueden, y suelen, cambiar.

Probabilidad condicional. La probabilidad de que un suceso tome la opción x condicionada por que otro suceso tome la opción y viene dada por:

$$P(x|y) = \frac{P(x \cap y)}{P(y)} \tag{G.7}$$

Es decir, se trata de hallar la proporción de casos que son x de entre los y.

Ejemplo 3. Por ejemplo, la probabilidad de que llueva un día de suroestes es la proporción de casos que son *lluv* de entre los *sw:*

$$P(lluv|sw) = \frac{P(lluv \cap sw)}{P(sw)} = \frac{661}{886} = 0{,}746$$

Y viceversa, ¿cuál sería la probabilidad de que sople del suroeste un día de lluvia?, ¿y la probabilidad de que sople del suroeste un día cualquiera?, ¿y la probabilidad de registrar lluvia un día cualquiera?

$$\begin{aligned} P(lluv \cap sw) &= \frac{661}{3650} && \approx 0{,}181 \\ P(sw) &= \frac{225+661}{3650} && \approx 0{,}243 \\ P(lluv) &= \frac{2059}{3650} && \approx 0{,}564 \end{aligned}$$

Extendiendo la definición a tres variables tendremos:

$$P(x|y \cap z) = \frac{P(x \cap y \cap z)}{P(y \cap z)}$$

$$P(x \cap y|z) = \frac{P(x \cap y \cap z)}{P(y)}$$

Por ejemplo, la probabilidad de que no llueva en primavera con viento del noroeste sería:

$$\begin{aligned} P(seco|primavera, nw) &= \frac{P(seco \cap primavera \cap nw)}{P(primavera \cap nw)} \\ &= \frac{95}{(95+277)} = 0{,}255 \end{aligned}$$

N=3650	ANO		Luna Llena		Cuarto Menguante		Luna Nueva		Cuarto Creciente	
PARAYAS	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia	Seco	Lluvia
NE	1014	516	255	137	208	106	297	132	254	141
SE	64	57	12	12	16	16	22	12	14	17
SW	225	661	59	165	65	166	58	175	43	155
NW	288	825	51	192	77	231	82	225	78	177
TOTAL	1591	2059	377	506	366	519	459	544	389	490

Tabla G.2: Tabla similar a la G.1 en la página anterior, en este caso con una distribución trivariante de las variables (discretas) fase de la Luna (discretizada), dirección del viento (discretizada) y presencia o no de lluvia, según los datos de la serie diaria de la estación meteorológica del Aeropuerto de Parayas (Santander) en el periodo 1986-1995.

Ejemplo 4. ¿Cuál sería la probabilidad de que llueva y además sople del nordeste en verano?

Una forma alternativa de escribir la probabilidad conjunta de dos variables es:

$$P(y\cap z) = P(x_1\cap y\cap z) + P(x_2\cap y\cap z) + \ldots \\ \ldots + P(x_n\cap y\cap z)$$

Por ejemplo, con la probabilidad de lluvia y noroeste sería:

$$P(ll\cap nw) = P(inv\cap ll\cap nw) + P(pri\cap ll\cap nw) + \\ + P(ver\cap ll\cap nw) + P(oto\cap ll\cap nw)$$

Ejemplo 5. Comprobar, con la Tabla G.1 en la página anterior que, efectivamente, se cumple la ecuación anterior.

G.1.5 Dependencia e independencia

Sucesos independientes. Se dice que dos sucesos son *independientes* cuando el conocimiento de uno no agrega información sobre la ocurrencia del otro. Es decir, cuando:

$$P(x|y) = P(x) \qquad \text{(G.8)}$$

para todas las posibilidades de x e y. Lo cual es equivalente a:

$$P(x\cap y) = P(x)P(y) \qquad \text{(G.9)}$$

Ejemplo 6. Comprobar, con los datos de la Tabla G.2, la ecuación G.9, es decir, que si x e y son independientes, entonces $P(x\cap y) = P(x)P(y)$ para todas las posibilidades de x e y.

Hay que demostrar la independencia para todas y cada una de las posibilidades. En primer lugar, las probabilidades de lluvia condicionadas a cuarto creciente, luna nueva, cuarto menguante y luna llena:

$$P(lluv|cc) = \frac{P(lluv\cap cc)}{P(cc)} = \frac{490}{490+389} \approx 0{,}557$$

$$P(lluv|ln) = \frac{P(lluv\cap ln)}{P(ln)} = \frac{544}{544+459} \approx 0{,}542$$

$$P(lluv|cm) = \frac{P(lluv\cap cm)}{P(cm)} = \frac{519}{519+366} \approx 0{,}586$$

$$P(lluv|ll) = \frac{P(lluv\cap ll)}{P(ll)} = \frac{506}{506+377} \approx 0{,}573$$

La probabilidad total de lluvia viene dada por:

$$P(lluv) = \frac{2059}{3650} \approx 0{,}564$$

Y, a su vez, la probabilidad total de luna llena está dada por:

$$P(ll) = \frac{377+506}{3650} \approx 0{,}242$$

El producto de ambas probabilidades:

$$P(lluv)P(ll) = 0{,}564\cdot 0{,}242 \approx 0{,}137$$

Y la intersección de las mismas:

$$P(lluv\cap ll) = \frac{506}{3650} \approx 0{,}139$$

Por otro lado, las probabilidades de tiempo seco condicionadas a las diferentes fases de la luna son:

$$P(seco|cc) = \frac{P(seco\cap cc)}{P(cc)} = \frac{389}{490+389} \approx 0{,}443$$

$$P(seco|ln) = \frac{P(seco\cap ln)}{P(ln)} = \frac{459}{544+459} \approx 0{,}458$$

$$P(seco|cm) = \frac{P(seco\cap cm)}{P(cm)} = \frac{366}{519+366} \approx 0{,}414$$

$$P(seco|ll) = \frac{P(seco\cap ll)}{P(seco)} = \frac{377}{506+377} \approx 0{,}427$$

Y la probabilidad total de tiempo seco viene dada por:

$$P(seco) = \frac{1591}{3650} \approx 0{,}436$$

Con una precisión aproximada del 98 %, podemos decir que el suceso lluvia y el suceso fase lunar son independientes, lo que significa que, a priori, el conocimiento de la fase lunar no aporta ninguna información relevante sobre la ocurrencia del suceso lluvia. Tenemos, por ejemplo, que:

$$0{,}139 = P(lluv \cap ll) \approx P(lluv)P(ll) = 0{,}137\cdot$$

No ocurría lo mismo con el suceso dirección del viento, pues éste sí que contiene información relevante sobre el suceso lluvia. Recordando el ejemplo 3:

$$\begin{aligned} P(lluv \cap sw) &= \frac{661}{3650} && \approx 0{,}181 \\ P(sw) &= \frac{(225+661)}{3650} && \approx 0{,}243 \\ P(lluv) &= \frac{2059}{3650} && \approx 0{,}564 \end{aligned}$$

De modo que:

$$\begin{aligned} P(lluv \cap sw) &\approx 0{,}181 \\ P(lluv)P(sw) &= 0{,}564 \cdot 0{,}243 \approx 0{,}137 \end{aligned}$$

Por tanto:

$$0{,}181 \approx P(lluv \cap sw) \neq P(lluv)P(sw) \approx 0{,}137$$

Es decir, los sucesos *lluvia* y *viento del suroeste* son claramente dependientes.

G.1.6 Dependencia e independencia condicional

Vamos a relacionar los conceptos de dependencia e independencia cuando se relacionan más de dos sucesos.

Sucesos condicionalmente independientes. Si se cumple que

$$P(x|z,y) = P(x|z)\ \forall x,y,z \qquad \text{(G.10)}$$

se dice que x e y son condicionalmente independientes dado z. Se escribe $I(x,y|z)$. De lo contrario se escribe $D(x,y|z)$. La expresión $I(x,y|z)$ significa que la probabilidad de ocurrencia de x es la misma dado z que dados z e y. Visto de otra manera, diríamos que toda la información sobre x que podría aportar y está contenida en z.

Ejemplo 7. Probar que $I(x,y|z)$ equivale a:

$$P(x,y|z) = P(x|z)P(y|z)\ \forall x,y,z$$

La independencia se puede tratar como un caso particular de la independencia condicional. Así, si x e y son independientes, se puede poner $I(x,y|\emptyset)$. Puede ocurrir que $I(x,y|\emptyset)$ y, sin embargo, $D(x,y|z)$, como vamos a ver en el siguiente ejemplo.

Ejemplo 8. Habíamos visto que el suceso lluvia y el suceso fase lunar son independientes, lo que significa que, a priori, el conocimiento de la fase lunar no aporta ninguna información relevante sobre la ocurrencia del suceso lluvia, por lo que podemos decir:

$$I(fase, lluvia|\emptyset)$$

Ahora bien, ¿qué ocurre con la probabilidad de lluvia cuando conocemos, además de la fase lunar, la dirección del viento?

Para que lluvia y fase lunar sigan siendo independientes tendría que ocurrir que:

$$P(lluvia|direccion, fase) = P(lluvia|direccion)$$

para todas y cada una de las posibilidades de lluvia, dirección y fase lunar.

Apoyándonos de nuevo en la Tabla G.2 en la página anterior, escribimos:

$$\begin{aligned} P(lluv|nw) &= \frac{825}{825+288} && \approx 0{,}74 \\ P(lluv|nw,ll) &= \frac{192}{192+51} && \approx 0{,}79 \\ P(lluv|nw,cc) &= \frac{177}{177+78} && \approx 0{,}69 \end{aligned}$$

Vemos cómo el conocimiento de la fase lunar puede llegar a modificar en un 10 % la probabilidad de precipitación cuando se conoce, además, la dirección del viento, lo que resulta sorprendente. Por tanto:

$$D(lluvia, fase|direccion)$$

G.1.7 Teorema de Bayes

Este teorema tiene gran trascendencia en la estadística moderna. Describe la probabilidad de un suceso, basado en el conocimiento *a priori* de condiciones que pueden estar relacionadas con el mismo. Por ejemplo, si el cáncer puede estar relacionado con la edad, usando el teorema de BAYES puede evaluarse la probabilidad de que una persona tenga cáncer en función de su edad, con más precisión de lo que podría evaluarse sin conocer la misma.

Teorema de Bayes. Dados los sucesos x, y, z, con $P(y,z) \neq 0$, se cumple:

$$P(x|y,z) = \frac{P(x)P(y,z|x)}{\sum_x P(x)P(y,z|x)} \tag{G.11}$$

Donde:

- $P(x|y,z)$ es la probabilidad condicionada de x dado que se cumpla y,z.
- $P(y,z|x)$ es la probabilidad condicionada de y,z dado que se cumpla x.
- $P(x)$ es la probabilidad, llamada marginal, de que se cumpla x.
- $P(y,z) = \sum_x P(x)P(y,z|x)$ es la probabilidad, también marginal, de que se cumpla y,z.

Demostración. Se obtiene fácilmente empleando las fórmulas de probabilidad condicional. Dados tres sucesos x, y, z:

$$P(x|y,z) = \frac{P(x,y,z)}{P(y,z)}$$
$$P(y,z|x) = \frac{P(x,y,z)}{P(x)}$$

Por tanto:

$$P(x|y,z) = \frac{P(x)P(y,z|x)}{P(y,z)}$$

Recordando que:

$$P(y,z) = \sum_x P(x,y,z) = \sum_x P(x)P(y,z|x)$$

y, combinando las últimas ecuaciones, resulta el teorema denominado teorema de BAYES (ec. G.11).

Ejemplo 9. Compruébese que, efectivamente, se cumple el teorema de BAYES, con los datos de la Tabla G.1 en la página 1009.

Ha de cumplirse que:

$$P(lluv|ne,ve) =$$
$$= \frac{P(lluv)P(ne,ve|lluv)}{P(seco)P(ne,ve|seco) + P(lluv)P(ne,ve|lluv)}$$

Donde:

- $P(lluvia)$ se denomina *probabilidad a priori*, ya que se puede calcular antes de conocer la estación y el viento.
- $P(lluv|ne,ve)$ se denomina *probabilidad a posteriori* y es la que se puede calcular después de conocer la estación y el viento. Es la que nos interesa, ya que incluye información adicional.
- $P(ne,ve|lluv)$ se denomina *verosimilitud* y es la probabilidad de que un día de lluvia sea de verano y con viento del NE.

Calculamos entonces:

$$P(lluv)P(ne,ve|lluv) = \frac{2059}{3650}\frac{162}{2059} = 0{,}04438$$
$$P(seco)P(ne,ve|seco) = \frac{1591}{3650}\frac{360}{1591} = 0{,}09860$$

Por tanto, el segundo miembro vale:

$$\frac{P(lluv)P(ne,ve|lluv)}{P(seco)P(ne,ve|seco) + P(lluv)P(ne,ve|lluv)} = \frac{0{,}04438}{0{,}04438 + 0{,}0986} \approx 0{,}31$$

Y el primer miembro vale:

$$P(lluv|ne,ve) = \frac{162}{162+360} = 0{,}31$$

Efectivamente, se cumple el teorema de BAYES.

ÓSCAR GARCÍA COLOMBO en el *Parque Natural Marina de Cope* en marzo de 2008.

Recientemente ha fallecido súbitamente nuestro compañero ÓSCAR GARCÍA COLOMBO. Creo que todos los que hemos tenido la suerte de conocerle le hemos querido, respetado, admirado y disfrutado mucho con su presencia, su trabajo y sus siempre inteligentes aportaciones a todas las conversaciones en las que participaba. Personalmente trabajé muy cerca de él en los años de la migración del modelo HIRLAM del Cray C90 al Cray X1e. Recuerdo aquellos meses con mucha añoranza. No siempre en AEMET se tiene la suerte de compartir tareas con gente inteligente y motivada por los desafíos y ese era, claramente, el caso de ÓSCAR. La gente inteligente y motivada suele defender sus opiniones con vehemencia y, valga la redundancia, con inteligencia y eso no siempre se valora adecuadamente. Creo sinceramente que ese fue el caso de ÓSCAR y tal vez por ello su trayectoria profesional en AEMET no fue todo lo brillante que debería haber sido y que él se merecía. No obstante, eso nunca empañó su dedicación y el entusiasmo con el que afrontaba los desafíos técnicos que le surgían en el camino, y de eso podemos dar fe todos los que le conocimos de cerca. Pero además de todo lo anterior, ÓSCAR era una buena persona, amigo de todos, buen compañero y siempre dispuesto a ayudar a todo aquél que se lo pedía, tanto en el plano personal como el profesional. Siempre estaba «maquinando» nuevos desafíos para mejorar el nivel tecnológico de AEMET y siempre los afrontaba y resolvía con pasión, como todo lo que hizo en su vida, porque Óscar también era una persona apasionada. Se nos ha ido demasiado pronto y le echaremos mucho de menos, pero siempre nos consolará saber que le llevaremos en nuestro corazón y, que de vez en cuando, aún nos parecerá verle por los pasillos andando deprisa y pensando más deprisa aún. Descanse en paz nuestro compañero ÓSCAR GARCÍA COLOMBO y nuestro más sincero pésame a su familia, hija, padres y hermanos. ¡Hasta siempre amigo!

JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA ZAPATA - Reseña aparecida en *El Observador Nº 107, Septiembre - Octubre 2016*

No hay ordenador capaz de simular el tiempo del Archipiélago

OSCAR GARCÍA COLOMBO †
Área de Telemática, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

JUANJO JIMÉNEZ
La Opinión de Tenerife

> Creo que todos los que hemos tenido la suerte de conocerle le hemos querido, respetado, admirado y disfrutado mucho con su presencia, su trabajo y sus siempre inteligentes aportaciones a todas los conversaciones en las que participaba. [...] No siempre en AEMET se tiene la suerte de compartir tareas con gente inteligente y motivada por los desafíos y ese era, claramente, el caso de Óscar. La gente inteligente y motivada suele defender sus opiniones con vehemencia y, valga la redundancia, con inteligencia y eso no siempre se valora adecuadamente. [...]
>
> *El Observador* – JOSÉ ANTONIO GARCÍA-MOYA ZAPATA, sobre ÓSCAR

El diario La Opinión de Tenerife publicaba el 16 de agosto de 2013 una entrevista, realizada por JUANJO JIMÉNEZ, a nuestro amado compañero ÓSCAR GARCÍA COLOMBO [319]. Encabezaba la entrevista la frase *«No hay ordenador capaz de simular el tiempo del Archipiélago»*. El subtítulo rezaba *«Los canarios viven en verano en torno a los 26 grados centígrados en las costas situadas al norte de las Islas y a unos 28 en las que quedan al sur», destaca el Delegado de la Agencia Estatal de Meteorología en Canarias*. Reproducimos en esta memoria aquella entrevista íntegra, con el amable permiso de *La Opinión de Tenerife*. En dicha entrevista ÓSCAR mencionaba interesantes aspectos relacionados con la predicción del tiempo en el archipiélago, especialmente dificultosa, debido a una combinación de factores, como son la insularidad, el acusadísimo relieve o el tamaño relativo de las islas.

Palabras clave: meteorología en Canarias, dificultade sde la predicción con la orografía canaria, supercomputación.

Imagen parte superior: Mar de Nubes de Stratocumulus sobre el océano Atlántico con el Teide emergiendo en el horizonte sobre Tenerife. Fotografía tomada hacia el este-sureste desde el avión el 5 de mayo de 2004, trayecto Madrid-La Palma, en la aproximación al aeropuerto de La Palma. JOSÉ ANTONIO QUIRANTES CALVO.

H.1 Entrevista

OSCAR GARCÍA COLOMBO, de 47 años, nacido en Madrid, es licenciado en Ciencias Físicas, en la especialidad Física del Aire, y delegado de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en Canarias. Como meteorólogo, asegura que Canarias es un «doctorado» para ejercer la profesión por las peculiaridades de un clima que califica de ideal pero, a su vez, sumamente complicado de predecir por la confluencia de unos alisios en una geografía tan abrupta que se escapa de los modelos estandarizados.

– ¿A cuántos grados vive un canario de verdad?

– El canario vive de media a 24 grados en las costas norte, o 26 en verano, 22 en invierno. El del sur tiene algo más de variación, pero hasta los 28 en verano y en invierno a unos 26.

– ¿Y cuando al canario se sale de esta burbuja?

– Llama. En cuanto cambia un poco, la población se extraña. Hace un poco más frío o más calor y quiere saber porqué. Y yo lo veo muy bien.

– ¿Canarias tiene el mejor clima del mundo, o eso se lo dirá usted a todos?

– No sé si es el mejor del mundo, pero sí es un clima ideal. Hoy mismo hace mucho calor, pero para alguien de la meseta peninsular no es casi ni calor, y para el que estaba acostumbrado, como yo, a quitar el hielo del coche para ir a trabajar, pues evidentemente sí que es un clima ideal. Es cierto que no existe una definición del mejor clima del mundo. Depende del que lo viva, pero a mi personalmente me gusta mucho porque estoy cansado de extremos meteorológicos, y aquí se mantiene en unos límites muy agradables y si no te gusta el de un lugar, con solo desplazarse 30 kilómetros tienes el tuyo. En invierno, en la *playa del Cura*, se está fantástico.

– El que atine con el tiempo en las Islas se doctora, si se atiende al otro mito del continente en miniatura.

– Sí, sí que se doctora. Es muy difícil porque además nuestra herramienta fundamental de predicción es el modelo matemático, que no puede simular con la adecuada resolución espacial la orografía canaria, porque es demasiado abrupta para los modelos que estamos usando. Tenemos una resolución de dos kilómetros y medio (ver secs. A.18 en la página 939 y 20.4 en la página 316), que es muy alta, y que en la mayoría de las situaciones del planeta es suficiente, pero para aquí no existe en el mundo un ordenador capaz de simular perfectamente el tiempo en las islas. Eso a pesar de que nuestro ordenador, un Cray Vectorial X1 (ver sec. 11.4 en la página 158), es uno de los 150 más potentes fabricados en su momento y capaz de realizar millones de operaciones matemáticas por segundo.

– ¿Y eso que dicen de los alisios, que si son la joya de la corona...?

– Sí que lo son. Los alisios combinados con el relieve son los que otorgan esta disparidad de clima. Son unos vientos muy constantes todo el año, más en verano que en invierno, que al encontrarse con la costa ascienden. En ese momento se condensan al enfriarse, formando la nubosidad en el norte, y provocando las grandes diferencias pluviométricas entre una cara de la isla y la otra: nublado húmedo y despejado seco. Y hay que tener en cuenta que esta inversión de temperatura actúa como una tapadera e impide que esta humedad se eleve a partir de un determinado nivel. En el norte, se sube, se llega a la nube, y poco más arriba te pega todo el sol encima.

– ¿Hay mucho alisio suelto o se trata de un exclusivo hecho en Canarias?

– Los alisios afectan a las regiones subtropicales, pero el asunto es que en Canarias encuentran tierra entre el océano. Madeira y Azores están muy al norte para tener alisios. Es un caso excepcional por la gran orografía, como el Teide a sus casi 4000 metros y su situación geográfica. Y si no lo tuviéramos el clima sería mucho más tórrido, no existiría el verde de barlovento.

– ¿Un desierto?

– Un poco exagerado, pero observe la diferencia entre las islas de orografía baja, como Lanzarote y Fuerteventura, con La Palma, con el matiz de que las dos primeras están más cerca de África. El alisio es una bendición, a veces en la zona de Gando o Telde suena fuerte, pero bajas un poco por la autopista y ya se está estupendo.

– ¿Por qué aquí con poquito que suba la temperatura el personal aparenta algo asirocado?

– Quizá porque disfruten de un clima tan estable, que se desvía muy poco. El que haga mucho calor o mucho frío es cuestión de a qué se compare. En Madrid ya a finales de julio te puedes morir de calor. Y en invierno hace un frío que pela. En Teror también hará frío, pero no escarcha. En la Cumbre puede llegar a ser extremo, pero ahí viven muy pocas personas. En Canarias no hay grandes temperaturas excepto en lugares muy puntuales. Es casi imposible que encontremos 40 grados en la costa, que es lugar del gran grueso de la población. Y si se produjeran sería algo muy puntual con una entrada de aire africano que llegue al suelo, pero no es lo normal. En cuanto a las rachas de calor, son episodios de días, o semanas, no como en Extremadura que empieza junio a 38 grados hasta septiembre. En las islas las máximas se dan en medianías, que al quedar por encima de las nubes reciben una insolación muy elevada y a resguardo de los alisios.

– Luego... ¿estos termómetros callejeros a pie de playa abonados a los 40 y pico grados?

– No es una medida aceptable porque lo que marca ese termómetro es la temperatura del propio termómetro. Igual que el que se pega en una pared, mide la temperatura de la pared. Lo que vale para el criterio de la observación es la temperatura del aire, que es la misma en la sombra que al sol, no la temperatura de una pared o de una carcasa metálica.

– Un defecto de fábrica por culpa de nuestra latitud son los rayos ultravioletas.

– El trópico es la última línea donde el sol alcanza el cenit. Y por lo tanto la incidencia de los ultravioletas es mayor. En verano Canarias está casi siempre en el índice 11, frente al 9 de la Península. Ahora estamos algo más bajos, por la calima. Hay que tener mucho cuidado con la radiación solar en verano porque cae el sol muy a plomo. El primer año me cogí una alergia al sol y los nórdicos no son conscientes del peligro. Los ves en *playa del Inglés*, sin sombrilla, con su piel blanca... y vaya si toman.

– ¿De qué datos se nutre la AEMET en las Islas?

– De una red de medio centenar de estaciones automáticas y de otra que mide la lluvia y, algunas, las temperaturas, mantenida por unos 400 voluntarios. Es una labor muy importante y totalmente desinteresada..., en escuelas, agricultores, que toman los datos a las siete de la mañana todos los días, rellenan la ficha y nos la remiten a final de mes. Si no es por ellos no podríamos mantener la red, porque las automáticas son muy caras.

– Lo que sí parece es que cada vez hay una mayor afición. Se ve en foros, como Cazatormentas, Meteo7Islas..., y otros muchos, algunos de gran tino.

– Efectivamente, y enriquecen. Hay personas que no serán físicos, pero que son grandes comunicadores y llegan al público muy bien con este tipo de información. Ahora, es como los futbolistas, unos juegan bien y otros mal, y el aficionado puede que también juegue bien, con buenos accesos a los datos de los modelos que hacen sus predicciones. Unos más que otros.

– También estaba el señor de las cabañuelas...

– Se están perdiendo, porque cada vez hay menos vida en el campo. Era un conocimiento muy acertado, pero si al señor que hacía los barruntos lo cambiabas de zona se le caían los esquemas.

– Hasta hace nada era deporte nacional meterse con el hombre del tiempo por sus fallos.

– Ya se falla muchísimo menos, como no puede de ser de otra manera por los avances de los sistemas de observación, los satélites, los modelos numéricos...

– Y dígame, ya que estamos, ¿qué tiempo hará en los próximos días?

– Pues el mismo que hemos tenido estas jornadas, con temperaturas en torno a los 38 grados en las medianías del sur, este y oeste, y más suave en el norte. Así seguirá la tónica con las previsiones de hasta el jueves y viernes. No realizamos modelos con muchos días de antelación porque pueden variar en cualquier momento y esto confunde.

H.2 Enlace

Enlace a la página web de la entrevista a ÓSCAR GARCÍA COLOMBO en el diario La Opinión de Tenerife:

https://www.laopinion.es/sociedad/2013/08/16/hay-ordenador-mundo-capaz-simular/493152.html

28 Gente y Culturas

La Opinión de Tenerife
Viernes, 16 de agosto de 2013

Óscar García Colombo

Delegado de la Agencia Estatal de Meteorología en Canarias

"No hay ordenador en el mundo capaz de simular el tiempo del Archipiélago"

"Los canarios viven en verano en torno a los 26 grados centígrados en las costas situadas al norte de las Islas y a unos 28 en las que quedan al sur"

Juanjo JIMÉNEZ
SANTA CRUZ DE TENERIFE

Oscar García Colombo, de 47 años, nacido en Madrid, es licenciado en Ciencias Físicas, en la especialidad Física del Aire, y delegado de la Agencia Estatal de Meteorología en Canarias. Como meteorólogo, asegura que Canarias es un "doctorado" para ejercer la profesión por las peculiaridades de un clima que califica de ideal pero, a su vez, sumamente complicado de predecir por la confluencia de unos alisios en una geografía tan abrupta que se escapa de los modelos estandarizados.

–¿A cuántos grados vive un canario de verdad?

–El canario vive de media a 24 grados en las costas norte, o 26 en verano, 22 en invierno. El del sur tiene algo más de variación, pero hasta los 28 en verano y en invierno a unos 26.

–¿Y cuando al canario se sale de esta burbuja?

–Llama. En cuanto cambia un poco, la población se extraña. Hace un poco más frío o más calor y quiere saber porqué. Y yo lo veo muy bien.

–¿Canarias tiene el mejor clima del mundo, o eso se lo dirá usted a todos?

–No se si es el mejor del mundo, pero sí es un clima ideal. Hoy mismo hace mucho calor, pero para alguien de la meseta peninsular no es casi ni calor, y para el que estaba acostumbrado como yo a quitar el hielo del coche para ir a trabajar, pues evidentemente sí que es un clima ideal. Es cierto que no existe una definición del mejor clima del mundo. Depende del que lo viva, pero a mi personalmente me gusta mucho porque estoy cansado de extremos meteorológicas, y aquí se mantiene en unos límites muy agradables y si no te gusta el de un lugar, con solo desplazarse 30 kilómetros tienes el tuyo. En invierno, en la playa del Cura, se está fantástico.

– El que atine con el tiempo en las Islas se doctora, si se atiende al otro mito del continente en miniatura.

–Si, sí que se doctora. Es muy difícil porque además nuestra herramienta fundamental de predicción es el modelo matemático, que no puede simular con la adecuada resolución espacial la orografía canaria, porque es demasiado abrupta para los modelos que estamos usando. Tenemos una resolución de dos kilómetro y medio, que es muy alta, y que en la mayoría de las situaciones del planeta es suficiente, pero para aquí no existe en el mundo un ordenador capaz de simular perfectamente el tiempo en las islas. Eso a pesar de que nuestro ordenador, un Cray Vectorial X1, es uno de los 150 más potentes fabricados en su momento y capaz de realizar millones de operaciones matemáticas por segundo.

Óscar García Colombo, durante la entrevista en la sede de la Agencia Estatal de Meteorología. / JUAN CARLOS CASTRO

"No sé si Canarias cuenta con el mejor clima del mundo, pero sí que disfruta de unas condiciones ideales"

"Los alisios combinados con el relieve de cada isla son los que hacen posible esta disparidad de situaciones"

–¿Y eso que dicen de los alisios, que si son la joya de la corona...?

–Sí que lo son. Los alisios combinados con el relieve son los que otorgan esta disparidad de clima. Son unos vientos muy constantes todo el año, más en verano que en invierno, que al encontrarse con la costa asciendes. En ese momento se condensan al enfriarse, formando la nubosidad en el norte, y provocando las grandes diferencias pluviométricas entre una cara de la isla y la otra:_ Nublado húmedo y despejado seco. Y hay que tener en cuenta que esta inversión de temperatura actúa como una tapadera e impide que esta humedad se eleva a partir de un determinado nivel. En el norte, se sube, se llega a la nube, y poco más arriba te pega todo el sol encima.

–¿Hay mucho alisio suelto o se trata de un exclusivo *hecho en Canarias*?

–Los alisios afectan a las regiones subtropicales, pero el asunto es que en Canarias encuentran tierra entre el océano. Madeira y Azores están muy al norte para tener alisios. Es un caso excepcional por la gran orografía, como el Teide a sus casi 4000 metros y su situación geográfica. Y si no lo tuviéramos el clima sería mucho más tórrido, no existirá el verde de barlovento.

–¿Un desierto?

–Un poco exagerado, pero observe la diferencia entre las islas de orografía baja, como Lanzarote y Fuerteventura, con La Palma, con el matiz de que las dos primeras están más cerca de África. El alisio es una bendición, a veces en la zona de Gando o Telde suena fuerte, pero bajas un poco por la autopista y ya se está estupendo.

–¿Porqué aquí con poquito que suba la temperatura el personal aparenta algo asirocado?

–Quizá porque disfruten de un clima tan estable, que se desvía muy poco. El que haga mucho calor o mucho frío es cuestión de a qué se compare. En Madrid ya a finales de julio te puedes morir de calor. Y en invierno hace un frío que pela. En Teror también hará frío, pero no escarcha. En la Cumbre puede llegar a ser extremo, pero ahí viven muy pocas personas. En Canarias no hay grandes temperaturas excepto en lugares muy puntuales. Es casi imposible que encontremos 40 grados en la costa, que es lugar del gran grueso de la población. Y si se produjeran sería algo muy puntual con una entrada de aire africano que llegue al suelo, pero no es lo normal. En cuanto a las rachas de calor, son episodios de días, o semanas, no como en Extremadura que empieza junio a 38 grados hasta septiembre. En las islas las máximas se dan en medianías, que al quedar por encima de las nubes reciben una insolación muy elevada y a resguardo de los alisios.

–¿Luego, estos termómetros callejeros a pie de playa abonados a los 40 y pico grados?

– No es una medida aceptable porque lo que marca ese termómetro es la temperatura del propio termómetro. Igual que el que se pega en una pared, mide la temperatura de la pared. Lo que vale para el criterio de la observación es la temperatura del aire, que es la misma en la sombra que al sol, no la temperatura de una pared o de una carcasa metálica.

–Un defecto de fábrica por culpa de nuestra latitud son los rayos ultravioletas.

–El trópico es la última línea donde el sol alcanza el cenit. Y por lo tanto la incidencia de los ultravioletas es mayor. En verano Canarias está casi siempre en el índice 11,frente al 9 de la Península. Ahora estamos algo más bajos, por la calima. Hay que tener mucho cuidado con la radiación solar en verano porque cae el sol muy a plomo. El primer año me cogí una alergia al sol y los nórdicos no son conscientes del peligro. Los ves en Playa del Inglés, sin sombrilla, con su piel blanca... y vaya si toman.

–¿De qué datos se nutre la Aemeten las Islas?

– De una red de medio centenar de estaciones automáticas y de otra que mide la lluvia y, algunas, las temperaturas, mantenida por unos 400 voluntarios. Es una labor muy importante y totalmente desinteresada..., en escuelas, agricultores, que toman los datos a las siete de la mañana todos los días, rellenan la ficha y nos la remiten a final de mes. Si no es por ellos no podríamos mantener la red, porque las automáticas son muy caras.

–Lo que sí parece es que cada vez hay una mayor afición. Se ve en foros, como Cazatormentas, Meteo7Islas..., y otros muchos, algunos de gran tino.

–Efectivamente, y enriquecen. Hay personas que no serán físicos, pero que son grandes comunicadores y llegan al público muy bien con este tipo de información. Ahora, es como los futbolistas, unos juegan bien y otros mal, y el aficionado puede que también juegue bien, con buenos accesos a los datos de los modelos que hacen sus predicciones. Unos más que otros.

–También estaba el señor de las cabañuelas...

–Se están perdiendo, porque cada vez hay menos vida en el campo. Era un conocimiento muy acertado, pero si al señor que hacía los barruntos lo cambiabas de zona se le caían los esquemas.

–Hasta hace nada era deporte nacional meterse con el hombre del tiempo por sus fallos.

–Ya se falla muchísimo menos, como no puede de ser de otra manera por los avances de los sistemas de observación, los satélites, los modelos numéricos...

–Y dígame, ya que estamos, ¿qué tiempo hará en los próximos días?

–Pues el mismo que hemos tenido estas jornadas, con temperaturas en torno a los 38 grados en las medianías del sur, este y oeste, y más suave en el norte. Así seguirá la tónica con las previsiones de hasta el jueves y viernes. No realizamos modelos con muchos días de antelación porque pueden variar en cualquier momento y esto confunde.

Figura H.1: Página original de la entrevista a ÓSCAR GARCÍA COLOMBO *en el diario La Opinión de Tenerife.*

Parte XI
Bibliografía

Parte XI Bibliografía

Página anterior: Encina en primer plano, con una nube cumuliforme en el fondo, en las inmediaciones de Valdemorillo. Fotografía tomada por JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

Lecturas recomendadas

CARLOS SANTOS BURGUETE
Centro Nacional de Predicción (CNP), Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

> Hoy, antes del alba, subí a las montañas, miré los cielos llenos de luminarias y le dije a mi espíritu: "Cuando conozcamos todos estos mundos y el placer y la sabiduría que contienen, ¿estaremos tranquilos y satisfechos?" Y mi espíritu dijo: "No, ganaremos esas alturas sólo para seguir adelante".
>
> WALT WHITMAN

> We must wholeheartedly believe in free will. If free will is a reality, we shall have made the correct choice. If it is not, we shall still not have made an incorrect choice, because we shall not have made any choice at all, not having a free will to do so.
>
> EDWARD NORTON LORENZ

Con la esperanza de haber estimulado la curiosidad de los lectores, ofrecemos en este anexo una breve lista de lecturas recomendadas para profundizar en algunos de los aspectos abordados. Los enlaces conducen al capítulo de referencias generales.

Imagen parte superior: *Cirrus spisatus* en las inmediaciones de Valdemorillo. Fotografía de JUAN CARLOS GARCÍA COLOMBO.

Sistemas dinámicos: [19, 21, 33, 113, 214, 551, 603].

Caos: [139, 176, 384, 396, 573].

Filosofía de la ciencia: [219, 503, 584, 585].

Predecibilidad: [79, 331, 474].

Módulos de enseñanza online de la serie «The Comet Program», MetEd - COMET (son gratuitos pero requieren registrarse): [355, 422, 423, 424, 425, 426].

Referencias generales

[1] ABRAHAM, Shymali y col. "Do location-specific forecasts pose a new challenge for communicating uncertainty?" En: *Meteorological Applications* 22.3 (2015), páginas 554-562. DOI: 10.1002/met.1487 (citado en páginas 630, 915).

[2] AEMET. *Manual de uso de términos meteorológicos, edición 2015*. Agencia Estatal de Meteorología, 2015, página 36. URL: http://www.aemet.es/en/zona_portada_destacada/manual_terminos_met (citado en página 660).

[3] AEMET. *Plan Nacional de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Meteorológicos Adversos*. Informe técnico. Madrid: Agencia Estatal de Meterología (AEMET), 2015, página 56. URL: http://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/avisos/plan_meteoalerta/plan_meteoalerta.pdf (citado en páginas 576, 636).

[4] AEMET. *Meteoglosario visual*. 2018. URL: https://meteoglosario.aemet.es/index.php (visitado 12-05-2018) (citado en página 1074).

[5] AEMET/IM. *Atlas climático ibérico. Temperatura del aire y precipitación (1971-2000)*. Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 2011 (citado en página 124).

[6] AEMISEGGER, Franziska, MARTIUS, Olivia y WÜEST, Marc. "An assessment of the ECMWF tropical cyclone ensemble forecasting system and its use for insurance loss predictions". En: *10th EMS Annual*

Meeting, 10th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held Sept. 13-17, 2010 in Zürich, Switzerland. 2010 (citado en página 728).

[7] AHIJEVYCH, David y col. "Application of Spatial Verification Methods to Idealized and NWP-Gridded Precipitation Forecasts". En: *Weather and Forecasting* 24.6 (dic. de 2009), páginas 1485-1497. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2009WAF2222298.1 (citado en páginas 224, 226).

[8] ALDECO, L S. *Aplicación de la técnica de análogos a la generación de pronósticos probabilísticos de precipitación sobre algunas estaciones de la Argentina. Tesis de Licenciatura*. Buenos Aires, 2011 (citado en páginas 595, 597).

[9] ALEXANDER, L V y col. "Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111.D5 (2006). DOI: 10.1029/2005JD006290 (citado en página 591).

[10] ALMARZA MATA, Carlos. "La Climatología en los organismos oficiales". En: *La climatología española: pasado, presente y futuro*. Prensas Universitarias de Zaragoza. 2007, páginas 61-102 (citado en página 32).

[11] ALMARZA, Carlos, CHAZARRA, Andrés y PEDRAZA, Beatriz. "Adaptación del SPI para el análisis de la variabilidad intra-anual de periodos secos". En: *La Climatología española en los albores del siglo XXI* 1 (1999), páginas 25-31 (citado en página 1001).

[12] ALTMAN, Naomi S. "An introduction to kernel and nearest-neighbor nonparametric regression". En: *The American Statistician* 46.3 (1992), páginas 175-185 (citado en página 595).

[13] AMS. *Meteorology Glossary*. 2018. URL: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page (visitado 12-05-2018) (citado en página 1074).

[14] ANDERSON, David y col. "Development of the ECMWF seasonal forecast System 3". En: *ECMWF Technical Memoranda* 503 (2007) (citado en páginas 472, 480).

[15] ANDERSON, J.L. L. "A Method for Producing and Evaluating Probabilistic Forecast from Ensemble Model Integration". En: *Journal of climate* 9.7 (1995), páginas 1518-1530. ISSN: 0894-8755. DOI: 10.1175/1520-0442(1996)009<1518:AMFPAE>2.0.CO;2 (citado en páginas 183, 228, 329).

[16] ANDUAGA EGAÑA, Aitor. *Meteorología, ideología y sociedad en la España contemporánea*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 2012 (citado en páginas 32, 34).

[17] ANTOLIK, Mark S y BRANCH, Statistical Modeling. "Model Output Statistics (MOS) - Objective Interpretation of NWP model output". En: *University of Maryland USA* (2003) (citado en página 203).

[18] APACHE SOFTWARE FOUNDATION. *Hadoop*. URL: https://hadoop.apache.org (citado en páginas 160, 161).

[19] ARAMANOVICH, I G y col. *Funciones de variable compleja, cálculo operacional y teoría de la estabilidad*. 1965 (citado en página 1022).

[20] ARMENGOT, Rafael. "Las lluvias intensas en la Comunidad Valenciana". En: *Ministerio de Medio Ambiente, Madrid* (2002) (citado en páginas 666, 685).

[21] ARNOLD, Vladimir Igorevich. *Mathematical methods of classical mechanics*. Volumen 60. Springer Science & Business Media, 2013 (citado en página 1022).

[22] ARRIBAS, A, ROBERTSON, K B y MYLNE, K R. "Test of a poor man's ensemble prediction system for short-range probability forecasting". En: *Monthly Weather Review* 133.7 (2005), páginas 1825-1839 (citado en páginas 176, 330, 881).

[23] ASCASO, A y CASALS, M. "Vocabulario de términos meteorológicos y Ciencias afines". En: *Instituto Nacional de Meteorología* (1986) (citado en página 660).

[24] ASHWIN, Peter, BUESCU, Jorge y STEWART, Ian. "From attractor to chaotic saddle: a tale of transverse instability". En: *Nonlinearity* 9.3 (1996), página 703 (citado en páginas 11, 56).

[25] ATGER, Frédéric. "Spatial and interannual variability of the reliability of ensemble-based probabilistic forecasts: Consequences for calibration." En: *Monthly Weather Review* 131.8 (2003) (citado en página 334).

[26] AYALA CARCEDO, F J. "La ordenación del territorio en la prevención de catástrofes naturales en la geografía española". En: *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* 30 (2000), páginas 37-49 (citado en página 700).

[27] AYUSO, Juan José. *Método de predicción perfecta, para adaptación estadística de los diferentes modelos numéricos, utilizando los análisis del modelo de área limitada del INM*. Informe técnico. 1996 (citado en página 203).

[28] BACON, Francis. *Novum organum*. Clarendon press, 1878 (citado en página 20).

[29] BADER, Jean-Claude, PIEDELIEVRE, J P y LAMAGAT, Jean-Pierre. "Seasonal forecasting of the flood volume of the Senegal River, based on results of the ARPEGE Climate model". En: *Hydrological Sciences Journal Journal Des Sciences Hydrologiques* 51.3 (2006), páginas 406-417. ISSN: 0262-6667 (citado en página 471).

[30] BADER, M J y col. *Images of weather forecasting: A practical guide for interpreting satellite and radar imagery*. Cambridge University Press, 1995 (citado en página 94).

[31] BALDWIN, Mark P y DUNKERTON, Timothy J. "Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes". En: *Science* 294.5542 (2001), páginas 581-584. DOI: 10.1126/science.1063315 (citado en página 479).

[32] BARBERÍA, L. y col. "The role of different factors related to social impact of heavy rain events: considerations about the intensity thresholds in densely populated areas". En: *Natural Hazards and Earth System Science* 14.7 (jul. de 2014), páginas 1843-1852. ISSN: 1684-9981. DOI: 10.5194/nhess-14-1843-2014 (citado en página 765).

[33] BARRALLO CALONGE, Javier. "Geometría fractal: algorítmica y representación". Tesis doctoral. Tesis doctoral. Universidad de Deusto. Facultad de Informática, 1992 (citado en página 1022).

[34] BARREIRO, Marcelo y TIPPMANN, Andrés. "Atlantic modulation of El Nino influence on summertime rainfall over southeastern South America". En: *Geophysical Research Letters* 35.16 (2008). DOI: 10.1029/2008GL035019 (citado en página 601).

[35] BARROSO, F. J. *La lluvia obliga a cortar la M-40 y la A-42 por balsas de agua*. Madrid, jul. de 2017. URL: https://elpais.com/ccaa/2017/07/06/madrid/1499361476_173135.html (citado en páginas 900, 901).

[36] BATCHELOR, G. K. (George Keith). *An introduction to fluid dynamics*. Cambridge University Press, 1999, página 615. ISBN: 9780521663960 (citado en página 83).

[37] BECK, Ulrich. *Risk society: Towards a new modernity*. Volumen 17. Sage, 1992 (citado en página 624).

[38] BELANGER, James I. y col. "Predictability of North Atlantic Tropical Cyclone Activity on Intraseasonal Time Scales". En: *Monthly Weather Review* 138.12 (dic. de 2010), páginas 4362-4374. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2010MWR3460.1 (citado en página 732).

[39] BENGTSSON, Lisa y col. "A stochastic parametrization for deep convection using cellular automata". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139.675 (2013), páginas 1533-1543. DOI: 10.1002/qj.2108 (citado en página 315).

[40] BENGTSSON, Lisa y col. "The HARMONIE-AROME Model Configuration in the ALADIN-HIRLAM NWP System". En: *Monthly Weather Review* 145.5 (mayo de 2017), páginas 1919-1935. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR-D-16-0417.1 (citado en páginas 144, 352, 571, 680).

[41] BERENGUER, Marc, SEMPERE-TORRES, Daniel y PEGRAM, Geoffrey G S. "SBMcast – An ensemble nowcasting technique to assess the uncertainty in rainfall forecasts by Lagrangian extrapolation". En: *Journal of Hydrology* 404.3-4 (2011), páginas 226-240 (citado en página 525).

[42] BERENGUER, Marc y ZAWADZKI, Isztar. "A study of the error covariance matrix of radar rainfall estimates in stratiform rain". En: *Weather and Forecasting* 23.6 (2008), páginas 1085-1101 (citado en página 524).

[43] BERG, Robbie. *Tropical Cyclone Report Hurricane Ike (AL092008) 1 - 14 September 2008*. Informe técnico. NHC, Miami: National Hurricane Center (NHC), 2008, página 55 (citado en página 730).

[44] BERMEJO, N. *Cold wave along the Spanish Mediterranean coast - EUMETSAT*. Informe técnico. EUMETSAT, 2017. URL: https://www.eumetsat.int/website/home/Images/ImageLibrary/DAT_3639834.html (citado en página 805).

[45] BERNER, J. y col. "A Spectral Stochastic Kinetic Energy Backscatter Scheme and Its Impact on Flow-Dependent Predictability in the ECMWF Ensemble Prediction System". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 66.3 (mar. de 2009), páginas 603-626. ISSN: 0022-4928. DOI: 10.1175/2008JAS2677.1 (citado en páginas 183, 275, 276, 300, 368, 395, 397, 459).

[46] BERNER, J y col. "Model Uncertainty in a Mesoscale Ensemble Prediction System: Stochastic versus Multiphysics Representations". En: *Monthly Weather Review* 139.6 (2011), páginas 1972-1995. DOI: 10.1175/2010MWR3595.1 (citado en página 272).

[47] BERTOTTI, Luciana y col. "Nettuno: Analysis of a Wind and Wave Forecast System for the Mediterranean Sea". En: *Monthly Weather Review* 141.9 (sep. de 2013), páginas 3130-3141. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR-D-12-00361.1 (citado en página 382).

[48] BERTRAND, Joseph. *Calcul des probabilités*. Gauthier-Villars, 1889 (citado en páginas 945, 1006).

[49] BERTUGLIA, Cristoforo Sergio y VAIO, Franco. *Nonlinearity, chaos, and complexity: the dynamics of natural and social systems*. Oxford University Press on Demand, 2005 (citado en páginas 60, 66).

[50] BINDOFF, Nathaniel L y col. "Detection and attribution of climate change: from global to regional". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en páginas 488, 507).

[51] BIODIVERSIDAD, Fundación y col. "Cambio Climático: Bases Físicas". En: *Guía Resumida del Quinto Informe de Evaluación del IPCC, Grupo de Trabajo I. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Madrid* (2013), páginas 1-47 (citado en página 457).

[52] BISHOP, Christopher M. *Pattern recognition and machine learning*. springer, 2006. DOI: 10.1117/1.2819119 (citado en página 616).

[53] BISHOP, Craig H., ETHERTON, Brian J y MAJUMDAR, Sharanya J. "Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: Theoretical aspects". En: *Monthly weather review* 129.3 (2001), páginas 420-436 (citado en páginas 183, 285, 368, 395).

[54] BISHOP, Craig H. y SHANLEY, Kevin T. "Bayesian Model Averaging's Problematic Treatment of Extreme Weather and a Paradigm Shift That Fixes It". En: *Monthly Weather Review* 136.12 (2008), páginas 4641-4652. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2008MWR2565.1 (citado en página 198).

[55] BJERKNES, Jakob y SOLBERG, Halvor. *Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation*. Grondahl, 1922 (citado en página 538).

[56] BJERKNES, Vilhelm. "Das Problem der Wettervorhers-age, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik". En: *Meteor. Z.* 21 (1904), páginas 1-7 (citado en páginas 28, 154).

[57] BJERKNES, Vilhelm. "The problem of weather forecasting as a problem in mechanics and physics". En: *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*. American Meteorological Society, 1999, páginas 1-4 (citado en página 154).

[58] BOCQUET, Marc y SAKOV, Pavel. "An iterative ensemble Kalman smoother". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140.682 (2014), páginas 1521-1535. DOI: 10.1002/qj.2236 (citado en página 368).

[59] BOLOGNESI, R. "Protection du refuge de Respomuso contre les avalanches". En: *Geographicalia* 42 (2002) (citado en página 708).

[60] BONAVITA, Massimo y col. "EnKF and Hybrid Gain Ensemble Data Assimilation. Part II: EnKF and Hybrid Gain Results". En: *Monthly Weather Review* 143.12 (dic. de 2015), páginas 4865-4882. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR-D-15-0071.1 (citado en páginas 183, 252, 395).

[61] BOOIJ, N., HOLTHUIJSEN, L.H. y RIS, R.C. "The Swan Wave Model for Shallow Water". En: *Coastal Engineering 1996*. New York, NY: American Society of Civil Engineers, ago. de 1997, páginas 668-676. ISBN: 9780784402429. DOI: 10.1061/9780784402429.053 (citado en página 380).

[62] BOUCHER, Olivier y col. "Clouds and aerosols". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 571-657 (citado en páginas 457, 495).

[63] BOWLER, Neill E. y col. "The MOGREPS short-range ensemble prediction system". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134.632 (abr. de 2008), páginas 703-722. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.234 (citado en páginas 271, 368, 381).

[64] BOWLER, Neill E y col. "The local ETKF and SKEB: Upgrades to the MOGREPS short-range ensemble prediction system". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135.640 (2009), páginas 767-776. DOI: 10.1002/qj.394 (citado en página 368).

[65] BRADLEY, A. Allen y SCHWARTZ, Stuart S. "Summary Verification Measures and Their Interpretation for Ensemble Forecasts". En: *Monthly Weather Review* 139.9 (2011), páginas 3075-3089. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2010MWR3305.1 (citado en página 224).

[66] BRADLEY, A. Allen, SCHWARTZ, Stuart S. y HASHINO, T. "Sampling Uncertainty and Confidence Intervals for the Brier Score and Brier Skill Score". En: *Weather and Forecasting* 23 (2008), página 992. DOI: 10.1175/2007WAF2007049.1 (citado en página 224).

[67] BRANDES, Heinrich Wilhelm. *Beiträge zur Witterungskunde*. Barth, 1820 (citado en páginas 32, 33).

[68] BRANDES, Heinrich Wilhelm. *Dissertatio physica de repentinis variationibus in pressione atmosphaerae observatis*. Volumen 1. Staritzius, 1826 (citado en páginas 32, 33).

[69] BRANDS, S y col. "Seasonal predictability of wintertime precipitation in Europe using the snow advance index". En: *Journal of Climate* 25.12 (2012), páginas 4023-4028. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00083.1 (citado en página 461).

[70] BREIMAN, Leo y col. "Statistical modeling: The two cultures (with comments and a rejoinder by the author)". En: *Statistical science* 16.3 (2001), páginas 199-231 (citado en página 207).

[71] BRIER, Glenn W. "Verification of forecasts expressed in terms of probability". En: *Monthly Weather Review* 78.1 (1950), páginas 1-3. DOI: 10.1175/1520-0493(1950)078<0001:VOFEIT>2.0.CO;2 (citado en páginas 332, 464).

[72] BRILLOUIN, Leon. *Science and information theory*. Courier Corporation, 2013 (citado en página 948).

[73] BROOKS, Harold E, LEE, James W y CRAVEN, Jeffrey P. "The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data". En: *Atmospheric Research* 67 (2003), páginas 73-94 (citado en página 591).

[74] BROOKS, Nick. "Vulnerability, risk and adaptation: A conceptual framework". En: *Tyndall Centre for Climate Change Research Working Paper* 38 (2003), páginas 1-16 (citado en página 591).

[75] BROOKSHAW, A. "Seasonal forecasts from the Copernicus Climate Change Service". 2017. URL: http://medcof.aemet.es/images/doc_events/medcof9/docMedcof9/presentaciones/C3Sseasonal_for_users_MedCOF_November2017.pdf (citado en página 471).

[76] BROWN, Jaclyn N y FEDOROV, Alexey V. "How much energy is transferred from the winds to the thermocline on ENSO time scales?" En: *Journal of Climate* 23.6 (2010), páginas 1563-1580 (citado en páginas 460, 462).

[77] BROWNING, K A y col. "Application of satellite imagery in newcasting and very short range forecasting". En: *Meteorological Magazine* 116.1379 (1987), páginas 161-179 (citado en páginas 90, 97).

[78] BUIZZA, Roberto. "Potential forecast skill of ensemble prediction and spread and skill distributions of the ECMWF ensemble prediction system". En: *Monthly Weather Review* 125.1 (1997), páginas 99-119. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(1997)125<0099:PFSOEP>2.0.CO;2 (citado en páginas 186, 229, 329, 418, 419).

[79] BUIZZA, Roberto. "Chaos and weather prediction". En: *ECMWF Newsletter* 12 (2002), páginas 1-7 (citado en páginas 166, 186, 300, 1022).

[80] BUIZZA, Roberto, LEUTBECHER, Martin y ISAKSEN, Lars. "Potential use of an ensemble of analyses in the ECMWF Ensemble Prediction System". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134.637 (2008), páginas 2051-2066. DOI: 10.1002/qj.346 (citado en páginas 300, 301, 395, 459).

[81] BUIZZA, Roberto, MILLER, Martin J y PALMER, Tim N. "Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125.560 (ago. de 1999), páginas 2887-2908. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.49712556006 (citado en páginas 183, 275, 276, 285, 300, 395, 397, 541).

[82] BUIZZA, Roberto y PALMER, Tim N. "The Singular-Vector Structure of the Atmospheric Global Circulation". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 52.9 (mayo de 1995), páginas 1434-1456. ISSN: 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(1995)052<1434:TSVSOT>2.0.CO;2 (citado en páginas 165, 183, 255, 285, 300).

[83] BUIZZA, Roberto y col. "Impact of model resolution and ensemble size on the performance of an Ensemble Prediction System". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 124.550 (1998), páginas 1935-1960. ISSN: 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.49712455008 (citado en páginas 329, 330, 332, 336).

[84] BUIZZA, Roberto y col. "A Comparison of the ECMWF, MSC, and NCEP Global Ensemble Prediction Systems". En: *Monthly Weather Review* 133.5 (mayo de 2005), páginas 1076-1097. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR2905.1 (citado en página 284).

[85] BUIZZA, R y col. "IFS Cycle 43r3 brings model and assimilation updates". En: *ECMWF Newsletter* 152.summer (2017). URL: https://www.ecmwf.int/en/elibrary/17439-newsletter-no-152-summer-2017 (citado en página 470).

[86] BUNGE, Mario. *La ciencia, su método y su filosofía*. Sudamericana, 2014 (citado en página 20).

[87] BUNNEY, Chris y SAULTER, Andy. "An ensemble forecast system for prediction of Atlantic-UK wind waves". En: *Ocean Modelling* 96 (dic. de 2015), páginas 103-116. ISSN: 14635003. DOI: 10.1016/j.ocemod.2015.07.005 (citado en página 381).

[88] BUONTEMPO, Carlo y HEWITT, Chris. "EUPORIAS and the development of climate services". En: *Climate Services* (2017) (citado en página 460).

[89] BURGHI, Ana Carolina do amaral, HIRSCH, Tobias y PITZ-PAAL, Robert. "CSP Dispatch Optimization considering Forecasts Uncertainties". En: *SolarPACES*. Chile, sep. de 2017. URL: http://elib.dlr.de/114738/ (citado en página 612).

[90] BURRIDGE, D M y HASELER, J. *A semi-implicit global gridpoint model*. Informe técnico. Tech. Rep., ECMWF, Reading, England. To be published, 1979 (citado en página 676).

[91] BUTLER, Amy H y col. "The Climate-system Historical Forecast Project: do stratosphere-resolving models make better seasonal climate predictions in boreal winter?" En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.696 (2016), páginas 1413-1427. DOI: 10.1002/qj.2743 (citado en página 461).

[92] BUYS BALLOT, Christophorus Henricus Didericus. "Note sur le rapport de l'intensité et de la direction du vent avec les écarts simultanés du baromètre". En: (1857) (citado en página 34).

[93] CALLADO, Alfons y col. "Performance of multi-model AEMET-SREPS precipitation probabilistic forecasts over Mediterranean area". En: *Advances in Geosciences* 26.May 2007 (ene. de 2011), páginas 133-138. ISSN: 16807340. DOI: 10.5194/adgeo-26-133-2011 (citado en páginas 540, 541).

[94] CALLADO, Alfons y col. "Ensemble Forecasting". En: *Climate Change and Regional/Local Responses*. Editado por RAY, Pallav. InTech, mayo de 2013. ISBN: 978-953-51-1132-0. DOI: 10.5772/55699 (citado en páginas 164, 186, 196, 205, 229, 273, 616).

[95] CALLADO, A. y col. "Verification of an Hybrid Short - Range EPS". En: *3rd International Verification Methods Workshop*. Reading: ECMWF, 2007 (citado en páginas 326, 327).

[96] CALLENDAR, Guy Stewart. "The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 64.275 (1938), páginas 223-240. DOI: 10.1002/qj.49706427503 (citado en página 519).

[97] CAMILLONI, I. y BARROS, V. *La Argentina y el Cambio Climático*. Eudeba, 2016 (citado en página 591).

[98] CAMPINS, Joan, JANSÀ, Agustí y GENOVÉS, Ana. "Three-dimensional structure of western Mediterranean cyclones". En: *International Journal of climatology* 26.3 (2006), páginas 323-343. DOI: 10.1002/joc.1275 (citado en página 560).

[99] CAMPINS, Joan y col. "Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset". En: *International Journal of Climatology* 31.11 (2011), páginas 1596-1614. DOI: 10.1002/joc.2183 (citado en página 558).

[100] CAMPINS, J y col. "PYREX observation and model diagnosis of the Tramontane wind". En: *Meteorology and Atmospheric Physics* 56.3 (1995), páginas 209-228. DOI: 10.1007/BF01030138 (citado en páginas 545, 546).

[101] CANDILLE, Guillem y TALAGRAND, O. "Evaluation of probabilistic prediction systems for a scalar variable". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131.609 (2005), páginas 2131-2150. ISSN: 00359009. DOI: 10.1256/qj.04.71 (citado en páginas 214, 228, 237, 238, 329, 332, 336).

[102] CANDILLE, Guillem y TALAGRAND, O. "Impact of observational error on the validation of ensemble prediction systems". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134.633 B (abr. de 2008), páginas 959-971. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.268 (citado en páginas 224, 327, 328).

[103] CANDILLE, Guillem y col. "Verification of an Ensemble Prediction System against Observations". En: *Monthly Weather Review* 135.7 (2007), páginas 2688-2699. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR3414.1 (citado en páginas 238, 332, 363).

[104] CANTALEJO, Ángela. *Cli-Fi: la literatura que predice el cambio climático*. Oct. de 2015. URL: https://elpais.com/elpais/2015/10/11/tentaciones/1444559211_036190.html (citado en páginas 956, 958).

[105] CARRERAS CANDI, Francesch y SARTHOU CARRERES, C. *Geografía general del Reino de Valencia*. Volumen 1. A. Martín, 1910 (citado en página 672).

[106] CARRIÓ, D S y HOMAR, V. "Potential of sequential EnKF for the short-range prediction of a maritime severe weather event". En: *Atmospheric Research* 178 (2016), páginas 426-444 (citado en páginas 553, 554).

[107] CARRIÓ, D S y col. "Tropicalization process of the 7 November 2014 Mediterranean cyclone: Numerical sensitivity study". En: *Atmospheric Research* 197 (2017), páginas 300-312 (citado en páginas 564, 567).

[108] CASANOVA, S y AHRENS, B. "On the Weighting of Multimodel Ensembles in Seasonal and Short-Range Weather Forecasting". En: *Monthly Weather Review* 137.11 (2009), páginas 3811-3822. ISSN: 0027-0644, 1520-0493. DOI: 10.1175/2009mwr2893.1 (citado en página 182).

[109] CASATI, B. y col. "Forecast verification: current status and future directions". En: *Meteorological Applications* 15.1 (mar. de 2008), páginas 3-18. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.52 (citado en página 332).

[110] CASAUS, Jorge, RODRÍGUEZ, Javier y SÁNCHEZ, Eusebio. "Cromodinámica Cuántica: el color de los quarks". En: *Fotón* 1 (2005), página 137 (citado en página 23).

[111] CASSOU, Christophe. "La prévision décennale du climat". En: *Le point sur* 203.juin (2015), páginas 1-4. URL: https://www.actu-environnement.com/media/pdf/news-24739-prevision-decennale-cgdd.pdf (citado en página 457).

[112] CASSOU, Christophe y GUILYARDI, Éric. "Modes de variabilité et changement climatique: Synthèse du quatrième rapport d'évaluation du Giec". En: (2007) (citado en página 489).

[113] CASTRIGIANO, Domenico P L, HAYES, Sandra A y THOM, René. *Catastrophe theory*. Addison-Wesley Reading, Massachusetts, 1993 (citado en página 1022).

[114] CATALINA, Alejandro y DORRONSORO, José R. "NWP Ensembles for Wind Energy Uncertainty Estimates". En: *Workshop on Data Analytics for Renewable Energy Integration. Lecture Notes in Artificial Intelligence.* Springer, Cham, sep. de 2017, páginas 121-132. DOI: 10.1007/978-3-319-71643-5_11 (citado en página 616).

[115] CECIL, Daniel J y BLANKENSHIP, Clay B. "Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers". En: *Journal of Climate* 25.2 (2012), páginas 687-703 (citado en página 591).

[116] CEM. *Resumen del Sistema Internacional de Unidades, el SI*. 2017 (citado en página 659).

[117] CENTRO DE INVESTIGACIONES SOCIOLÓGICAS. *Percepción social de la ciencia y la tecnología*. Informe técnico. 2006, página 7056 (citado en páginas 625, 915).

[118] CENTRO DE INVESTIGACIONES SOCIOLÓGICAS. *Percepción de la meteorología*. Informe técnico. Centro de Investigaciones Sociológicas, 2011, página 2959. URL: http://www.cis.es/cis/

opencm/ES/1_encuestas/estudios/ver.jsp?estudio=12764 (citado en páginas 626, 627, 915).

[119] CHACÓN, S, GÓMEZ, S y GARCÍA, S. *Risc d'inundacions als municipis veïns al Parc del Montnegre i el Corredor. Diagnosi ambiental al Parc del Montnegre i el Corredor*. 2005 (citado en página 764).

[120] CHALMERS, Alan F y col. *¿Qué es esa cosa llamada ciencia?* Siglo XXI de España, 2000 (citado en página 20).

[121] CHAN, Steven C, BEHERA, Swadhin K y YAMAGATA, Toshio. "Indian Ocean dipole influence on South American rainfall". En: *Geophysical Research Letters* 35.14 (2008). DOI: 10.1029/2008GL034204 (citado en página 601).

[122] CHARNEY, Jules G, FJÖRTOFT, Ragnar y NEUMANN, J von. "Numerical integration of the barotropic vorticity equation". En: *Tellus* 2.4 (1950), páginas 237-254. DOI: 10.3402/tellusa.v2i4.8607 (citado en páginas 12, 155, 503).

[123] CHEN, Dake y col. "Predictability of El Niño over the past 148 years". En: *Nature* 428.6984 (2004), página 733. DOI: 10.1038/nature02439 (citado en página 479).

[124] CHEN, Fei y DUDHIA, Jimy. "Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity". En: *Monthly Weather Review* 129.4 (2001), páginas 569-585 (citado en página 593).

[125] CHERUBINI, Tiziana, GHELLI, Anna y LALAURETTE, François. "Verification of Precipitation Forecasts over the Alpine Region Using a High-Density Observing Network". En: *Weather and Forecasting* 17.2 (abr. de 2002), páginas 238-249. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/1520-0434(2002)017<0238:VOPFOT>2.0.CO;2 (citado en página 332).

[126] CHOLLET, François y col. *Keras*. 2015. URL: https://github.com/fchollet/keras (citado en página 209).

[127] CHRISTENSEN, J H y col. "Climate phenomena and their relevance for future regional climate change". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 119-158 (citado en página 489).

[128] CHUECA, J y col. "Mapa geomorfológico del Alto Gállego (Pirineo aragonés)". En: *Boletín Glaciológico Aragonés* 1 (2000) (citado en página 704).

[129] CLARK, Adam J. y col. "Contributions of Mixed Physics versus Perturbed Initial/Lateral Boundary Conditions to Ensemble-Based Precipitation Forecast Skill". En: *Monthly Weather Review* 136.6 (jun. de 2008), páginas 2140-2156. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2007MWR2029.1 (citado en página 284).

[130] CLARK, Adam J. y col. "A Comparison of Precipitation Forecast Skill between Small Convection-Allowing and Large Convection-Parameterizing Ensembles". En: *Weather and Forecasting* 24.4 (2009), páginas 1121-1140. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2009WAF2222222.1 (citado en página 592).

[131] CLOUDERA. *Machine Learning | Analytics | Cloud - Cloudera*. URL: https://www.cloudera.com/ (visitado 11-12-2017) (citado en página 161).

[132] COELHO, Caio A S y col. "Integrated seasonal climate forecasts for South America". En: *CLIVAR Exchanges* 12 (2007), páginas 13-19 (citado en página 601).

[133] COHEN, Judah y JONES, Justin. "A new index for more accurate winter predictions". En: *Geophysical Research Letters* 38.21 (2011). DOI: 10.1029/2011GL049626 (citado en página 461).

[134] COIFFIER, Jean. *Fundamentals of numerical weather prediction*. Cambridge University Press, 2011 (citado en página 151).

[135] COLLINS, Matthew y col. "Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility". En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en páginas 515, 516).

[136] CONRAD, O y col. "System for automated geoscientific analyses (SAGA) v. 2.1. 4". En: *Geoscientific Model Development* 8.7 (2015), página 1991 (citado en páginas 712, 719).

[137] CORTI, Susanna y col. "Reliability of decadal predictions". En: *Geophysical Research Letters* 39.21 (2012). DOI: 10.1029/2012GL053354 (citado en página 458).

[138] CÔTÉ, Jean y col. "The operational CMC–MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part II: results". En: *Monthly Weather Review* 126.6 (1998), páginas 1397-1418 (citado en página 323).

[139] COVENEY, Peter y HIGHFIELD, Roger. *The arrow of time: A voyage through science to solve time's greatest mystery*. Fawcett Columbine, 1992 (citado en página 1022).

[140] CRESPO, Eduardo, REVILLA, Juan Carlos y ELIZAGA, Fermín. "Meteorología y sociedad: uso y evaluación de la información meteorológica/Meteorology and society: use and evaluation of meteorological information". En: *Comunicación y Sociedad* 27.2 (2014), página 169 (citado en páginas 625, 626, 629, 915).

[141] CRESSMAN, George P. "An operational objective analysis system". En: *Mon. Wea. Rev* 87.10 (1959), páginas 367-374 (citado en página 560).

[142] CUBASCH, U y col. "Introduction in Climate Change 2013, Intergov. Panel Clim. Chang. 2013 Phys". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 119-158 (citado en páginas 484, 496, 500).

[143] CUEVA, Alexandre J Pérez. *Atlas climàtic de la Comunitat Valenciana, 1961-1990*. Generalitat Valenciana, Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports, 1994 (citado en páginas 669, 670).

[144] CUEVAS AGULLÓ, Emilio y RODRÍGUEZ, José. "Estadística de depresiones aisladas en niveles altos". En: *5º Simposio Nacional de Predicción*. Madrid: Instituto Nacional de Meteorología, 2001. URL: http://hdl.handle.net/20.500.11765/4710 (citado en página 892).

[145] CUEVAS TASCÓN, Gabriela y col. "Analysis of the 12 October 2016 flash floods in Maresme, Catalonia". En: (2017). URL: http://hdl.handle.net/20.500.11765/7623 (citado en página 763).

[146] CULLEN, M J P. "The unified forecast/climate model". En: *Meteorological Magazine* 122.1449 (1993), páginas 81-94 (citado en páginas 322, 323).

[147] DAVIS, Christopher y col. "The Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE) Applied to Numerical Forecasts from the 2005 NSSL/SPC Spring Program". En: *Weather and Forecasting* 24.5 (oct. de 2009), páginas 1252-1267. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2009WAF2222241.1 (citado en páginas 224, 226).

[148] DAVIS, Ellery W. "Calcul des Probabilités, par J. Bertrand". En: *Bulletin of the New York Mathematical Society* 1 (1891), páginas 16-25 (citado en páginas 945, 1006).

[149] DEE, Dick P y col. "The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system". En: *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 137.656 (2011), páginas 553-597 (citado en páginas 417, 680).

[150] DELSHAMS, Amadeu. *Poincaré, Creador de los métodos todavía modernos en las ecuaciones diferenciales y en la mecánica celeste*. 2005 (citado en páginas 23, 63).

[151] DEMPSTER, Arthur P, LAIRD, Nan M y RUBIN, Donald B. "Maximum likelihood from incomplete data via the EM algorithm". En: *Journal of the royal statistical society. Series B (methodological)* (1977), páginas 1-38 (citado en páginas 198, 204).

[152] DIEHL, Alexandra y col. "Albero: A Visual Analytics Approach for Probabilistic Weather Forecasting". En: *Computer Graphics Forum*. Volumen 36. 7. Wiley Online Library. 2017, páginas 135-144. DOI: 10.1111/cgf.13279 (citado en páginas 599, 600).

[153] DILLON, María Eugenia, GARCÍA SKABAR, Yanina y NICOLINI, Matilde. "Desempeño del pronóstico de modelos de alta resolución, en un área limitada: análisis de la estación de verano 2010-2011". En: *Meteorologica* 38.2 (2013), páginas 69-89 (citado en página 592).

[154] DOBLAS-REYES, F J y col. "Addressing model uncertainty in seasonal and annual dynamical ensemble forecasts". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135.643 (2009), páginas 1538-1559. DOI: 10.1002/qj.464 (citado en páginas 470, 478).

[155] DOBLAS-REYES, F J y col. *Decadal climate prediction with the ECMWF coupled forecast system: Impact of ocean observations*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2010. DOI: 10.1029/2010JD015394 (citado en páginas 458, 481).

[156] DOBLAS-REYES, F J y col. "Forecast quality assessment of the ENSEMBLES seasonal-to-decadal Stream 2 hindcasts". En: *ECMWF/TM* 621 (2010), página 45 (citado en página 481).

[157] DOMÍNGUEZ, Gustavo. *Aeropuerto de Madrid Adolfo Suarez barajas.. T 4...Ayer.* 2017. URL: https://twitter.com/Gus_texeda/status/883681913935998979 (visitado 20-11-2017) (citado en páginas 900, 901).

[158] DOMÍNGUEZ-CASTRO, F., GARCÍA-HERRERA, R. y VAQUERO, J.M. "Zuñiga's weather diary: dry-spell length from 1775 to 1785 in Mexico". En: *European Geosciences Union General Assembly (EGU)*. Vienna, 2018 (citado en página 31).

[159] DOMÍNGUEZ-CASTRO, Fernando, GARCÍA-HERRERA, Ricardo y VAQUERO, José M. "An early weather diary from Iberia (Lisbon, 1631-1632)". En: *Weather* 70.1 (2015), páginas 20-24. DOI: 10.1002/wea.2319 (citado en página 31).

[160] DOMS, G y SCHÄTTLER, U. "The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD". En: *Part I: Scientific documentation, Deutscher Wetterdienst (DWD)* 10 (1999) (citado en página 322).

[161] DOVIAK, R J y ZRNIĆ, D S. "Doppler radar and weather observations". En: *Academic Press, Orlando, FL* 562.4 (1993), páginas 634-645 (citado en página 110).

[162] DU, H y col. "Sensitivity of decadal predictions to the initial atmospheric and oceanic perturbations". En: *Climate dynamics* 39.7-8 (2012), páginas 2013-2023. DOI: 10.1007/s00382-011-1285-9 (citado en página 458).

[163] DU, Jun. "Hybrid ensemble prediction system: a new ensembling approach". En: *Preprints, Symposium on the 50th Anniversary of Operational Numerical Weather Prediction*. 2004, páginas 14-17 (citado en páginas 183, 326, 327, 336).

[164] DUDHIA, Jimy. "Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 46.20 (1989), páginas 3077-3107 (citado en página 593).

[165] DUDHIA, Jimy. "A nonhydrostatic version of the Penn State–NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front". En: *Monthly Weather Review* 121.5 (1993), páginas 1493-1513 (citado en página 322).

[166] EBERT, Elizabeth E. y EBERT, Elizabeth E. "Ability of a Poor Man's Ensemble to Predict the Probability and Distribution of Precipitation". En: *Monthly Weather Review* 129.10 (oct. de 2001), páginas 2461-2480. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(2001)129<2461:AOAPMS>2.0.CO;2 (citado en páginas 176, 250, 571, 678, 881).

[167] EBERT, Elizabeth E. y GALLUS, William a. "Toward Better Understanding of the Contiguous Rain Area (CRA) Method for Spatial Forecast Verification". En: *Weather and Forecasting* 24.5 (oct. de 2009), páginas 1401-1415. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2009WAF2222252.1 (citado en páginas 224, 226).

[168] EBISUZAKI, W y KALNAY, Eugenia. "Ensemble experiments with a new lagged average forecasting scheme". En: *WMO Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modeling Rep* 15 (1991), página 308 (citado en páginas 182, 254, 283, 284, 288, 347, 398).

[169] ECKEL, F Anthony y MASS, Clifford F. "Aspects of effective mesoscale, short-range ensemble forecasting". En: *Weather and Forecasting* 20.3 (2005), páginas 328-350 (citado en página 284).

[170] ECMWF. *ECMWF - Tropical cyclones*. URL: https://www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/tcyclone/ (visitado 03-12-2017) (citado en páginas 728-730).

[171] EDWARDS, Paul N. *A vast machine: Computer models, climate data, and the politics of global warming*. Mit Press, 2010. ISBN: 978-0262013925 (citado en páginas 503, 504).

[172] EDWARDS, Roger. *Bat-eating Supercell (SPC Cool Image)*. 2006. URL: http://www.spc.noaa.gov/coolimg/batrad/index.html (visitado 19-03-2018) (citado en página 954).

[173] EFE - ABC. *Una fisura en una balsa, origen de las inundaciones en Valverde de la Vera*. Mérida, jul. de 2017. URL: https://www.abc.es/sociedad/abci-rompe-presa-valverde-vera-aunque-no-danos-personales-201707051029_noticia.html (citado en página 901).

[174] EFE - EL PAÍS. *La presa de Valverde de la Vera revienta y provoca inundaciones*. Mérida, jul. de 2017. URL: https://politica.elpais.com/politica/2017/07/05/actualidad/1499245364_112565.html (citado en página 900).

[175] EFRON, B. y TIBSHIRANI, R. "Improvements on cross-validation: The 632 plus bootstrap method". En: *Journal of the American Statistical Association* 92.438 (1997), página 548. ISSN: 0162-1459. DOI: 10.1080/01621459.1997.10474007 (citado en página 224).

[176] EFROS, A L. "Physics and Geometry of Chaos". En: *M.: Science* (1982) (citado en página 1022).

[177] EHRENDORFER, Martin. "The Liouville Equation and Its Potential Usefulness for the Prediction of Forecast Skill. Part II: Applications". En: *Monthly Weather Review* 122.4 (abr. de 1994), páginas 714-728. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(1994)122<0714:TLEAIP>2.0.CO;2 (citado en páginas 166, 550).

[178] ELVIRA MONTEJO, Benito y MARTÍN SANZ, Aurora. "Verificación del EPS a través de los grupos y de los supergrupos". En: *Nota Técnica del STAP* 36 (1999). URL: http://hdl.handle.net/20.500.11765/5114 (citado en página 446).

[179] EMANUEL, K. "Genesis and maintenance of Mediterranean hurricanes". En: *Advances in Geosciences* 2.2 (2005), páginas 217-220. DOI: 10.5194/adgeo-2-217-2005 (citado en páginas 549, 558, 651, 1107).

[180] EMANUEL, Kerry A. "Inertial Instability and Mesoscale Convective Systems. Part I: Linear Theory of Inertial Instability in Rotating Viscous Fluids". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 36.12 (dic. de 1979), páginas 2425-2449. ISSN: 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(1979)036<2425:IIAMCS>2.0.CO;2 (citado en página 165).

[181] EPSTEIN, Edward S. "Stochastic dynamic prediction". En: *Tellus* 21.6 (1969), páginas 739-759. DOI: 10.3402/tellusa.v21i6.10143 (citado en página 394).

[182] ESCRIBÀ, Pau y col. "Probabilistic prediction of raw and BMA calibrated AEMET-SREPS: The 24 of January 2009 extreme wind event in Catalunya". En: *Advances in Geosciences* 26 (nov. de 2010), páginas 119-124. ISSN: 16807340. DOI: 10.5194/adgeo-26-119-2010 (citado en páginas 325, 425).

[183] EUMETNET. *EMMA - Eumetnet*. 2006. URL: http://eumetnet.eu/activities/forecasting-programme/current-activities-fc/emma/ (visitado 03-12-2017) (citado en página 636).

[184] EUMETNET. *Meteoalarm - severe weather warnings for Europe - Mainpage*. 2006. URL: https://www.meteoalarm.eu/ (visitado 03-12-2017) (citado en página 636).

[185] EVANS, R E y col. "Joint medium-range ensembles from the Met. Office and ECMWF systems". En: *Monthly weather review* 128.9 (2000), páginas 3104-3127. DOI: 10.1175/1520-0493(2000)128<3104:JMREFT>2.0.CO;2 (citado en página 183).

[186] EZELL, Linda Neuman. "NASA historical data book. Volume 3: Programs and projects 1969-1978". En: (1988) (citado en página 92).

[187] FABRIS, Cesare. *Masse d'aria nel Mediterraneo*. 1935 (citado en página 541).

[188] FARRELL, Brian F y IOANNOU, Petros J. "Generalized stability theory. Part I: Autonomous operators". En: *Journal of the atmospheric sciences* 53.14 (1996), páginas 2025-2040. DOI: 10.1175/1520-0469(1996)053<2025:GSTPIA>2.0.CO;2 (citado en página 301).

[189] FERRANTI, L y CORTI, S. "Ensemble prediction skill in relation with large scale circulation patterns". En: *10th EMS Annual Meeting, 10th European Conference on Applications of Meteorology (ECAM) Abstracts, held Sept. 13-17, 2010 in Zürich, Switzerland.* Sep. de 2010, página 769. URL: http://meetings.copernicus.org/ems2010 (citado en página 224).

[190] FERRANTI, L y CORTI, S. "New clustering products". En: *ECMWF Newsletter* 127.6-11 (2011), páginas 1-2 (citado en páginas 446-448, 815).

[191] FERRANTI, L y col. "Tropical-extratropical interaction associated with the 30–60 day oscillation and its impact on medium and extended range prediction". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 47.18 (1990), páginas 2177-2199. DOI: 10.1175/1520-0469(1990)047<2177:TEIAWT>2.0.CO;2 (citado en página 466).

[192] FERREL, William. "The motions of fluids and solids relative to the Earth's surface". En: *American Journal of Science* 91 (1861), páginas 27-50 (citado en página 34).

[193] FERRO, Christopher a. T. "A Probability Model for Verifying Deterministic Forecasts of Extreme Events". En: *Weather and Forecasting* 22.5 (2007), páginas 1089-1100. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/WAF1036.1 (citado en página 224).

[194] FERRO, Christopher a. T. "Comparing Probabilistic Forecasting Systems with the Brier Score". En: *Weather and Forecasting* 22.5 (2007), páginas 1076-1088. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/WAF1034.1 (citado en páginas 196, 330, 332).

[195] FERRO, Christopher A. T., RICHARDSON, David S. y WEIGEL, Andreas P. "On the effect of ensemble size on the discrete and continuous ranked probability scores". En: *Meteorological Applications* 15.1 (mar. de 2008), páginas 19-24. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.45 (citado en páginas 330, 332, 336).

[196] FEYERABEND, Paul K. *Tratado contra el método : esquema de una teoría anarquista del conocimiento*. Tecnos, 1981. ISBN: 9788430908875 (citado en página 20).

[197] FEYNMAN, Richard P, LEIGHTON, Robert B y SANDS, Matthew. *The Feynman lectures on physics, Vol. I: The new millennium edition: mainly mechanics, radiation, and heat*. Volumen 1. Basic books, 2011 (citado en página 953).

[198] FEYNMAN, Richard Phillips. *Electrodinámica cuántica: la extraña teoría de la luz y la materia*. Alianza Editorial, 1988 (citado en página 23).

[199] FILDES, Robert y KOURENTZES, Nikolaos. "Validation and forecasting accuracy in models of climate change". En: *International Journal of Forecasting* 27.4 (2011), páginas 968-995. DOI: 10.1016/j.ijforecast.2011.03.008 (citado en página 481).

[200] FINE, Gary Alan. *Authors of the Storm: Meteorologists and the Culture of Prediction*. University of Chicago Press, 2009 (citado en página 50).

[201] FISHER, M. "Assimilation Algorithms". 2002. URL: https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2002/16932-assimilation-techniques-3-3dvar.pdf (citado en página 253).

[202] FLATAU, Maria y col. "The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implications for intraseasonal oscillations". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 54.19 (1997), páginas 2373-2386 (citado en página 466).

[203] FLATO, Gregory y col. "Evaluation of climate models. In: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 741-866 (citado en páginas 489, 507, 510).

[204] FLOWERDEW, Jonathan y BOWLER, Neill E. "Improving the use of observations to calibrate ensemble spread". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137.655 (2011), páginas 467-482. DOI: 10.1002/qj.744 (citado en página 368).

[205] FLOWERDEW, Jonathan y BOWLER, Neill E. "On-line calibration of the vertical distribution of ensemble spread". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139.676 (2013), páginas 1863-1874. DOI: 10.1002/qj.2072 (citado en página 368).

[206] FONT TULLOT, Inocencio. *Climatología de España y Portugal*. Volumen 76. Universidad de Salamanca, 2000 (citado en página 807).

[207] FRALEY, Chris, RAFTERY, Adrian E. y GNEITING, Tilmann. "Calibrating Multimodel Forecast Ensembles with Exchangeable and Missing Members Using Bayesian Model Averaging". En: *Monthly Weather Review* 138.1 (2010), páginas 190-202. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2009MWR3046.1 (citado en páginas 182, 183).

[208] FRÄNZLE, Otto. *Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)*. Bonner Geo. 26. Bonn: F. Dümmler, 1959 (citado en página 712).

[209] FROGNER, Inger-Lise y IVERSEN, Trond. "High-resolution limited-area ensemble predictions based on low-resolution targeted singular vectors". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128.582 (2002), páginas 1321-1341. DOI: 10.1256/003590002320373319 (citado en página 401).

[210] FROUDE, L.S.R. "Prediction of extratropical cyclones by the TIGGE ensemble prediction systems". En: *ECMWF Newsletter* 125.Autumn 2012 (2010), páginas 22-29 (citado en página 559).

[211] FUNDÉU. *Fundación del Español Urgente*. URL: http://www.fundeu.es/ (visitado 03-12-2017) (citado en páginas 660, 960).

[212] GALWAY, Joseph G. "The lifted index as a predictor of latent instability". En: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 37 (1956), páginas 528-529 (citado en página 1106).

[213] GARCÍA MEÑDEZ, A. y VÁZQUEZ PÉREZ-BATALLÓN, R. "Presentaciones". En: *Taller sobre aplicaciones de los productos del ECMWF a la meteorología tropical*. La Antigua, 2011 (citado en página 730).

[214] GARCIA, Velarde y col. *Instabilities in fluid layers and in reaction-diffusion systems: Steady states, time-periodic solutions, non-periodic attractors, and related convective and otherwise non-linear phenomena*. Informe técnico. Junta de Energia Nuclear, 1977 (citado en página 1022).

[215] GARCÍA-MOYA, José Antonio y col. "Predictability of short-range forecasting: A multimodel approach". En: *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 63.3 (mayo de 2011), páginas 550-563. ISSN: 02806495. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00506.x (citado en páginas 11, 164, 182, 183, 186, 227, 229, 251, 252, 258, 273, 284, 321, 330, 333, 334, 351, 401, 408, 418, 419).

[216] GARDNER, Martin. "How three modern mathematicians disproved a celebrated conjecture of Leonhard Euler". En: *Scientific American* 201.5 (1959), página 188 (citado en página 945).

[217] GARDNER, Martin. "Problems involving questions of probability and ambiguity". En: *Scientific American* 201.4 (1959), páginas 174-182 (citado en páginas 945, 1006).

[218] GEBHARDT, C. y col. "Uncertainties in COSMO-DE precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries". En: *Atmospheric Research* 100.2-3 (mayo de 2011), páginas 168-177. ISSN: 0169-8095. DOI: 10.1016/J.ATMOSRES.2010.12.008 (citado en páginas 271, 278, 284, 401).

[219] GEHENIAU, Jules y PRIGOGINE, Ilya. "The birth of time". En: *Foundations of physics* 16.5 (1986), páginas 437-443. DOI: 10.1007/BF01882727 (citado en página 1022).

[220] GENOVÉS, Ana y JANSÀ, Agustí. "Diabatic processes contribution to the November 2001 Storm". En: *4th EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms*. Mallorca: Universitat de les Illes Balears, 2003 (citado en página 558).

[221] GEORGIEV, Christo, SANTURETTE, Patrick y MAYNARD, Karine. *Weather analysis and forecasting: applying satellite water vapor imagery and potential vorticity analysis*. Academic Press, 2016 (citado en página 98).

[222] GHELLI, Anna y LALAURETTE, François. "Verifying precipitation forecasts using upscaled observations". En: *ECMWF Newsletter* 87 (2000), páginas 9-17 (citado en página 225).

[223] GHELLI, Anna y PRIMO, Cristina. "On the use of the extreme dependency score to investigate the performance of an NWP model for rare events". En: *Meteorological Applications* 16.4 (dic. de 2009), páginas 537-544. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.153 (citado en página 224).

[224] GHIL, Michael. "Natural climate variability". En: *Encyclopedia of global environmental change*. Editado por MACCRACKEN, M y PERRY, J. Volumen 1. Chichester: Wiley, 2002, páginas 544-549 (citado en página 486).

[225] GIEBEL, Gregor y col. *Wind power prediction using ensembles*. Informe técnico. 2005 (citado en página 618).

[226] GILLELAND, Eric. "Confidence intervals for forecast verification". En: *NCAR Technical Note NCAR/TN-479+STR* (2010). DOI: 10.5065/D6WD3XJM (citado en páginas 224, 332).

[227] GILLELAND, Eric y col. "Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods". EN. En: *Weather and Forecasting* 24.5 (oct. de 2009), páginas 1416-1430. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2009WAF2222269.1 (citado en páginas 224, 226).

[228] GLAHN, Harry R y LOWRY, Dale A. "The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting". En: *Journal of applied meteorology* 11.8 (1972), páginas 1203-1211 (citado en página 203).

[229] GNEITING, Tilmann y RAFTERY, Adrian E. "Weather Forecasting with Ensemble Methods". En: *Science* 310.October (2005), páginas 248-249 (citado en página 206).

[230] GNEITING, Tilmann y col. "Calibrated probabilistic forecasting using ensemble model output statistics and minimum CRPS estimation". En: *Monthly Weather Review* 133.5 (2005), páginas 1098-1118. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR2904.1 (citado en páginas 183, 206, 325).

[231] GODDARD, Lisa y col. "Two time scales for the price of one (almost)". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 93.5 (2012), páginas 621-629. DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00220.1 (citado en página 478).

[232] GOFFMAN, Erving. *Frame analysis: An essay on the organization of experience.* Harvard University Press, 1974 (citado en página 624).

[233] GOLDSTINE, Herman H y GOLDSTINE, Adele. "The electronic numerical integrator and computer (ENIAC)". En: *Mathematical Tables and Other Aids to Computation* 2.15 (1946), páginas 97-110 (citado en página 155).

[234] GONZALEZ, Sergi y BECH, Joan. "Extreme point rainfall temporal scaling: a long term (1805–2014) regional and seasonal analysis in Spain". En: *International Journal of Climatology* 37.15 (2017), páginas 5068-5079. DOI: 10.1002/joc.5144 (citado en página 689).

[235] GRAMELSBERGER, G. "Circulation of pieces of code in climate models, panel Cultures of prediction". En: *ESHS 6th conference of the European Society for the History of Science*. 2014 (citado en página 28).

[236] GRELL, Georg A, DUDHIA, Jimy, STAUFFER, David R y col. "A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5)". En: (1994) (citado en páginas 322, 374, 676, 677).

[237] GRIMIT, Eric P. y MASS, Clifford F. "Initial results of a mesoscale short-range ensemble forecasting system over the Pacific Northwest". En: *Weather and Forecasting* 17.2 (2002), páginas 192-205 (citado en página 183).

[238] GRIMM, Alice M, BARROS, Vicente R y DOYLE, Moira E. "Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events". En: *Journal of climate* 13.1 (2000), páginas 35-58 (citado en página 601).

[239] GUAN, Hong, CUI, Bo y ZHU, Yuejian. "Improvement of statistical postprocessing using GEFS reforecast information". En: *Weather and Forecasting* 30.4 (2015), páginas 841-854 (citado en página 592).

[240] GUEMAS, V y col. "Identifying the causes of the poor decadal climate prediction skill over the North Pacific". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.D20 (2012). DOI: 10.1029/2012JD018004 (citado en página 480).

[241] GUILYARDI, Eric y col. "Representing El Nino in coupled ocean–atmosphere GCMs: the dominant role of the atmospheric component". En: *Journal of Climate* 17.24 (2004), páginas 4623-4629 (citado en página 479).

[242] GUTIÉRREZ, J.˜M. y col. "Clustering Methods for Statistical Downscaling in Short-Range Weather Forecasts". En: *Monthly Weather Review* 132.1997 (2004), página 2169. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(2004)132<2169:CMFSDI>2.0.CO;2 (citado en página 237).

[243] GUTOWITZ, Howard. *Cellular automata: theory and experiment*. MIT press, 1991 (citado en página 315).

[244] GUYOMARC'H, G. *Les avalanches*. Météo-France, S. Martin d'Heres, Grenoble, France, 1996 (citado en páginas 701, 702).

[245] GUYOMARC'H, G. *Les avalanches. Traducción del CMT de Aragón, La Rioja y Navarra.* INM. INM de la traducción. Météo-France, CNRM CEN del original., 1996 (citado en páginas 700-702).

[246] HAGEDORN, Renate y col. "Probabilistic forecast calibration using ECMWF and GFS ensemble reforecasts. Part II: Precipitation". EN. En: *Monthly Weather Review* 136.7 (jul. de 2008), páginas 2620-2632. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2007MWR2410.1 (citado en página 205).

[247] HAGEDORN, Renate y col. "Comparing TIGGE multimodel forecasts with reforecast-calibrated ECMWF ensemble forecasts". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138.668 (oct. de 2012), páginas 1814-1827. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.1895 (citado en páginas 182, 273, 284, 459).

[248] HÁGEL, Edit y HORÁNYI, András. "The ARPEGE/ALADIN limited area ensemble prediction system: the impact of global targeted singular vectors". En: *Meteorologische Zeitschrift* 16.6 (2007), páginas 653-663 (citado en página 401).

[249] HAGELIN, Susanna y col. "The Met Office convective-scale ensemble, MOGREPS-UK". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 143.708 (2017), páginas 2846-2861. DOI: 10.1002/qj.3135 (citado en páginas 271, 368, 370, 401).

[250] HAIDEN, Thomas y col. "Intercomparison of global model precipitation forecast skill in 2010/11 using the SEEPS score". En: *Monthly Weather Review* 140.8 (2012), páginas 2720-2733 (citado en página 459).

[251] HAIDEN, T y col. *Evaluation of ECMWF forecasts, including 2014-2015 upgrades*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2015. URL: https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2015/15275-evaluation-ecmwf-forecasts-including-2014-2015-upgrades.pdf (citado en páginas 12, 467, 860).

[252] HAIDEN, T y col. *Evaluation of ECMWF forecasts, including the 2016 resolution upgrade*. European Centre for Medium Range Weather Forecasts, 2016 (citado en páginas 12, 559, 860).

[253] HALL, David M y col. "Dynamical Core Model Intercomparison Project (DCMIP) tracer transport test results for CAM-SE". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.697 (2016), páginas 1672-1684. ISSN: 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.2761 (citado en página 268).

[254] HAMILL, Thomas M. "Reliability Diagrams for Multicategory Probabilistic Forecasts". En: *Weather and Forecasting* 12.4 (1997), páginas 736-741. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/1520-0434(1997)012<0736:RDFMPF>2.0.CO;2 (citado en página 329).

[255] HAMILL, Thomas M. "Interpretation of Rank Histograms for Verifying Ensemble Forecasts". En: *Monthly Weather Review* 129.3 (2001), páginas 550-560. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(2001)129<0550:IORHFV>2.0.CO;2 (citado en páginas 228, 329).

[256] HAMILL, Thomas M. y COLUCCI, Stephen J. "Verification of Eta-RSM short-range ensemble forecasts". En: *Monthly Weather Review* 125.6 (1997), páginas 1312-1327 (citado en páginas 183, 228, 329).

[257] HAMILL, Thomas M. y COLUCCI, Stephen J. "Evaluation of Eta-RSM Ensemble Probabilistic Precipitation Forecasts". En: *Monthly Weather Review* 126.3 (1998), páginas 711-724. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(1998)126<0711:EOEREP>2.0.CO;2 (citado en páginas 183, 228).

[258] HAMILL, Thomas M., SNYDER, Chris y MORSS, Rebecca E. "A comparison of probabilistic forecasts from bred, singular-vector, and perturbed observation ensembles". En: *Monthly Weather Review* 128.6 (2000), páginas 1835-1851 (citado en página 183).

[259] HAMILL, Thomas M y WHITAKER, Jeffrey S. "Probabilistic quantitative precipitation forecasts based on reforecast analogs: Theory and application". En: *Monthly Weather Review* 134.11 (2006), páginas 3209-3229 (citado en página 595).

[260] HAMILL, Thomas M., WHITAKER, Jeffrey S. y WEI, Xue. *Recalibrating mrf re-forecasts: a logistic regression approach*. Informe técnico 303. 2001, páginas 1-8 (citado en página 205).

[261] HAMRUD, Mats y col. "EnKF and Hybrid Gain Ensemble Data Assimilation. Part I: EnKF Implementation". En: *Monthly Weather Review* 143.12 (dic. de 2015), páginas 4847-4864. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR-D-14-00333.1 (citado en página 252).

[262] HANLEY, James A y MCNEIL, Barbara J. "The meaning and use of the area under a receiver operating characteristic (ROC) curve." En: *Radiology* 143.1 (1982), páginas 29-36 (citado en páginas 237, 463, 464).

[263] HANSEN, James y col. "Global climate changes as forecast by Goddard Institute for Space Studies three-dimensional model". En: *Journal of geophysical research: Atmospheres* 93.D8 (1988), páginas 9341-9364. DOI: 10.1029/JD093iD08p09341 (citado en página 504).

[264] HARDOY, Jorgelina y PANDIELLA, Gustavo. "Urban poverty and vulnerability to climate change in Latin America". En: *Environment and Urbanization* 21.1 (2009), páginas 203-224 (citado en página 591).

[265] HARO, David y col. "Methodology for drought risk assessment in within-year regulated reservoir systems. Application to the Orbigo River system (Spain)". En: *Water resources management* 28.11 (2014), páginas 3801-3814. DOI: 10.1007/s11269-014-0710-3 (citado en página 463).

[266] HARRISON, M. S. J. y col. "Analysis and model dependencies in medium-range ensembles: Two transplant case-studies". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125.559 (oct. de 1999), páginas 2487-2515. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.49712555908 (citado en página 300).

[267] HARRISON, Sandy P, BARTLEIN, Patrick J y PRENTICE, I Colin. "What have we learnt from palaeoclimate simulations?" En: *Journal of Quaternary Science* 31.4 (2016), páginas 363-385. DOI: 10.1002/jqs.2842 (citado en página 509).

[268] HART, Robert E. "A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry". En: *Monthly weather review* 131.4 (2003), páginas 585-616 (citado en páginas 560, 561).

[269] HARTIGAN, John A y HARTIGAN, J A. *Clustering algorithms*. Volumen 209. Wiley New York, 1975 (citado en páginas 412, 413, 815).

[270] HARTMANN, D. L., BUIZZA, Roberto y PALMER, Tim N. "Singular Vectors: The Effect of Spatial Scale on Linear Growth of Disturbances". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 52.22 (nov. de 1995), páginas 3885-3894. ISSN: 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(1995)052<3885:SVTEOS>2.0.CO;2 (citado en página 183).

[271] HAWKINS, Ed y SUTTON, Rowan. "The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 90.8 (2009), páginas 1095-1107. DOI: 10.1175/2009BAMS2607.1 (citado en página 479).

[272] HAYLOCK, Malcolm R y col. "Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature". En: *Journal of climate* 19.8 (2006), páginas 1490-1512 (citado en página 591).

[273] HAZELEGER, Wilco y BINTANJA, Richard. "Studies with the EC-Earth seamless earth system prediction model". En: *Climate Dynamics* 39.11 (2012), páginas 2609-2610. ISSN: 1432-0894. DOI: 10.1007/s00382-012-1577-8 (citado en página 517).

[274] HAZELEGER, Wilco y col. "EC-Earth: a seamless earth-system prediction approach in action". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 91.10 (2010), páginas 1357-1363 (citado en página 517).

[275] HAZELEGER, W y col. "EC-Earth V2. 2: description and validation of a new seamless earth system prediction model". En: *Climate dynamics* 39.11 (2012), páginas 2611-2629. DOI: 10.1007/s00382-011-1228-5 (citado en página 517).

[276] HERRERA, R G y col. "Climatological Database for the World's Oceans 1750-1850". En: *CLIWOC Final Report* (2003) (citado en página 29).

[277] HERSBACH, Hans. "Decomposition of the Continuous Ranked Probability Score for Ensemble Prediction Systems". En: *Weather and Forecasting* 15.5 (oct. de 2000), páginas 559-570. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/1520-0434(2000)015<0559:DOTCRP>2.0.CO;2 (citado en páginas 198, 238, 257, 260, 302, 325, 363).

[278] HEWITT, Chris, BUONTEMPO, Carlo y NEWTON, Paula. "Using climate predictions to better serve society's needs". En: *Eos, Transactions American Geophysical Union* 94.11 (2013), páginas 105-107. DOI: 10.1002/2013EO110002 (citado en página 460).

[279] HEWITT, Chris y DIRECTOR, ENSEMBLES. "The ENSEMBLES project". En: *EGU Newslett* 13 (2005), páginas 22-25 (citado en páginas 458, 470).

[280] HEWSON, Tim D y TITLEY, Helen A. "Objective identification, typing and tracking of the complete life-cycles of cyclonic features at high spatial resolution". En: *Meteorological Applications* 17.3 (2010), páginas 355-381. DOI: 10.1002/met.204 (citado en página 369).

[281] HILDEBRANDSSON, H Hildebrand. "Remarks concerning the nomenclature of clouds for ordinary use". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 13.62 (1887), páginas 148-154. DOI: 10.1002/qj.4970136211 (citado en página 33).

[282] HIRSCH, Morris W., SMALE, Stephen y DEVANEY, Robert L. *Differential equations, dynamical systems, and an introduction to chaos.* Academic Press, 2013, página 418. ISBN: 9780123820112 (citado en páginas 56, 61).

[283] HO, Y.C. C y PEPYNE, D.L. L. "Simple Explanation of the No-Free-Lunch Theorem and Its Implications". En: *Journal of Optimization Theory and Applications* 115.3 (dic. de 2002), páginas 549-570. ISSN: 0022-3239. DOI: 10.1023/A:1021251113462 (citado en página 212).

[284] HOETING, J. A. y col. "Bayesian Model Averaging: a tutorial". En: *Statistical Sciences* 14.4 (1999), páginas 382-417. ISSN: 08834237. DOI: 10.1214/ss/1009212519 (citado en página 198).

[285] HOFFMAN, Ross N y KALNAY, Eugenia. "Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting". En: *Tellus A* 35.2 (1983), páginas 100-118. DOI: 10.3402/tellusa.v35i2.11425 (citado en páginas 182, 254, 283, 288, 398).

[286] HOFMANN, Alfred. *Probleme um die Wettervorhersage*. Volumen 207. Kosmos-Gesellschaft der Naturfreunde, 1955 (citado en página 31).

[287] HOHENEGGER, Cathy y SCHÄR, C. "Atmospheric predictability at synoptic versus cloud-resolving scales". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 88.11 (2007), páginas 1783-1793. ISSN: 00030007. DOI: 10.1175/BAMS-88-11-1783 (citado en páginas 165, 341).

[288] HOHENEGGER, Cathy y SCHÄR, Christoph. "Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 64.12 (2007), páginas 4467-4478 (citado en página 341).

[289] HOLLINGSWORTH, A. "An experiment in Monte Carlo forecasting". En: *Proc. Workshop on Stochastic-Dynamic Forecasting*. 1980, páginas 65-85 (citado en página 182).

[290] HOLTON, James R. y HAKIM, Gregory J. *An introduction to dynamic meteorology*. Volumen 88. Academic press, 2012. ISBN: 0123848679 (citado en páginas 84, 155).

[291] HOMAR, Victor y col. "Value of human-generated perturbations in short-range ensemble forecasts of severe weather". En: *Weather and forecasting* 21.3 (2006), páginas 347-363 (citado en página 551).

[292] HONG, Song-You, NOH, Yign y DUDHIA, Jimy. "A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes". En: *Monthly weather review* 134.9 (2006), páginas 2318-2341 (citado en página 592).

[293] HORTONWORKS. *Data Management Platform, Solutions and Big Data Analysis | Hortonworks*. URL: https://es.hortonworks.com/ (visitado 11-12-2017) (citado en página 161).

[294] HOSKINS, Brian. "The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139.672 (2013), páginas 573-584. DOI: 10.1002/qj.1991 (citado en página 165).

[295] HOSKINS, Brian J, MCINTYRE, M E y ROBERTSON, Andrew W. "On the use and significance of isentropic potential vorticity maps". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 111.470 (1985), páginas 877-946. DOI: 10.1002/qj.49711147002 (citado en página 551).

[296] HOTELLING, Harold. "Analysis of a complex of statistical variables into principal components." En: *Journal of educational psychology* 24.6 (1933), página 417 (citado en páginas 449, 492).

[297] HOU, Dingchen, KALNAY, Eugenia y DROEGEMEIER, Kelvin K. "Objective verification of the SAMEX'98 ensemble forecasts". En: *Monthly Weather Review* 129.1 (2001), páginas 73-91 (citado en páginas 182, 268, 273, 284, 290, 321, 330).

[298] HOUTEKAMER, Peter L. y MITCHELL, Herschel L. "Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique". En: *Monthly Weather Review* 126.3 (1998), páginas 796-811 (citado en página 183).

[299] HOUTEKAMER, P.L. y MITCHELL, Herschel L. "Ensemble Kalman filtering". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131.613 (oct. de 2005), páginas 3269-3289. ISSN: 00359009. DOI: 10.1256/qj.05.135 (citado en páginas 285, 395).

[300] HUFFMAN, George J y col. "NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG version 5.2)". En: *Algorithm theoretical basis document, version* 4 (2018), página 30 (citado en página 593).

[301] HUNT, Brian R., KOSTELICH, Eric J. y SZUNYOGH, Istvan. "Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter". En: *Physica D: Nonlinear Phenomena* 230.1-2 (jun. de 2007), páginas 112-126. ISSN: 0167-2789. DOI: 10.1016/J.PHYSD.2006.11.008 (citado en páginas 183, 252, 369).

[302] HUNTER, J D. "Matplotlib: A 2D graphics environment". En: *Computing In Science & Engineering* 9.3 (2007), páginas 90-95. DOI: 10.1109/MCSE.2007.55 (citado en página 535).

[303] HURRELL, J W y col. "Decadal climate prediction: opportunities and challenges". En: *Community White Paper, OceanObs* 9 (2009) (citado en página 479).

[304] INESON, S y SCAIFE, A A. "The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño". En: *Nature Geoscience* 2.1 (2009), página 32. DOI: 10.1038/ngeo381 (citado en página 479).

[305] ISAKSEN, LARS y col. "The new ensemble of data assimilations". En: *ECMWF Newsletter* 123 (2010), páginas 17-21 (citado en páginas 254, 300, 301, 394, 397).

[306] ISAKSEN, Lars y col. *Ensemble of data assimilations at ECMWF*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2010 (citado en páginas 254, 371, 394, 395, 397, 459).

[307] IVERSEN, Trond y col. "Evaluation of 'GLAMEPS'-a proposed multimodel EPS for short range forecasting". En: *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 63.3 (mayo de 2011), páginas 513-530. ISSN: 02806495. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00507.x (citado en páginas 183, 310, 401).

[308] JAKOB, C. y col. "The IFS cycle CY21r4 made operational in October 1999". En: *Spring* 87.87 (2000), páginas 2-9 (citado en páginas 297, 323, 459).

[309] JANJIĆ, Zaviša I. "The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes". En: *Monthly Weather Review* 122.5 (1994), páginas 927-945 (citado en página 592).

[310] JANJIC, Zavisa y GALL, L. "Scientific documentation of the NCEP nonhydrostatic multiscale model on the B grid (NMMB). Part 1 Dynamics". En: (2012) (citado en página 352).

[311] JANKOV, Isidora y col. "A Performance Comparison between Multiphysics and Stochastic Approaches within a North American RAP Ensemble". En: *Monthly Weather Review* 145.4 (2017), páginas 1161-1179. DOI: 10.1175/MWR-D-16-0160.1 (citado en página 272).

[312] JANSÀ GUARDIOLA, J. "La masa de aire mediterránea". En: *Revista de Geofísica* 69 (1959), páginas 35-50 (citado en página 541).

[313] JANSÀ, A. "Distribution of the mistral: A satellite observation". En: *Meteorology and Atmospheric Physics* 36.1 (1987), páginas 201-214. DOI: 10.1007/BF01045149 (citado en página 545).

[314] JANSÀ, A. "A general view about Mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather". En: *Proceedings of the INM/WMO International Symposium on Cyclones and HazardousWeather in the Mediterranean, Instituto Nacional de Meteorología and Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca*. 1997, páginas 33-42 (citado en página 542).

[315] JANSÀ, A, GARCIA-MOYA, J A y RODRIGUEZ, E. "Numerical experiments on heavy rain and Mediterranean cyclones". En: *WMO/TD* 420 (1991), páginas 37-47 (citado en páginas 675-677, 679).

[316] JANSÀ, Agustin y col. "Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 2: Statistical approach". En: *Meteorological Applications* 8.1 (2001), páginas 43-56 (citado en páginas 542, 548, 559).

[317] JANSÀ, Agustí y col. "MEDEX: a general overview". En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14.8 (2014), páginas 1965-1984 (citado en página 558).

[318] JANSEN, Eystein y col. "Paleoclimate". En: *Climate change 2007: the physical science basis; contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por SOLOMON, S y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2007 (citado en páginas 458, 480, 508).

[319] JIMÉNEZ, Juanjo. *Óscar García: No hay ordenador capaz de simular el tiempo del Archipiélago*. Tenerife, ago. de 2013. URL: http://www.laopinion.es/sociedad/2013/08/16/hay-ordenador-mundo-capaz-simular/493152.html (citado en páginas 916, 1015).

[320] JOHNS-PUTRA, Adeline. "Climate change in literature and literary studies: From cli-fi, climate change theater and ecopoetry to ecocriticism and climate change criticism". En: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 7.2 (2016), páginas 266-282. DOI: 10.1002/wcc.385 (citado en páginas 956, 958).

[321] JOLLIFFE, Ian T. "Principal component analysis and factor analysis". En: *Principal component analysis*. Springer, 1986, páginas 115-128 (citado en páginas 449, 492).

[322] JOLLIFFE, Ian T. "Uncertainty and Inference for Verification Measures". En: *Weather and Forecasting* 22 (2007), páginas 637-650. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/WAF989.1 (citado en página 332).

[323] JOLLIFFE, Ian T. y STEPHENSON, David B. *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*. 2003, página 254. ISBN: 0470864419. DOI: 10.1016/j.ijforecast.2005.11.002 (citado en páginas 189, 198, 214, 224, 230, 233, 237, 238, 332, 336, 364, 464, 506).

[324] JOLLIFFE, Ian T. y STEPHENSON, David B. "Comments on "Discussion of Verification Concepts in Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science
". En: *Weather and Forecasting* 20.5 (2005), páginas 796-800. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/WAF877.1 (citado en páginas 224, 237).

[325] JOLLIFFE, Ian T. y STEPHENSON, David B. "Introduction". En: *Forecast Verification*. John Wiley & Sons, Ltd, 2011, páginas 1-9. ISBN: 9781119960003. DOI: 10.1002/9781119960003.ch1 (citado en páginas 216, 224, 230, 237, 238, 332, 364).

[326] JONES, Matthew S., COLLE, Brian A. y TONGUE, Jeffrey S. "Evaluation of a mesoscale short-range ensemble forecast system over the northeast United States". En: *Weather and Forecasting* 22.1 (2007), páginas 36-55 (citado en página 183).

[327] JOSLYN, Susan y SAVELLI, Sonia. "Communicating forecast uncertainty: Public perception of weather forecast uncertainty". En: *Meteorological Applications* 17.2 (2010), páginas 180-195. DOI: 10.1002/met.190 (citado en páginas 625, 915).

[328] JOYCE, Robert J y col. "CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution". En: *Journal of Hydrometeorology* 5.3 (2004), páginas 487-503 (citado en página 600).

[329] JULIÁN, A, CHUECA, J y RENÉ, P. "El glaciarismo actual en los macizos de Balaitús e Infiernos-Punta Zarra (Pirineo Central)". En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos, Univ. Zaragoza e Institución Fernando el Católico* (2004), páginas 95-101 (citado en página 725).

[330] KAHNEMAN, Daniel y TVERSKY, Amos. "Choices, values, and frames". En: *HANDBOOK OF THE FUNDAMENTALS OF FINANCIAL DECISION MAKING: Part I*. World Scientific, 2013, páginas 269-278 (citado en página 625).

[331] KALNAY, Eugenia. *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge university press, 2003 (citado en páginas 183, 1022).

[332] KALNAY, Eugenia y HAM, M. "Forecasting forecast skill in the Southern Hemisphere. Extended Abstracts." En: *Extended Abstracts, Third Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Buenos Aires, Argentina, Amer. Meteor. Soc*. Volumen 2427. 1989, páginas 24-27 (citado en página 183).

[333] KEELING, C D. *Atmospheric CO2 Concentrations-Mauna Loa Observatory, Hawaii 1958-1986*. 2798. Oak Ridge National Laboratory, 1986 (citado en página 519).

[334] KEELING, Charles D y col. "Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa observatory, Hawaii". En: *Tellus* 28.6 (1976), páginas 538-551. DOI: 10.3402/tellusa.v28i6.11322 (citado en página 519).

[335] KELKAR, R R. *Satellite meteorology*. BS Publications, 2007 (citado en página 90).

[336] KHARIN, Viatcheslav V. y ZWIERS, Francis W. "On the ROC score of probability forecasts". En: *Journal of Climate* 16.24 (2003), páginas 4145-4150. ISSN: 08948755. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<4145:OTRSOP>2.0.CO;2 (citado en páginas 237, 332).

[337] KIDDER, Stanley Q y HAAR, Thomas H Vonder. *Satellite meteorology: an introduction*. Gulf Professional Publishing, 1995 (citado en página 90).

[338] KIRTMAN, Ben y col. "Near-term climate change: projections and predictability". En: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en páginas 469, 502, 515).

[339] KJELLSTRÖM, Erik y col. "Production and use of regional climate model projections–A Swedish perspective on building climate services". En: *Climate services* 2 (2016), páginas 15-29. DOI: 10.1016/j.cliser.2016.06.004 (citado en página 456).

[340] KLEIN, Gary A. *Sources of power: How people make decisions*. MIT press, 1999 (citado en página 50).

[341] KLEIN, William H, LEWIS, Billy M y ENGER, Isadore. "Objective prediction of five-day mean temperatures during winter". En: *Journal of Meteorology* 16.6 (1959), páginas 672-682 (citado en página 202).

[342] KLIR, George J. *Uncertainty and information: foundations of generalized information theory*. John Wiley & Sons, 2005 (citado en página 948).

[343] KNUTTI, Reto, MASSON, David y GETTELMAN, Andrew. "Climate model genealogy: Generation CMIP5 and how we got there". En: *Geophysical Research Letters* 40.6 (2013), páginas 1194-1199. DOI: 10.1002/grl.50256 (citado en página 458).

[344] KNUTTI, Reto y col. "Challenges in combining projections from multiple climate models". En: *Journal of Climate* 23.10 (2010), páginas 2739-2758 (citado en página 506).

[345] KOMEN, G. J. *Dynamics and modelling of ocean waves*. Cambridge University Press, 1994. ISBN: 9780521577816 (citado en página 382).

[346] KOOTVAL, H. "Guidelines on communicating forecast uncertainty". En: *World Meteorological Organization/Technical Document* 1422 (2008) (citado en páginas 634, 915).

[347] KRAMER, Oliver. "K-nearest neighbors". En: *Dimensionality Reduction with Unsupervised Nearest Neighbors*. Springer, 2013, páginas 13-23. DOI: 10.1007/978-3-642-38652-7_2 (citado en página 462).

[348] KRISHNAMURTHY, V. "A predictability study of Lorenz's 28-variable model as a dynamical system". En: *Journal of the atmospheric sciences* 50.14 (1993), páginas 2215-2229 (citado en página 66).

[349] KRISHNAMURTI, T N y col. "Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel superensemble". En: *Science* 285.5433 (1999), páginas 1548-1550 (citado en páginas 182, 183).

[350] KRUGER, Justin y DUNNING, David. "Unskilled and unaware of it: how difficulties in recognizing one's own incompetence lead to inflated self-assessments." En: *Journal of personality and social psychology* 77.6 (1999), página 1121 (citado en página 624).

[351] KUCHARSKI, F, MOLTENI, F y YOO, J H. "SST forcing of decadal Indian monsoon rainfall variability". En: *Geophysical research letters* 33.3 (2006). DOI: 10.1029/2005GL025371 (citado en página 166).

[352] KUHN, Thomas Samuel. *La estructura de las revoluciones científicas*. Fondo de cultura económica, 2011 (citado en página 22).

[353] KUTZBACH, John E. "Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America". En: *Journal of Applied Meteorology* 6.5 (1967), páginas 791-802 (citado en página 492).

[354] LAFORE, Jean-Philippe y col. *The Meso-NH atmospheric simulation system. Scientific Documentation. Part III: Physics*. Informe técnico. Météo-France, CNRS, 2009 (citado en página 570).

[355] LAING, Arlene y EVANS, J. L. *Introducción a la meteorología tropical (requiere usuario)*. 2nd. COMET, MetEd, 2016. URL: http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/index.htm (citado en páginas 728, 1022).

[356] LAKATOS, Imre., WORRALL, John. y CURRIE, Gregory. *Escritos filosóficos*. Alianza, 2007. ISBN: 9788420687216. URL: https://dialnet.unirioja.es/servlet/libro?codigo=292158 (citado en página 20).

[357] LALAURETTE, F. "Two proposals to enhance the EFI response near the tails of the climate distribution". En: *American Meteor. Soc* (2003), páginas 1-8 (citado en página 427).

[358] LALAURETTE, François. "Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 129.594 (oct. de 2003), páginas 3037-3057. ISSN: 00359009. DOI: 10.1256/qj.02.152 (citado en páginas 224, 425, 426, 576).

[359] LANDAU, L D y LIFSHITZ, E M. "Mechanics, vol. 1". En: *Course of theoretical physics* 3 (1976) (citado en página 953).

[360] LANDAU, Lev Davidovich. *The classical theory of fields*. Volumen 2. Elsevier, 2013 (citado en página 60).

[361] LAPLACE, P. S. de. "Théorie analytique des probabilités (Introduction)". En: *Gauthier-Villars: Paris* (1817) (citado en páginas 22, 1006).

[362] LAVERS, David A, PAPPENBERGER, Florian y ZSOTER, Ervin. "Extending medium-range predictability of extreme hydrological events in Europe". En: *Nature communications* 5 (2014) (citado en página 425).

[363] LAVERS, David A. y col. "ECMWF Extreme Forecast Index for water vapor transport: A forecast tool for atmospheric rivers and extreme precipitation". En: *Geophysical Research Letters* 43.22 (nov. de 2016), páginas 11, 811-852, 858. ISSN: 00948276. DOI: 10.1002/2016GL071320 (citado en páginas 224, 425).

[364] LEE, Cheng-Shang y col. "A climatology model for forecasting typhoon rainfall in Taiwan". En: *Natural Hazards* 37.1-2 (2006), páginas 87-105. DOI: 10.1007/s11069-005-4658-8 (citado en página 479).

[365] LEITH, C E. "Theoretical skill of Monte Carlo forecasts". En: *Monthly Weather Review* 102.6 (1974), páginas 409-418 (citado en páginas 179, 182, 188, 227, 329, 394).

[366] LEROY, Anne y CÉRON, Jean-Pierre. "Un défi de la prévision saisonnière: la descente d'échelle-La Nouvelle-Calédonie, un exemple à suivre". En: (2007) (citado en página 470).

[367] LEUTBECHER, Martin y col. "Ensemble forecasting". En: *Journal of Computational Physics* 227.7 (2008), páginas 3515-3539. ISSN: 00219991. DOI: 10.1016/J.JCP.2007.02.014 (citado en páginas 301, 459, 618).

[368] LEUTBECHER, Martin y col. "Stochastic representations of model uncertainties at ECMWF: state of the art and future vision". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 143.707 (2017), páginas 2315-2339. ISSN: 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.3094 (citado en páginas 268, 272, 275).

[369] LI, Jian-Guo. "Propagation of ocean surface waves on a spherical multiple-cell grid". En: *Journal of Computational Physics* 231.24 (oct. de 2012), páginas 8262-8277. ISSN: 00219991. DOI: 10.1016/j.jcp.2012.08.007 (citado en página 382).

[370] LI, Yineng y HUANG, Ping. "A coupled lattice Boltzmann model for advection and anisotropic dispersion problem in shallow water". En: *Advances in Water Resources* 31.12 (dic. de 2008), páginas 1719-1730. ISSN: 03091708. DOI: 10.1016/j.advwatres.2008.08.008 (citado en página 381).

[371] LILLO, Ignacio. *La lluvia deja más de 153 litros en el Centro y la zona Este*. 2017. URL: http://www.diariosur.es/malaga/201702/19/tromba-lluvia-granizo-deja-20170219070440.html (visitado 01-02-2018) (citado en página 842).

[372] LIM, Kyo-Sun Sunny y HONG, Song-You. "Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models". En: *Monthly weather review* 138.5 (2010), páginas 1587-1612 (citado en página 592).

[373] LINDBORG, Erik. "Can the atmospheric kinetic energy spectrum be explained by two-dimensional turbulence?" En: *Journal of Fluid Mechanics* 388 (1999), páginas 259-288. DOI: 10.1017/S0022112099004851 (citado en página 340).

[374] LIONELLO, Piero y col. "Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment". En: *Developments in Earth and Environmental Sciences* 4 (2006), páginas 325-372 (citado en página 558).

[375] LIOU, Kuo-Nan. *An introduction to atmospheric radiation*. Volumen 84. Elsevier, 2002 (citado en páginas 90, 91, 94).

[376] LLASAT, M. C. y col. "Flash floods in Catalonia: a recurrent situation". En: *Advances in Geosciences* 26 (sep. de 2010), páginas 105-111. ISSN: 1680-7359. DOI: 10.5194/adgeo-26-105-2010 (citado en página 764).

[377] LLOYD, Seth. "Computational Capacity of the Universe". En: *Physical Review Letters* 88.23 (mayo de 2002), página 237901. ISSN: 0031-9007. DOI: 10.1103/PhysRevLett.88.237901 (citado en página 22).

[378] LOBATO, René y col. "MM5 model validation under different cumulus parameterizations". En: *Proceedings of the 12th. PSU/NCAR MM5 User's Workshop*. 2002 (citado en página 374).

[379] LONGLEY, Paul A y col. “Geographical information systems. 2nd.” En: (1999) (citado en página 463).

[380] LORENZ, E N. “Climatic predictability”. En: *The physical basis of climate and climate modelling* (1975), páginas 132-136 (citado en páginas 14, 166).

[381] LORENZ, Edward N. “Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction”. En: (1956) (citado en páginas 399, 447, 492).

[382] LORENZ, Edward N. “Deterministic Nonperiodic Flow”. En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 20.2 (mar. de 1963), páginas 130-141. ISSN: 0022-4928. DOI: 10.1175/1520-0469(1963)020<0130:DNF>2.0.CO;2 (citado en páginas 12, 14, 28, 66, 84, 165, 301, 360).

[383] LORENZ, Edward N. “The predictability of a flow which possesses many scales of motion”. En: *Tellus* 21.3 (jun. de 1969), páginas 289-307. ISSN: 00402826. DOI: 10.3402/tellusa.v21i3.10086 (citado en páginas 14, 165, 340, 341, 360, 458).

[384] LORENZ, Edward N. *The essence of chaos*. University of Washington Press, 1995 (citado en páginas 11, 1022).

[385] LORENZ, Edward N. “Predictability: A problem partly solved”. En: *Proc. Seminar on predictability*. Volumen 1. 1. 1996 (citado en páginas 12, 341).

[386] LU, Chungu y col. “Short-Range Numerical Weather Prediction Using Time-Lagged Ensembles”. En: *Weather and Forecasting* 22.3 (jun. de 2007), páginas 580-595. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/WAF999.1 (citado en páginas 182, 254, 283, 327, 368, 369, 398, 571, 574).

[387] LYAPUNOV, Aleksandr Mikhailovich. “The general problem of the stability of motion”. En: *International Journal of Control* 55.3 (1992), páginas 531-534 (citado en página 66).

[388] LYNCH, Peter. *The emergence of numerical weather prediction: Richardson’s dream*. Cambridge University Press, 2006, página 279. ISBN: 9780521857291 (citado en páginas 34, 138).

[389] LYNCH, Peter. “The origins of computer weather prediction and climate modeling”. En: *Journal of Computational Physics* 227.7 (2008), páginas 3431-3444 (citado en páginas 28, 34, 154).

[390] MADDEN, Roland A y JULIAN, Paul R. “Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific”. En: *Journal of the atmospheric sciences* 28.5 (1971), páginas 702-708 (citado en página 465).

[391] MAGNUSSON, M M. “Recommendations for the prediction of avalanches”. En: *Recommendations to deal with snow avalanches in Europe. NEDIES, Report EUR* 20839 (2003), páginas 3-14 (citado en página 725).

[392] MAJEWSKI, D y SCHRODIN, P. “Short description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the Deutscher Wetterdienst (DWD)”. En: *Quarterly Bulletin (April)* (1994), páginas 1-31 (citado en página 322).

[393] MAJEWSKI, Detlev. “HRM-user’s guide”. En: *Deutsche Wetter Dienst (DWD). Offenbach, Germany* 124 (2009) (citado en página 322).

[394] MAJEWSKI, Detlev y col. "The operational global icosahedral–hexagonal gridpoint model GME: description and high-resolution tests". En: *Monthly Weather Review* 130.2 (2002), páginas 319-338 (citado en página 323).

[395] MAJUMDAR, Sharanya J. y col. "On the Ability of Global Ensemble Prediction Systems to Predict Tropical Cyclone Track Probabilities". En: *Weather and Forecasting* 25.2 (abr. de 2010), páginas 659-680. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2009WAF2222327.1 (citado en página 733).

[396] MANDELBROT, Benoit B. *The fractal geometry of nature*. Volumen 173. WH freeman New York, 1983 (citado en página 1022).

[397] MANN, Michael E y col. "Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly". En: *Science* 326.5957 (2009), páginas 1256-1260 (citado en página 513).

[398] MANSELL, Edward R, ZIEGLER, Conrad L y BRUNING, Eric C. "Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics". En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 67.1 (2010), páginas 171-194 (citado en página 592).

[399] MAPR. *The Only Converged Data Platform | MapR*. URL: https://mapr.com/ (visitado 11-12-2017) (citado en páginas 160, 161).

[400] MARSIGLI, C., MONTANI, A. y PACCAGNELLA, T. "Perturbation of initial and boundary conditions for a limited-area ensemble: Multi-model versus single-model approach". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140.678 (abr. de 2014), páginas 197-208. ISSN: 1477870X. DOI: 10.1002/qj.2128 (citado en página 183).

[401] MARSIGLI, C y col. "A strategy for high-resolution ensemble prediction. II: Limited-area experiments in four Alpine flood events". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127.576 (2001), páginas 2095-2115. DOI: 10.1002/qj.49712757613 (citado en páginas 183, 541).

[402] MARTÍN, F. *¿Ríos atmosféricos en el Mediterráneo? Parte I*. 2017. URL: https://www.tiempo.com/ram/297472/rios-atmosfericos-en-el-mediterraneo-parte-i/ (citado en página 653).

[403] MARZBAN, Caren y SANDGATHE, Scott. "Cluster Analysis for Verification of Precipitation Fields". En: *Weather and Forecasting* 21.5 (2006), páginas 824-838. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/WAF948.1 (citado en página 412).

[404] MASON, Simon J. "On Using "Climatology" as a Reference Strategy in the Brier and Ranked Probability Skill Scores". En: *Monthly Weather Review* 132.7 (2004), páginas 1891-1895. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(2004)132<1891:OUCAAR>2.0.CO;2 (citado en páginas 332, 464).

[405] MASON, Simon J. y WEIGEL, Andreas P. "A Generic Forecast Verification Framework for Administrative Purposes". En: *Monthly Weather Review* 137.1 (2009), páginas 331-349. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2008MWR2553.1 (citado en página 332).

[406] MASSON-DELMOTTE, V y col. "Information from paleoclimate archives". En: *Climate change* 383464 (2013), página 2013 (citado en páginas 147, 494, 498, 508, 511, 513).

[407] MATSUDO, C M y SALIO, Paola V. "Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina". En: *Atmospheric research* 100.4 (2011), páginas 523-537 (citado en página 591).

[408] MATSUDO, C y col. "Verification of WRF-ARW convective-resolving forecasts over Southeastern South America". En: *MAUSAM* 66.3 (2015), páginas 445-456 (citado en página 592).

[409] MAURY, Matthew Fontaine. *Explanations and sailing directions to accompany the wind and current charts*. Volumen 2. Harris, 1859 (citado en página 34).

[410] MAYO, Deborah G. *Error and the growth of experimental knowledge*. University of Chicago Press, 1996, página 493. ISBN: 9780226511986 (citado en página 20).

[411] MAYO, Deborah G. y HOLLANDER, Rachelle D. *Acceptable Evidence : Science and Values in Risk Management.* Oxford University Press, USA, 1994, página 305. ISBN: 9780195358322 (citado en página 20).

[412] MCCABE, Anne y col. "Representing model uncertainty in the Met Office convection-permitting ensemble prediction system and its impact on fog forecasting". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142.700 (2016), páginas 2897-2910. ISSN: 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.2876 (citado en página 271).

[413] MCCAUL, Eugene W. y col. "Forecasting Lightning Threat Using Cloud-Resolving Model Simulations". En: *Weather and Forecasting* 24.3 (jun. de 2009), páginas 709-729. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/2008WAF2222152.1 (citado en página 570).

[414] MCCLUNG, D y SCHAERER, P. "Avalanchas". En: *Sua Edizioak-Ediciones Desnivel* 305 (1996) (citado en página 725).

[415] MCDONALD, A y HAUGEN, Janerik. "A two-time-level, three-dimensional semi-Lagrangian, semi-implicit, limited-area gridpoint model of the primitive equations". En: *Monthly weather review* 120.11 (1992), páginas 2603-2621 (citado en página 322).

[416] MCKEE, Thomas B, DOESKEN, Nolan J, KLEIST, John y col. "The relationship of drought frequency and duration to time scales". En: *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*. Volumen 17. 22. American Meteorological Society Boston, MA. 1993, páginas 179-183 (citado en página 1001).

[417] MCLACHLAN, Geoffrey J y KRISHNAN, Thriyambakam. *The EM algorithm and extensions*. Volumen 382. John Wiley & Sons, 2007, página 359. ISBN: 0471123587. DOI: 10.2307/1271189 (citado en páginas 198, 204, 325).

[418] MEEHL, Gerald A y col. "Decadal prediction: can it be skillful?" En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 90.10 (2009), páginas 1467-1485. DOI: 10.1175/2009BAMS2778.1 (citado en páginas 458, 481).

[419] MENDONÇA, Antônio Marcos y BONATTI, JoséPaulo. "Experiments with EOF-based perturbation methods and their impact on the CPTEC/INPE ensemble prediction system". En: *Monthly Weather Review* 137.4 (2009), páginas 1438-1459 (citado en páginas 395, 399).

[420] MENZEL, W Paul y SATELLITE, NOAA. "Remote sensing applications with meteorological satellites". En: *The Solar Spectrum* 3 (2005), página 10 (citado en páginas 93, 96).

[421] MESTRE, Antonio. "Agrometeorología". En: *Seminario Análisis y Prospectiva 2013: "Gestión de Riesgos Agrarios y Ambientales"*. Editado por ATANCE MUÑIZ, Ignacio y col. Madrid: MAGRAMA,

2013, página 85. URL: https://www.mapa.gob.es/es/ministerio/servicios/analisis-y-prospectiva/seminarios_UAP.aspx (citado en página 997).

[422] METED - COMET. *Ensemble Forecasting Explained*. 2004. URL: https://www.meted.ucar.edu/nwp/pcu1/ensemble/ (visitado 15-10-2018) (citado en página 1022).

[423] METED - COMET. *Intelligent Use of Model-Derived Products*. 2009. URL: https://www.meted.ucar.edu/nwp/model_derivedproducts/ (visitado 15-10-2018) (citado en páginas 151, 1022).

[424] METED - COMET. *Effective Use of High-Resolution Models*. 2010. URL: https://www.meted.ucar.edu/nwp/hires/ (visitado 15-10-2018) (citado en páginas 151, 1022).

[425] METED - COMET. *Verification Methods in the NWS National Blend of Global Models*. 2016. URL: https://www.meted.ucar.edu/nwp/blend_verification/ (visitado 15-10-2018) (citado en página 1022).

[426] METED - COMET. *Interpreting and Communicating EPS Guidance: British Columbia Winter Storm*. 2018. URL: https://www.meted.ucar.edu/nwp/eps_case_BCsnow/ (visitado 15-10-2018) (citado en página 1022).

[427] MINKEL, J R. "Focus: If the Universe Were a Computer". En: *Physics* 9 (2002), página 27 (citado en página 22).

[428] MINSKY, Marvin, PAPERT, Seymour y BOTTOU, LeÌon. *Perceptrons : an introduction to computational geometry*. 1969, página 292. ISBN: 9780262534772 (citado en página 208).

[429] MINTZ, Yale. "Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion: An experiment in climate simulation". En: *Causes of Climatic Change*. Springer, 1968, páginas 20-36. DOI: 10.1007/978-1-935704-38-6_3 (citado en página 503).

[430] MITCHELL, Timothy D y HULME, Mike. "Predicting regional climate change: living with uncertainty". En: *Progress in Physical Geography* 23.1 (1999), páginas 57-78 (citado en páginas 456, 514).

[431] MLAWER, Eli J y col. "Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102.D14 (1997), páginas 16663-16682 (citado en página 593).

[432] MOCHIZUKI, Takashi y col. "Pacific decadal oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction". En: *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107.5 (2010), páginas 1833-1837 (citado en página 458).

[433] MOLTENI, Franco y col. *The new ECMWF seasonal forecast system (System 4)*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2011 (citado en página 459).

[434] MOLTENI, F. y col. "The ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 122.529 (ene. de 1996), páginas 73-119. ISSN: 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.49712252905 (citado en páginas 165, 166, 181, 183, 299, 395, 397, 412, 413, 576, 815).

[435] MOLTENI, F y col. "A strategy for high-resolution ensemble prediction. I: Definition of representative members and global-model experiments". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127.576 (2001), páginas 2069-2094. DOI: 10.1002/qj.49712757612 (citado en página 183).

[436] MOLTENI, F y col. "New web products for the ECMWF seasonal forecast System-3". En: *ECMWF Newsletter No* 111 (2007), páginas 28-33 (citado en página 472).

[437] MONTORNÈS, Alex. "Modelització del recurs eòlic: nous horitzons". En: *XXII Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè. Barcelona, 26 de novembre de 2016*. Barcelona, 2016 (citado en página 49).

[438] MORAL, Anna del y col. *The 12 October 2016 Maresme flash-floods: a radar-based analysis.* 2017. DOI: 10.13140/RG.2.2.14826.82889 (citado en página 763).

[439] MORICE, Colin P y col. "Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.D8 (2012). DOI: 10.1029/2011JD017187 (citado en página 517).

[440] MORIN, Edgar. "Restricted complexity, general complexity". En: *Science and us: Philosophy and Complexity. Singapore: World Scientific* (2007), páginas 1-25 (citado en página 20).

[441] MORRISON, Hugh, THOMPSON, Gregory y TATARSKII, V. "Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one-and two-moment schemes". En: *Monthly Weather Review* 137.3 (2009), páginas 991-1007 (citado en página 592).

[442] MULLEN, Steven L y BAUMHEFNER, David P. "The impact of initial condition uncertainty on numerical simulations of large-scale explosive cyclogenesis". En: *Monthly Weather Review* 117.12 (1989), páginas 2800-2821 (citado en página 182).

[443] MUÑOZ JIMÉNEZ, Rafael. "Los orígenes del Libro de las Cruces, de Alfonso X el Sabio (1ªparte)". En: *Revista de Filología de la Universidad de La Laguna* 1 (1982), páginas 153-176 (citado en página 29).

[444] MUÑOZ, Rafael. *Textos árabes del "Libro de las cruces", de Alfonso X*. Universidad Autónoma de Barcelona, Facultad de Filosofía y Letras, 1981 (citado en página 29).

[445] MURPHY, Allan H. "Forecast verification: Its Complexity and Dimensionality". En: *Monthly Weather Review* 119.7 (1991), páginas 1590-1601. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(1991)119<1590:FVICAD>2.0.CO;2 (citado en páginas 216, 230).

[446] MURPHY, Allan H. *Climatology, persistence, and their linear combination as standards of reference in skill scores*. 1992. DOI: 10.1175/1520-0434(1992)007<0692:CPATLC>2.0.CO;2 (citado en página 216).

[447] MURPHY, Allan H. "What Is a Good Forecast? An Essay on the Nature of Goodness in Weather Forecasting". En: *Weather and Forecasting* 8.2 (jun. de 1993), páginas 281-293. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/1520-0434(1993)008<0281:WIAGFA>2.0.CO;2 (citado en páginas 214, 506).

[448] MURPHY, James M. "The impact of ensemble forecasts on predictability". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 114.480 (1988), páginas 463-493. DOI: 10.1002/qj.49711448010 (citado en páginas 227, 329).

[449] MYLES WHITE, J. *Why I'm Not a Fan of R-Squared*. 2016. URL: http://www.johnmyleswhite.com/notebook/2016/07/23/why-im-not-a-fan-of-r-squared/ (visitado 23-07-2016) (citado en página 211).

[450] NATIONAL HURRICANE CENTER (NHC). *Definition of the NHC Track Forecast Cone*. URL: http://www.nhc.noaa.gov/aboutcone.shtml (visitado 03-12-2017) (citado en página 728).

[451] NEAL, Robert A y col. "Ensemble based first guess support towards a risk-based severe weather warning service". En: *Meteorological Applications* 21.3 (2014), páginas 563-577. DOI: 10.1002/met.1377 (citado en página 370).

[452] NEAL, Robert y col. "A flexible approach to defining weather patterns and their application in weather forecasting over Europe". En: *Meteorological Applications* 23.3 (2016), páginas 389-400. DOI: 10.1002/met.1563 (citado en página 370).

[453] NEU, Urs y col. "IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 94.4 (2013), páginas 529-547 (citado en página 560).

[454] NEWTON, Isaac y col. *Philosophiae naturalis principia mathematica*. Volumen 1. excudit G. Brookman; impensis TT et J. Tegg, Londini, 1833 (citado en páginas 23, 63).

[455] NISSEN, K M y col. "Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: characteristics, trends and links to large-scale patterns". En: *Natural Hazards and Earth System Science* 10.7 (2010), páginas 1379-1391 (citado en página 544).

[456] NOETHER, Emmy. "Invariant variation problems". En: *Transport Theory and Statistical Physics* 1.3 (1971), páginas 186-207 (citado en página 60).

[457] NOVAK, David R, BRIGHT, David R y BRENNAN, Michael J. "Operational forecaster uncertainty needs and future roles". En: *Weather and Forecasting* 23.6 (2008), páginas 1069-1084 (citado en páginas 51, 52, 917).

[458] NÚÑEZ MORA, José Ángel. "La riada de 1957 en Jávea. Análisis meteorológico y climático". En: *L'aiguat de 1957*. Ajuntament de Xàbia, 2007 (citado en página 669).

[459] OBUKHOV, A M. "Statistically homogeneous fields on a sphere". En: *Usp. Mat. Nauk* 2.2 (1947), páginas 196-198 (citado en página 492).

[460] OLDENBORGH, Geert Jan van y col. "Decadal prediction skill in a multi-model ensemble". En: *Climate dynamics* 38.7-8 (2012), páginas 1263-1280. DOI: 10.1007/s00382-012-1313-4 (citado en páginas 458, 480, 481).

[461] ORLANSKI, L. "A rational subdivision of scale for atmospheric processes". En: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 56 (1975), páginas 527-530 (citado en páginas 41, 182, 277, 340).

[462] ORVILLE, Richard E. "Calibration of a magnetic direction finding network using measured triggered lightning return stroke peak currents". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 96.D9 (1991), páginas 17135-17142. DOI: 10.1029/91JD00611 (citado en página 120).

[463] OSMAN, Marisol y VERA, C S. "Climate predictability and prediction skill on seasonal time scales over South America from CHFP models". En: *Climate Dynamics* 49.7-8 (2017), páginas 2365-2383. DOI: 10.1007/s00382-016-3444-5 (citado en página 601).

[464] OSMAN, Marisol, VERA, C S y DOBLAS-REYES, F J. "Predictability of the tropospheric circulation in the Southern Hemisphere from CHFP models". En: *Climate dynamics* 46.7-8 (2016), páginas 2423-2434. DOI: 10.1007/s00382-015-2710-2 (citado en página 601).

[465] PACHAURI, Rajendra K y col. *Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, 2014 (citado en páginas 126, 494, 505, 516, 520).

[466] PAIMAZUMDER, Debasish y MÖLDERS, Nicole. "Theoretical assessment of uncertainty in regional averages due to network density and design". En: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 48.8 (ago. de 2009), páginas 1643-1666. ISSN: 15588424. DOI: 10.1175/2009JAMC2022.1 (citado en página 225).

[467] PALACIOS, D y ANDRÉS, N. "Morfodinámica supraforestal actual en la Sierra de Guadarrama y su relación con la cubierta nival: el caso de Dos Hermanas-Peñalara". En: *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea* (2000). Editado por PEÑA, J L, SÁNCHEZ-FABRE, M. y LOZANO, M.V., páginas 235-264 (citado en páginas 712, 713).

[468] PALACIOS, D y ANDRÉS, N. "Relación entre dinámica nival y erosión en el Parque Natural de Peñalara y áreas próximas". En: *Quintas Jornadas Científicas del Parque Natural de Peñalara y del Valle de El Paular* (2007), páginas 95-137 (citado en página 712).

[469] PALACIOS, David, ANDRÉS, Nuria de y LUENGO, Enrique. "Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain)". En: *Geomorphology* 54.3 (2003), páginas 157-178 (citado en página 713).

[470] PALMER, T N. "Towards the probabilistic Earth-system simulator: a vision for the future of climate and weather prediction". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138.665 (2012), páginas 841-861. ISSN: 1477-870X. DOI: 10.1002/qj.1923 (citado en página 343).

[471] PALMER, T N y col. "Stochastic parametrization and model uncertainty". En: *ECMWF Tech. Memo* 598 (2009), páginas 1-42 (citado en páginas 183, 255, 275, 300, 348, 371, 395, 459, 479).

[472] PALMER, Tim N. "On parametrizing scales that are only somewhat smaller than the smallest resolved scales, with application to convection and orography". En: *Proceedings of the ECMWF workshop on New insights and approaches to convective parametrization, ECMWF, Shinfield Park, Reading RG2-9AX, UK*. 1997, páginas 328-337 (citado en página 268).

[473] PALMER, Tim N y ANDERSON, David L T. "The prospects for seasonal forecasting-A review paper". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 120.518 (1994), páginas 755-793. DOI: 10.1002/qj.49712051802 (citado en páginas 468, 469, 541).

[474] PALMER, Tim N. y HAGEDORN, Renate. *Predictability of weather and climate*. Cambridge University Press, 2006 (citado en páginas 11, 282, 540, 1022).

[475] PALMER, Tim N. y col. "Development of a European multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER)". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 85.6 (2004), páginas 853-872 (citado en páginas 182, 183, 268, 330, 458, 470).

[476] PALMER, TN y col. "Ensemble prediction". En: *Proceedings of the ECMWF Seminar on Validation of models over Europe*. Editado por ECMWF. 1993 (citado en página 172).

[477] PARK, Young-Youn, BUIZZA, Roberto y LEUTBECHER, Martin. "TIGGE: Preliminary results on comparing and combining ensembles". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134.637 (oct. de 2008), páginas 2029-2050. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.334 (citado en página 284).

[478] PASCH, R. J. *Tropical Cyclone Report Hurricane Alex (AL012010) 25 June-2 July 2010*. Informe técnico. NHC, Miami: National Hurricane Center (NHC, NOAA), 2010, página 19 (citado en página 733).

[479] PASCUAL BLÁZQUEZ, José Luis. "Los lunaristas y la predicción del tiempo en los siglos XVIII-XIX". En: (2012) (citado en página 31).

[480] PASCUAL BLÁZQUEZ, José Luis. "Un vacío por rellenar en la historia de la Meteorología". En: *Tiempo y Clima* 5.27 (2013) (citado en página 29).

[481] PASCUAL, R. *Estudio de precipitaciones intensas en la comarca catalana del Maresme*. Ministerio de Medio Ambiente, 1999. ISBN: 84-8320-084-8 (citado en página 764).

[482] PATHAK, Jaideep y col. "Using machine learning to replicate chaotic attractors and calculate Lyapunov exponents from data". En: *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science* 27.12 (2017), página 121102 (citado en página 212).

[483] PEDREGOSA, Fabian y col. "Scikit-learn: Machine learning in Python". En: *Journal of Machine Learning Research* 12.Oct (2011), páginas 2825-2830 (citado en páginas 209, 616).

[484] PELLERIN, G. y col. "Increasing the horizontal resolution of ensemble forecasts at CMC". En: *Nonlinear processes in geophysics* 10.6 (2003), páginas 463-468 (citado en página 181).

[485] PELOROSSO, L. *Albero: Visualización de Pronósticos Probabilísticos utilizando Técnicas de Análisis de Análogos. Tesis de Licenciatura*. Buenos Aires, 2018 (citado en página 596).

[486] PENDERGRASS, Angeline G y ELMORE, Kimberly L. "Ensemble Forecast Bias Correction". En: *4th Annual Student Conference. Amer. Meteor. Soc., San Diego, CA P*. 2004, páginas 1-19 (citado en páginas 182, 254, 283).

[487] PENLAND, Cécile. "Noise out of chaos and why it won't go away". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 84.7 (2003), páginas 921-925 (citado en página 550).

[488] PEÑA, J L y LOZANO, M V. "Las unidades del relieve aragonés". En: *Geografía Física de Aragón, Aspectos Generales Y Temáticos* (2004), páginas 3-14 (citado en página 725).

[489] PEÑA, J L y col. "Mapa geomorfológico de Aragón". En: *Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Zaragoza* (2002) (citado en página 704).

[490] PERALTA, C y col. "Accounting for initial condition uncertainties in COSMO-DE-EPS". En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117.D7 (2012), n/a-n/a. ISSN: 2156-2202. DOI: 10.1029/2011JD016581 (citado en página 278).

[491] PERSSON, Anders. *Verification of Probability Ensemble forecasts*. Informe técnico. 2006 (citado en página 227).

[492] PERSSON, Anders. "User guide to ECMWF forecast products". En: *Ecmwf* March (2011), página 127 (citado en páginas 15, 227, 301, 408, 562, 741, 753, 777, 795, 828, 840, 852, 868, 881).

[493] PERSSON, Anders. "Los Meteorólogos no podemos escapar de las probabilidades". En: *Tiempo y Clima* 5.44 (2014), páginas 32-37 (citado en páginas 15, 634, 1006).

[494] PETIT, Jean-Robert y col. "Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica". En: *Nature* 399.6735 (1999), página 429 (citado en página 494).

[495] PEZZUTTO, Paolo y col. "Performance comparison of meso-scale ensemble wave forecasting systems for Mediterranean sea states". En: *Ocean Modelling* 104 (ago. de 2016), páginas 171-186. ISSN: 14635003. DOI: 10.1016/j.ocemod.2016.06.002 (citado en página 380).

[496] PICCOLO, Chiara y CULLEN, Mike. "Ensemble data assimilation using a unified representation of model error". En: *Monthly Weather Review* 144.1 (2016), páginas 213-224 (citado en página 371).

[497] PICORNELL, M A, CAMPINS, Joan y JANSÀ, Agustí. "Detection and thermal description of medicanes from numerical simulation". En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14.5 (2014), página 1059 (citado en página 561).

[498] PICORNELL, M A, JANSÀ, Agustí y GENOVÉS, Ana. "A tool for assessing the quality of the Mediterranean cyclone forecast: a numerical index". En: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11.6 (2011), páginas 1787-1794 (citado en página 560).

[499] PICORNELL, M A y col. "Automated database of mesocyclones from the HIRLAM (INM)-0.5º analyses in the western Mediterranean". En: *International journal of climatology* 21.3 (2001), páginas 335-354. DOI: 10.1002/joc.621 (citado en página 560).

[500] PLATZMAN, George W. "The ENIAC computations of 1950-gateway to numerical weather prediction". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 60.4 (1979), páginas 302-312 (citado en página 155).

[501] POELMAN, Dieter R. "On the science of lightning: An overview". En: *Royal Meteorological Institute of Belgium* (2010) (citado en página 570).

[502] POINCARÉ, Henri. *Science and method*. Courier Corporation, 2013 (citado en página 63).

[503] POPPER, Karl. *Quantum Theory and the Schism in Physics: from the Postscript to the Logic of Scientific Discovery*. Routledge, 2013 (citado en página 1022).

[504] POPPER, Karl R. *Conjeturas y refutaciones: el desarrollo del conocimiento científico*. Paidós Ibérica, 1991 (citado en página 20).

[505] POWER, Scott B y col. "Consensus on twenty-first-century rainfall projections in climate models more widespread than previously thought". En: *Journal of Climate* 25.11 (2012), páginas 3792-3809. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00354.1 (citado en página 458).

[506] PRIMO, Cristina y GHELLI, Anna. "The affect of the base rate on the extreme dependency score". En: *Meteorological Applications* 16.4 (dic. de 2009), páginas 533-535. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.152 (citado en página 224).

[507] PUEBLA, Francisco Pérez y RODRÍGUEZ, César Zancajo. "Regímenes tormentosos en la Península Ibérica durante la década 2000-2009". En: *Tiempo y Clima* 5.28 (2013) (citado en página 547).

[508] QGIS DEVELOPMENT TEAM. *QGIS Geographic Information System*. 2009. URL: http://qgis.org (citado en páginas 701, 704, 708).

[509] QUIBY, J y DENHARD, M. "SRNWP-DWD poor-man ensemble prediction system: the PEPS project". En: *Eumetnet Newsletter* 8 (2003), páginas 9-12 (citado en páginas 176, 250, 571, 678, 881).

[510] QUINTERO PLAZA, David y SUÁREZ MOLINA, David. "Estudio de la situación de precipitaciones intensas de los días 22 y 23 de octubre de 2015 en Canarias". En: *Notas técnicas de AEMET* 22 (2016). URL: http://hdl.handle.net/20.500.11765/4760 (citado en páginas 854, 855, 866).

[511] RAE. *Real Academia Española (RAE)*. URL: http://www.rae.es/ (visitado 03-12-2017) (citado en páginas 660, 960).

[512] RAFTERY, Adrian E. y col. "Using Bayesian model averaging to calibrate forecast ensembles". En: *Monthly Weather Review* 133.5 (2005), páginas 1155-1174. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR2906.1 (citado en páginas 183, 198, 203, 324).

[513] RAIMONDI, Alessio. "Impacto social de la comunicación de las predicciones del tiempo". En: *XXXI Jornadas Científicas de la AME* (2010) (citado en página 634).

[514] RAIMONDI, Alessio. "La predicción, base cultural de la prevención". En: *Tiempo y Clima* 5.39 (2013), páginas 40-41 (citado en página 634).

[515] RAIMONDI, Alessio. "Utilidad social de las predicciones probabilísticas y su empleo en la historia de la meteorología". En: *Prisma Social* 12 (2014), páginas 45-88 (citado en página 634).

[516] RAMIS, Climent. "Climatología de aire superior en Mallorca". Tesis doctoral. Universidad de Barcelona: Universidad de Barcelona, 1976 (citado en página 541).

[517] RAMIS, C. y col. *Medicanes: ciclones cuasi-tropicales mesoescalares en el Mediterráneo*. Editado por GARCÍA-LEGAZ, Carlos y VALERO, Francisco. 2013 (citado en página 558).

[518] RAVAZZANI, Giovanni y col. "Potentialities of ensemble strategies for flood forecasting over the Milano urban area". En: *Journal of Hydrology* 539 (2016), páginas 237-253 (citado en página 555).

[519] REY, L. *La nieve, su metamorfosis, los aludes*. MOPT, 1985 (citado en página 700).

[520] REYNOLDS, R. "Weather Maps". En: *Encyclopedia of atmospheric sciences*. Editado por NORTH, Gerald R, PYLE, John A y ZHANG, Fuqing. Elsevier, 2003 (citado en página 34).

[521] RICHARDSON, Lewis F. *Weather Prediction by Numerical Process*. New York, 2007, página 236. ISBN: 9780521680448 (citado en página 155).

[522] RINEHART, Ronald E. *Radar for meteorologists*. University of North Dakota, Office of the President, 1991 (citado en página 110).

[523] RIOSALIDO, R, RIVERA, A y MARTIN, F. "Development of a mesoscale convective system in the Spanish Mediterranean Area". En: *Proc. 7th Meteosat Scientific Users' Meeting, Madrid*. 1988, páginas 27-30 (citado en páginas 548, 674, 675).

[524] RIVA, J. de la. "Caracterización climática del alto valle de Tena". En: *Boletín Glaciológico Aragonés* 1 (2000), páginas 81-109 (citado en página 705).

[525] ROBBINS, C. J. y TITLEY, H. A. "Evaluating high-impact weather forecasts from the Met Office Global Hazard Map using a global impact database". En: *Met. Apps.* pendiente (2018) (citado en página 370).

[526] ROCHE, Alexis. "EM algorithm and variants: An informal tutorial". En: *arXiv preprint arXiv:1105.1476* (2011) (citado en páginas 198, 205).

[527] RODHE, Henning, CHARLSON, Robert y CRAWFORD, Elisabeth. "Svante Arrhenius and the greenhouse effect". En: *Ambio* (1997), páginas 2-5 (citado en página 519).

[528] RODRÍGUEZ, A. "Nuevas técnicas de agrupamiento de predicciones por conjuntos del ECMWF aplicadas a campos de superficie". En: *Nota Técnica del Área de Innovación* 1 (2014) (citado en página 446).

[529] RODRÍGUEZ-CAMINO, Ernesto. "Predicción estacional operativa en el marco de la OMM". En: *Tiempo y Clima* 5.52 (2016) (citado en página 475).

[530] RODRIGUEZ-PUEBLA, C y col. "Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula". En: *International Journal of Climatology* 18.3 (1998), páginas 299-316. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(19980315)18:3<299::AID-JOC247>3.0.CO;2-L (citado en página 460).

[531] RODWELL, Mark J. y col. "A new equitable score suitable for verifying precipitation in numerical weather prediction". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136.650 (2010), páginas 1344-1363. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.656 (citado en página 225).

[532] ROEBBER, Paul J. y col. "The Sensitivity of Precipitation to Circulation Details. Part II: Mesoscale Modeling". En: *Monthly Weather Review* 130.1 (ene. de 2002), páginas 3-23. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(2002)130<0003:TSOPTC>2.0.CO;2 (citado en página 165).

[533] ROMERO, R. "Sensitivity of a heavy-rain-producing western Mediterranean cyclone to embedded potential-vorticity anomalies". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127.578 (2001), páginas 2559-2597. DOI: 10.1002/qj.49712757805 (citado en página 544).

[534] ROMERO, R., RAMIS, C. y GUIJARRO, J. A. "Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: an objective classification". En: *International Journal of Climatology* 19.1 (1999), páginas 95-112. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199901)19:1<95::AID-JOC344>3.0.CO;2-S (citado en página 542).

[535] ROMERO, R. y col. "A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area". En: *International Journal of Climatology* 19.7 (1999), páginas 765-785 (citado en página 542).

[536] ROMERO, R. y col. "Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective Systems over Eastern Spain". En: *Monthly Weather Review* 128.11 (nov. de 2000), páginas 3731-3751. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(2001)129<3731:MNSOTC>2.0.CO;2 (citado en páginas 676, 677, 697).

[537] ROMERO, R y col. "Predictability of prototype flash flood events in the Western Mediterranean under uncertainties of the precursor upper-level disturbance". En: *Advances in Geosciences* 7 (2006), páginas 55-63 (citado en páginas 541, 551).

[538] ROSSUM, G van. "Python tutorial, Technical Report CS-R9526". En: (1995). URL: https://docs.python.org/3/tutorial/ (citado en páginas 209, 535).

[539] ROSSUM, G van. "Python Language Reference, version 2.7". En: (2016). URL: https://docs.python.org/2/reference/index.html (citado en páginas 209, 535).

[540] ROULSTON, Mark S. y SMITH, Leonard A. "Combining dynamical and statistical ensembles". En: *Tellus A* 55.1 (2003), páginas 16-30. DOI: 10.3402/tellusa.v55i1.12082 (citado en página 206).

[541] RUIZ GARCÍA, José Antonio y NÚÑEZ MORA, José Ángel. "Sobre los periodos de retorno de las precipitaciones extraordinarias en la Comunidad Valenciana". En: (2011) (citado en página 671).

[542] RUIZ, J. "Pronóstico probabilístico \¿Por qué? y \Â¿Para quién?" En: *XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CLIMET) y X Congreso Argentino de Meteorólogos (CONGREMET), "Los desastres naturales y el cambio climático"*. 2009 (citado en página 634).

[543] RUIZ, Juan J y SAULO, Celeste. "How sensitive are probabilistic precipitation forecasts to the choice of calibration algorithms and the ensemble generation method? Part I: Sensitivity to calibration methods". En: *Meteorological Applications* 19.3 (2012), páginas 302-313. DOI: 10.1002/met.286 (citado en página 592).

[544] SAETRA, Øyvind. *MyWave project final report*. Informe técnico. FP7-SPACE, 2016. URL: http://hdl.handle.net/20.500.11765/7249 (citado en página 380).

[545] SAHA, S y col. "The NCEP climate forecast system". En: *Journal of Climate* 19.15 (2006), páginas 3483-3517 (citado en página 475).

[546] SAITO, Kazuo y col. "Comparison of initial perturbation methods for the mesoscale ensemble prediction system of the Meteorological Research Institute for the WWRP Beijing 2008 Olympics Research and Development Project (B08RDP)". En: *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 63.3 (mayo de 2011), páginas 445-467. ISSN: 02806495. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2010.00509.x (citado en página 183).

[547] SALIO, Paola, NICOLINI, Matilde y ZIPSER, Edward J. "Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet". En: *Monthly Weather Review* 135.4 (2007), páginas 1290-1309 (citado en página 591).

[548] SANTOS, Carlos y GHELLI, Anna. "Observational probability method to assess ensemble precipitation forecasts". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138.662 (ene. de 2012), páginas 209-221. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.895 (citado en páginas 224, 327, 328).

[549] SANTOS-MUÑOZ, D y col. "Using Bayesian Model Averaging to calibrate short-range forecasts from a multi-model ensemble". En: *3rd International Verification Methods Workshop*. Reading: ECMWF, 2007 (citado en página 325).

[550] SAULO, Celeste y col. "El sistema de pronóstico experimental del Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera". En: *Meteorologica* 33.1-2 (2008), páginas 83-97 (citado en página 592).

[551] SAUNDERS, Peter Timothy. *An introduction to catastrophe theory*. Cambridge University Press, 1980 (citado en página 1022).

[552] SCHMEITS, Maurice J y KOK, Kees J. "A Comparison between Raw Ensemble Output, (Modified) Bayesian Model Averaging, and Extended Logistic Regression Using ECMWF Ensemble Precipitation Reforecasts". En: *Monthly Weather Review* 138.11 (2010), páginas 4199-4211. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2010MWR3285.1 (citado en página 206).

[553] SCHWARZKOPF, M L de y ROSSO, L C. "Severe storms and tornadoes in Argentina". En: *Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc*. 1982, páginas 59-62 (citado en página 591).

[554] SCOTT, Alwyn C. *The nonlinear universe: chaos, emergence, life*. Springer Science & Business Media, 2007 (citado en páginas 70, 911, 912).

[555] SELA, Joseph G. "Spectral modeling at the national meteorological center". En: *Monthly Weather Review* 108.9 (1980), páginas 1279-1292 (citado en páginas 323, 374, 806).

[556] SELA, Joseph G. "The NMC spectral model". En: *NOAA Technical Report, NWS-30* 108 (1982) (citado en páginas 323, 374, 806, 810).

[557] SELVIN, Steve. "A problem in probability (letter to the editor)". En: *American Statistician* 29.1 (1975), página 67 (citado en página 945).

[558] SELVIN, Steve. "On the Monty Hall Problem (letter to the editor)". En: *American Statistician* 29.3 (1975), página 134 (citado en página 945).

[559] SHANNON, Claude Elwood. "A mathematical theory of communication". En: *ACM SIGMOBILE Mobile Computing and Communications Review* 5.1 (2001), páginas 3-55 (citado en página 948).

[560] SHUTTS, Glenn. "A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131.612 (2005), páginas 3079-3102. DOI: 10.1256/qj.04.106 (citado en páginas 275, 276, 300, 459).

[561] SHUTTS, Glenn y CALLADO PALLARÈS, Alfons. "Assessing parametrization uncertainty associated with horizontal resolution in numerical weather prediction models". En: *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences* 372 (2014) (citado en páginas 268, 269).

[562] SHUTTS, Glenn y PALMER, Tim N. "The use of high-resolution numerical simulations of tropical circulation to calibrate stochastic physics schemes". En: *Proc. ECMWF Workshop Intra-Seasonal Variability*. ECMWF Reading, UK. 2004, páginas 83-102 (citado en página 183).

[563] SHUTTS, G y col. "Representing model uncertainty: Stochastic parametrizations at ECMWF". En: *ECMWF Newsletter* 129 (2011), páginas 19-24 (citado en páginas 183, 255, 266, 301).

[564] SILLS, David M L. "On the MSC forecasters forums and the future role of the human forecaster". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 90.5 (2009), páginas 619-627 (citado en página 49).

[565] SILVESTRI, Gabriel y VERA, Carolina. "Nonstationary impacts of the southern annular mode on Southern Hemisphere climate". En: *Journal of Climate* 22.22 (2009), páginas 6142-6148 (citado en página 601).

[566] SIMARRO, J y col. "Probabilistic forecasts based on the HIRLAM INM deterministic model". En: *3rd International Verification Methods Workshop*. Reading: ECMWF, 2007 (citado en página 326).

[567] SIMMONS, A. J. y col. "The ECMWF medium-range prediction models development of the numerical formulations and the impact of increased resolution". En: *Meteorology and Atmospheric Physics* 40.1-3 (1989), páginas 28-60. ISSN: 01777971. DOI: 10.1007/BF01027467 (citado en página 323).

[568] SIMMONS, George F. (George Finlay) y KRANTZ, Steven G. (Steven George). *Differential equations with applications and historical notes*. 2016. ISBN: 9781498702621 (citado en página 60).

[569] SKAMAROCK, W C y col. "A Description of the Advanced Research WRF Version 3". En: 27 (2008), páginas 3-27 (citado en página 352).

[570] SKAMAROCK, William C y col. *A description of the advanced research WRF version 2*. Informe técnico. National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale y Microscale Meteorology Div, 2005 (citado en páginas 352, 374, 592).

[571] SLINGO, Julia y PALMER, Tim. "Uncertainty in weather and climate prediction". En: *Phil. Trans. R. Soc. A* 369.1956 (2011), páginas 4751-4767. DOI: 10.1098/rsta.2011.0161 (citado en páginas 454, 455).

[572] SLOUGHTER, J. McLean y col. "Probabilistic quantitative precipitation forecasting using Bayesian model averaging". En: *Monthly Weather Review* 135.9 (2007), páginas 3209-3220. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR3441.1 (citado en página 183).

[573] SMITH, Leonard A. *Chaos : a very short introduction*. Oxford University Press, 2007, página 180. ISBN: 9780192853783 (citado en páginas 170, 1022).

[574] SOARES, Marta Bruno y DESSAI, Suraje. "Exploring the use of seasonal climate forecasts in Europe through expert elicitation". En: *Climate Risk Management* 10 (2015), páginas 8-16 (citado en página 469).

[575] SOLTANZADEH, I., AZADI, M. y VAKILI, G. A. "Using Bayesian Model Averaging (BMA) to calibrate probabilistic surface temperature forecasts over Iran". En: *Annales Geophysicae* 29.7 (jul. de 2011), páginas 1295-1303. ISSN: 09927689. DOI: 10.5194/angeo-29-1295-2011 (citado en página 198).

[576] SOSA CARDO, José Antonio, CALVO SÁNCHEZ, Francisco Javier y MARTÍN LEÓN, Francisco. "Pronóstico de rayos mediante el modelo no hidrostático HARMONIE". En: *XXXIII Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española* (2014). URL: http://hdl.handle.net/20.500.11765/2858 (citado en página 570).

[577] STAN, Cristiana y KIRTMAN, Ben P. "The influence of atmospheric noise and uncertainty in ocean initial conditions on the limit of predictability in a coupled GCM". En: *Journal of Climate* 21.14 (2008), páginas 3487-3503 (citado en página 458).

[578] STENSRUD, David J., BAO, J W y WARNER, T T. "Ensemble forecasting of mesoscale convective systems". En: *Preprints, 12th Conf. on Numerical Weather Prediction, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc*. 1998, páginas 265-268 (citado en página 183).

[579] STENSRUD, David J. y YUSSOUF, Nusrat. "Reliable probabilistic quantitative precipitation forecasts from a short-range ensemble forecasting system". En: *Weather and Forecasting* 22.1 (2007), páginas 3-17 (citado en página 214).

[580] STENSRUD, David J. y col. "Using ensembles for short-range forecasting". En: *Monthly Weather Review* 127.4 (1999), páginas 433-446 (citado en página 183).

[581] STEPHENSON, David B. y DOBLAS-REYES, Francisco J. "Statistical methods for interpreting Monte Carlo ensemble forecasts". En: *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 52.3 (2000), páginas 300-322. ISSN: 02806495. DOI: 10.3402/tellusa.v52i3.12267 (citado en página 182).

[582] STEPHENSON, David B. y col. "The extreme dependency score: a non-vanishing measure for forecasts of rare events". En: *Meteorological Applications* 15.1 (mar. de 2008), páginas 41-50. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.53 (citado en página 224).

[583] STERL, Andreas y col. "A look at the ocean in the EC-Earth climate model". En: *Climate Dynamics* 39.11 (2012), páginas 2631-2657. DOI: 10.1007/s00382-011-1239-2 (citado en página 517).

[584] STEWART, Ian. *Does God play dice?: The new mathematics of chaos*. Penguin UK, 1997 (citado en página 1022).

[585] STEWART, Ian y GOLUBITSKY, Martin. *Fearful symmetry: Is God a geometer?* Courier Corporation, 2010 (citado en página 1022).

[586] STOCKDALE, T, BALMASEDA, M y FERRANTI, L. "The 2015-2016 El Niño and beyond". En: *ECMWF Newsletter* 151.spring (2017). URL: https://www.ecmwf.int/en/elibrary/17181-newsletter-no-151-spring-2017 (citado en páginas 470, 471, 475).

[587] STOCKDALE, Timothy N y col. "Ocean modeling for ENSO". En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103.C7 (1998), páginas 14325-14355. DOI: 10.1029/97JC02440 (citado en páginas 164, 458).

[588] STOCKER, T F y col. "IPCC, 2013: summary for policymakers". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013 (citado en página 520).

[589] STOCKER, Thomas F y col. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp*. 2013 (citado en páginas 458, 509).

[590] STOCKER, Thomas F y col. "Technical summary". En: *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Editado por STOCKER, Thomas F y col. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, y New York, 2013, páginas 33-115 (citado en página 494).

[591] STUART, Neil A, SCHULTZ, David M y KLEIN, Gary A. "Maintaining the role of humans in the forecast process: Analyzing the psyche of expert forecasters". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 88.12 (2007), páginas 1893-1898 (citado en páginas 49-51).

[592] SUGI, Masato. "Description and performance of the JMA operational global spectral model (JMA-GSM88)". En: *Geophys. Magazine* 43 (1990), páginas 105-130 (citado en página 323).

[593] SUZUKI, Daisetz Teitaro. *El zen y la cultura japonesa*. RBA, 2002. ISBN: 8447325148. URL: https://dialnet.unirioja.es/servlet/libro?codigo=93161 (citado en página 22).

[594] SVOBODA, Michael. "Cli-fi on the screen (s): patterns in the representations of climate change in fictional films". En: *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 7.1 (2016), páginas 43-64. DOI: 10.1002/wcc.381 (citado en páginas 956, 958).

[595] SWETS, John A y col. "Measuring the accuracy of diagnostic systems". En: *Science* 240.4857 (1988), páginas 1285-1293 (citado en página 332).

[596] SWINBANK, Richard y col. "The TIGGE project and its achievements". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 97.1 (2016), páginas 49-67 (citado en página 368).

[597] TAYLOR, Andrea L, DESSAI, Suraje y BRUIN, Wändi Bruine de. "Communicating uncertainty in seasonal and interannual climate forecasts in Europe". En: *Phil. Trans. R. Soc. A* 373.2055 (2015). DOI: 10.1098/rsta.2014.0454 (citado en página 915).

[598] TAYLOR, Karl E, STOUFFER, Ronald J y MEEHL, Gerald A. "An overview of CMIP5 and the experiment design". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 93.4 (2012), páginas 485-498 (citado en páginas 479, 488, 509, 517).

[599] TENNANT, Warren J y col. "Using a stochastic kinetic energy backscatter scheme to improve MOGREPS probabilistic forecast skill". En: *Monthly Weather Review* 139.4 (2011), páginas 1190-1206 (citado en página 369).

[600] TENNANT, Warren y BEARE, Sarah. "New schemes to perturb sea-surface temperature and soil moisture content in MOGREPS". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140.681 (2014), páginas 1150-1160. DOI: 10.1002/qj.2202 (citado en página 369).

[601] TERMONIA, P y col. "The ALADIN System and its canonical model configurations AROME CY41T1 and ALARO CY40T1". En: *Geoscientific Model Development* 11.1 (2018), páginas 257-281. DOI: 10.5194/gmd-11-257-2018 (citado en página 352).

[602] THEIS, S E, HENSE, A y DAMRATH, U. "Probabilistic precipitation forecasts from a deterministic model: a pragmatic approach". En: *Meteorological Applications* 12.3 (2005), páginas 257-268 (citado en página 326).

[603] THOM, René. *Structural stability and morphogenesis*. CRC Press, 2018 (citado en página 1022).

[604] THOMAS, J y COOK, K. *Illuminating the path: the R&D agenda for visual analytics. National Visualization and Analytics Center, Institute of Electrical and Electronics Engineers*. 2005 (citado en página 599).

[605] THOMPSON, Gregory, RASMUSSEN, Roy M y MANNING, Kevin. "Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis". En: *Monthly Weather Review* 132.2 (2004), páginas 519-542 (citado en página 592).

[606] TOLMAN, Hendrik L y col. "User manual and system documentation of WAVEWATCH III TM version 3.14". En: *Technical note, MMAB Contribution* 276 (2009), página 220 (citado en página 381).

[607] TOMPKINS, Adrian M y col. "The Climate-System Historical Forecast Project: Providing Open Access to Seasonal Forecast Ensembles from Centers around the Globe". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 98.11 (2017), páginas 2293-2301 (citado en página 601).

[608] TOTH, Zoltan y KALNAY, Eugenia. "Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations". En: *Bulletin of the american meteorological society* 74.12 (1993), páginas 2317-2330 (citado en páginas 181, 183, 397, 810).

[609] TOTH, Zoltan y KALNAY, Eugenia. "Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method". En: *Monthly Weather Review* 125.12 (1997), páginas 3297-3319 (citado en páginas 183, 189, 190, 285, 395, 397, 401, 810).

[610] TRABERT, Wilhelm. *Meteorologie und Klimatologie*. Volumen 13. F. Deuticke, 1905 (citado en página 33).

[611] TRACTON, M Steven y KALNAY, Eugenia. "Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects". En: *Weather and Forecasting* 8.3 (1993), páginas 379-398 (citado en páginas 183, 190).

[612] TREWIN, Blair C. "The role of climatological normals in a changing climate". En: *WMO-TD* 1377 (2007) (citado en página 126).

[613] TSE, Lao. *Tao te ching*. Mauad Editora Ltda, 2011 (citado en página 22).

[614] TUHUS-DUBROW, Rebecca. "Cli-fi: Birth of a genre". En: *Dissent* 60.3 (2013), páginas 58-61 (citado en páginas 956, 958).

[615] ULANOWICZ, Robert E. *Growth and development: ecosystems phenomenology*. Springer Science & Business Media, 2012 (citado en página 22).

[616] UNDÉN, Per y col. "HIRLAM-5 scientific documentation". En: (2002) (citado en página 322).

[617] UNGER, David A y col. "Ensemble regression". En: *Monthly Weather Review* 137.7 (2009), páginas 2365-2379 (citado en página 601).

[618] UPPALA, Sakari M y col. "The ERA-40 re-analysis". En: *Quarterly Journal of the royal meteorological society* 131.612 (2005), páginas 2961-3012. DOI: 10.1256/qj.04.176 (citado en páginas 417, 517, 560, 680).

[619] VAN DER LINDEN, Paul y MITCHELL JFB, Editors. "ENSEMBLES: Climate change and its impacts-Summary of research and results from the ENSEMBLES project". En: *Geophysical Research Letters* (2009) (citado en páginas 458, 470).

[620] VARELA, Javier. *El día que los peces llegaron caídos del cielo. La Verdad*. 2014. URL: http://www.laverdad.es/murcia/rc/20140509/sociedad/peces-caian-cielo-20140508154649.html (visitado 17-05-2014) (citado en página 954).

[621] VERA, Carolina y SILVESTRI, Gabriel. "Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset". En: *Climate dynamics* 32.7-8 (2009), páginas 1003-1014. DOI: 10.1007/s00382-009-0534-7 (citado en página 601).

[622] VERA, Carolina y col. "Toward a unified view of the American monsoon systems". En: *Journal of climate* 19.20 (2006), páginas 4977-5000 (citado en página 601).

[623] VERBUNT, M y col. "Probabilistic flood forecasting with a limited-area ensemble prediction system: selected case studies". En: *Journal of Hydrometeorology* 8.4 (2007), páginas 897-909 (citado en página 541).

[624] VIANA, Samuel y col. "La predicción operativa 2.0: Ventajas e inconvenientes de una profesión en constante transformación". En: *XXXIII Jornadas de la AME y 14º Encuentro Hispano-Luso de Meteorología. Oviedo, 7-9 de abril. ISBN/ISSN: 978-84-697-0685-5*. Madrid: AME, 2014 (citado en página 49).

[625] VICH, M, ROMERO, R y BROOKS, H E. "Ensemble prediction of Mediterranean high-impact events using potential vorticity perturbations. Part I: Comparison against the multiphysics approach". En: *Atmospheric research* 102.1 (2011), páginas 227-241 (citado en páginas 183, 541, 552).

[626] VICH, M, ROMERO, R y HOMAR, V. "Ensemble prediction of Mediterranean high-impact events using potential vorticity perturbations. Part II: adjoint-derived sensitivity zones". En: *Atmospheric research* 102.3 (2011), páginas 311-319 (citado en páginas 183, 541, 552).

[627] VÍCTOR VILA. *Portal CienciaYFicción*. 2018. URL: http://www.portalcienciayficcion.com/ (visitado 19-03-2018) (citado en página 958).

[628] VIÉ, Benoît, NUISSIER, Olivier y DUCROCQ, Véronique. "Cloud-Resolving Ensemble Simulations of Mediterranean Heavy Precipitating Events: Uncertainty on Initial Conditions and Lateral Boundary Conditions". En: *Monthly Weather Review* 139.2 (2011), páginas 403-423. DOI: 10.1175/2010MWR3487.1 (citado en página 541).

[629] VIÑAS, J. M. *La comunicación de la ciencia del tiempo*. 2012. URL: http://naukas.com/2012/12/22/la-comunicacion-de-la-ciencia-del-tiempo/ (visitado 26-11-2017) (citado en página 634).

[630] VITART, F, STOCKDALE, T y FERRANTI, L. "Seasonal forecasting of tropical storm frequency". En: *ECMWF Newsletter* 112 (2007), páginas 16-22 (citado en página 472).

[631] VITART, Frédéric. "Evolution of ECMWF sub-seasonal forecast skill scores". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 140.683 (2014), páginas 1889-1899. DOI: 10.1002/qj.2256 (citado en páginas 459, 466).

[632] VITART, F. y col. "Simulation of Interannual Variability of Tropical Storm Frequency in an Ensemble of GCM Integrations". En: *Journal of Climate* 10.4 (abr. de 1997), páginas 745-760. ISSN: 0894-8755. DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<0745:SOIVOT>2.0.CO;2 (citado en página 428).

[633] VOCES ABOY, José y col. "Sistema estadístico de predicción estacional para la gestión de los embalses en España". En: *Nota Técnica* 21 (2016). URL: http://www.aemet.es/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/NT_21_AEMET (citado en páginas 460-462, 464).

[634] VV. AA. *Las precipitaciones máximas en 24 horas y sus períodos de retorno en España. Un estudio por regiones*. Ministerio de Medio Ambiente, Dirección General del INM, 1999 (citado en página 670).

[635] VV. AA. "La inteligencia artificial gana al campeón humano de Go". En: *El País* 15-03-2016 (2016). URL: https://elpais.com/elpais/2016/03/15/ciencia/1458034897_194344.html (citado en página 206).

[636] VV. AA. *IRENA - Adapting Market Design to High Shares of Variable Renewable Energy*. Informe técnico. Abu Dhabi: International Renewable Energy Agency (IRENA), 2017 (citado en página 612).

[637] VVAA. *Dynamical Core Model Intercomparison Project (DCMIP)*. URL: https://earthsystemcog.org/projects/dcmip-2016/ (citado en página 268).

[638] VVAA. *Predicción estacional para la gestión de embalses*. 2016. URL: https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/evaluacion-de-los-recursos-hidricos/Prediccion-estacional-gestion-embalses.aspx (visitado 09-04-2018) (citado en página 463).

[639] VVAA. *Set VI - Atmospheric Model Ensemble extended forecast (ENS extended) - ECMWF*. 2017. URL: https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/set-vi (visitado 09-04-2018) (citado en página 467).

[640] VVAA. *The EUROSIP multi-model seasonal forecasting system | ECMWF*. 2017. URL: https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/long-range/seasonal-forecast-documentation/eurosip-user-guide/multi-model (visitado 09-04-2018) (citado en página 472).

[641] VVAA (INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA). *El Instituto Nacional de Meteorología : un reto tecnológico (XXV aniversario del INM)*. Madrid : C. 2004, página 224. ISBN: 84-8320-266-2 (citado en página 32).

[642] WALKER, Gilbert T. "Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather". En: *Mem. Indian Meteorol. Dep.* 24 (1924), páginas 275-332 (citado en páginas 460, 492).

[643] WALLACE, John M y GUTZLER, David S. "Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter". En: *Monthly Weather Review* 109.4 (1981), páginas 784-812 (citado en página 489).

[644] WALLACE, John M, TIBALDI, Stefano y SIMMONS, Adrian J. "Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 109.462 (1983), páginas 683-717. DOI: 10.1002/qj.49710946202 (citado en página 539).

[645] WANDISHIN, Matthew S y col. "Evaluation of a short-range multimodel ensemble system". En: *Monthly Weather Review* 129.4 (2001), páginas 729-747 (citado en página 183).

[646] WANG, Xuguang y BISHOP, Craig H. "A comparison of breeding and ensemble transform Kalman filter ensemble forecast schemes". En: *Journal of the atmospheric sciences* 60.9 (2003), páginas 1140-1158 (citado en páginas 285, 395, 397).

[647] WANG, Xuguang y BISHOP, Craig H. "Improvement of ensemble reliability with a new dressing kernel". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131.607 (2005), páginas 965-986. DOI: 10.1256/qj.04.120 (citado en página 206).

[648] WARNER, Thomas T., PETERSON, Ralph A. y TREADON, Russell E. "A Tutorial on Lateral Boundary Conditions as a Basic and Potentially Serious Limitation to Regional Numerical Weather Prediction". En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 78.11 (nov. de 1997), páginas 2599-2617. ISSN: 0003-0007. DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<2599:ATOLBC>2.0.CO;2 (citado en página 282).

[649] WASTL, Clemens y col. *Probabilistic Forecasts and Civil Protection*. Informe técnico 66. 2017. URL: https://public.wmo.int/en/resources/bulletin/probabilistic-forecasts-and-civil-protection (citado en páginas 641, 642, 866).

[650] WEI, Mozheng y col. "Initial perturbations based on the ensemble transform (ET) technique in the NCEP global operational forecast system". En: *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 60.1 (ene. de 2008), páginas 62-79. ISSN: 1600-0870. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2007.00273.x (citado en páginas 285, 395).

[651] WEINBERG, Steven y RON, José Manuel Sánchez. *Los tres primeros minutos del universo*. Alianza Editorial, 1996 (citado en página 23).

[652] WEISHEIMER, Antje y col. "On the predictability of the extreme summer 2003 over Europe". En: *Geophysical Research Letters* 38.5 (2011). DOI: 10.1029/2010GL046455 (citado en página 458).

[653] WEISHEIMER, A y col. "ENSEMBLES: A new multi-model ensemble for seasonal-to-annual predictions - Skill and progress beyond DEMETER in forecasting tropical Pacific SSTs". En: *Geophysical research letters* 36.21 (2009). DOI: 10.1029/2009GL040896 (citado en páginas 233, 234, 458, 470).

[654] WERNLI, Heini y col. "SAL-A Novel Quality Measure for the Verification of Quantitative Precipitation Forecasts". En: *Monthly Weather Review* 136.11 (nov. de 2008), páginas 4470-4487. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/2008MWR2415.1 (citado en páginas 224, 226).

[655] WHITAKER, Craig F. "Formulation by Marilyn vos Savant of question posed in a letter from Craig Whitaker". En: *Ask Marilynçolumn, Parade Magazine* (1990), página 16 (citado en página 945).

[656] WHITAKER, Jeffrey S. y LOUGHE, Andrew F. "The Relationship between Ensemble Spread and Ensemble Mean Skill". En: *Monthly Weather Review* 126.12 (1998), páginas 3292-3302. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/1520-0493(1998)126<3292:TRBESA>2.0.CO;2 (citado en páginas 227, 229, 329).

[657] WIENER, Norbert. "Nonlinear prediction and dynamics". En: *Proc. 3rd Berkeley Sympos. Math. Stat. and Prob*. Volumen 3. 1956, páginas 247-252 (citado en páginas 70, 912).

[658] WILBER, Ken. *Cuestiones cuánticas: W. Heisenberg, E. Schrödinger, A. Einstein, Sir J. Jeans, M. Planck, W. Pauli, sir A. Eddington: escritos místicos de los físicos más famosos del mundo*. Kairós, 1994 (citado en páginas 23, 1007).

[659] WILBY, Robert. "Evidence of ENSO in the synoptic climate of the British Isles since 1880". En: *Weather* 48.8 (1993), páginas 234-239. DOI: 10.1002/j.1477-8696.1993.tb05897.x (citado en página 469).

[660] WILBY, Robert L y DESSAI, Suraje. "Robust adaptation to climate change". En: *Weather* 65.7 (2010), páginas 180-185. DOI: 10.1002/wea.543 (citado en página 456).

[661] WILKS, Daniel S. "Extending logistic regression to provide full-probability-distribution MOS forecasts". En: *Meteorological Applications* 16.3 (2009), páginas 361-368. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.134 (citado en páginas 205, 206).

[662] WILKS, Daniel S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press, 2011, página 676. ISBN: 9780123850225. URL: https://www.sciencedirect.com/bookseries/

international-geophysics/vol/100 (citado en páginas 189, 198, 214, 216, 224, 230, 233, 238, 325, 331, 332, 342, 364, 432, 464, 467, 506, 671).

[663] WILSON, Laurence J. "Comments on "Probabilistic predictions of precipitation using the ECMWF ensemble prediction system
". En: *Weather and Forecasting* 15.3 (2000), páginas 361-364 (citado en página 332).

[664] WIT, Roos de y TIJM, Sander. "Prediction of lightning intensity using graupel". En: *Meteorologica* 19.2 (2010), páginas 21-24. URL: http://issuu.com/nvbm/docs/meteorologica-jun-2010 (citado en página 570).

[665] WMO. *METEOTERM*. URL: https://www.wmo.int/pages/prog/lsp/meteoterm_wmo_es.html (visitado 03-12-2017) (citado en página 660).

[666] WMO. "Guidelines on the role, operation and management of National Meteorological or Hydrometeorological Services". En: *WMO Bulletin*. WMO 1112 (2006), página 74. URL: http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_1003_en.pdf (citado en página 636).

[667] WMO. "Directrices sobre sistemas de alerta temprana y aplicación de predicción inmediata y operaciones de aviso". En: *WMO-TD*. OMM/DT (ES) 1559 (2010), página 25. URL: http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo-td_1559_es.pdf (citado en página 636).

[668] WMO. *Guide to climatological practices*. third. WMO. World Meteorological Organization, 2011. ISBN: 9789263101006. URL: http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_100_en.pdf (citado en páginas 124, 125).

[669] WMO. *Guidelines on Ensemble Prediction Systems and Forecasting*. WMO. World Meteorological Organization (WMO), 2012. URL: http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_1091_en.pdf (citado en página 616).

[670] WMO. *Global Observing System Components, WMO*. 2017. URL: https://www.wmo.int/pages/prog//www/OSY/Gos-components.html (visitado 16-11-2017) (citado en página 128).

[671] WMO. *¿Cuál es la diferencia entre tiempo y clima?* 2018. URL: https://public.wmo.int/es/acerca-de-la-omm/preguntas-frecuentes (citado en página 648).

[672] WOBUS, Richard L y KALNAY, Eugenia. "Three years of operational prediction of forecast skill at NMC". En: *Monthly weather review* 123.7 (1995), páginas 2132-2148 (citado en página 183).

[673] WOLCHOVER, Natalie. "Machine Learning's .Amazing.Ability to Predict Chaos". En: (2018). URL: https://www.quantamagazine.org/machine-learnings-amazing-ability-to-predict-chaos-20180418/ (citado en página 212).

[674] YAMAGUCHI, Munehiko, NAKAZAWA, Tetsuo y HOSHINO, Shunsuke. "On the relative benefits of a multi-centre grand ensemble for tropical cyclone track prediction in the western North Pacific". En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138.669 (oct. de 2012), páginas 2019-2029. ISSN: 00359009. DOI: 10.1002/qj.1937 (citado en página 728).

[675] ZAMORA SÁNCHEZ, Obed. *Tuxpan, las crónicas de su ciudad y puerto: homenaje a Julián Adem Chahin en la UNAM*. URL: http://cronistadetuxpan.blogspot.com.es/2011/05/auditorium-del-centro-de-estudios-de-la.html (visitado 01-02-2018) (citado en página 374).

[676] ZHANG, Fuqing. "Dynamics and Structure of Mesoscale Error Covariance of a Winter Cyclone Estimated through Short-Range Ensemble Forecasts". En: *Monthly Weather Review* 133.10 (oct. de 2005), páginas 2876-2893. ISSN: 0027-0644. DOI: 10.1175/MWR3009.1 (citado en páginas 165, 224).

[677] ZHANG, S y col. "System design and evaluation of coupled ensemble data assimilation for global oceanic climate studies". En: *Monthly Weather Review* 135.10 (2007), páginas 3541-3564 (citado en página 458).

[678] ZIEHMANN, Christine. "Comparison of a single-model EPS with a multi-model ensemble consisting of a few operational models". En: *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 52.3 (mayo de 2000), páginas 280-299. ISSN: 02806495. DOI: 10.3402/tellusa.v52i3.12266 (citado en páginas 227, 329, 332, 337).

[679] ZIPSER, Edward J y col. "Where are the most intense thunderstorms on Earth?" En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 87.8 (2006), páginas 1057-1071 (citado en página 591).

[680] ZSÓTÉR, Ervin. "Recent developments in extreme weather forecasting". En: *ECMWF Newsletter* 107.107 (2006), páginas 8-17 (citado en página 426).

[681] ZSOTER, Ervin, PAPPENBERGER, Florian y RICHARDSON, David. "Sensitivity of model climate to sampling configurations and the impact on the Extreme Forecast Index". En: *Meteorological Applications* 22.2 (abr. de 2015), páginas 236-247. ISSN: 13504827. DOI: 10.1002/met.1447 (citado en páginas 224, 425).

Parte XII
Índices

Parte XII Índices

Cierra el libro esta parte de índices diversos. Un índice alfabético resulta imprescindible en un libro de estas dimensiones. Añadimos una lista de acrónimos, nunca todo lo completa que debería ser, pero esperamos que suficiente. Terminamos con un glosario, tampoco todo lo completo que desearíamos, pero al menos resultará útil a la hora de consultar el libro y buscar algunos términos con rapidez. Para la elaboración de algunos términos fueron útiles los glosarios de AEMET [4] y la American Meteorological Society (AMS) [13].

Página anterior: *Altocumulus lenticularis* en La Palma, 17 de octubre de 2004, a las 19:13 horas. Fotografía tomada por FERNANDO BULLÓN

Índice alfabético

advección, 84
AEMET-γSREPS, 339–365
  calibración, 363
  características, 351
  diseño, 346
  evolución y futuro, 355
  fuentes de incertidumbre
    condiciones de contorno, 351, 354
    condiciones iniciales, 351
    mallas, 353
    modelo, 352
    modelos, configuraciones, 354
    niveles verticales, 353
    parametrizaciones, 354
  incertidumbre campos de superficie, 349
  incertidumbre en la escala convectiva, 340
    espectro de energía, 340
    límite inherente de predecibilidad, 340
    modelos y SPC, 341
    SPC en la escala kilométrica, 343
  multicondiciones de contorno, 346
    SLAF, 347
  multimodelo, 347
  objetivos, 346
    FMA, 346
    socioeconómicos, 346
  productos, 360
    aerogramas, 362
    EPSgramas para aeropuertos, 361
    mapas de probabilidad, 360
  proyecto SRNWP EUMETNET, 364
  resultados, 357
    verificación objetiva, 357
    verificación subjetiva, 358
  SPC de alta resolución, 344
AEMET-SREPS, 319–338
  calibración estadística BMA, 324
  configuraciones experimentales
    time lagged ensemble con AEMET-SREPS, 327
  configuraciones experimentales y otras investigaciones, 324
  errores en las observaciones, 327
  metodología, 321

configuración típica, 321
modelos globales usados, 323
modelos regionales usados, 322
multianálisis, 323
multicontorno, 323
multimodelo, 322
posproceso, 324
proyecto, 320
proyectos, 335
resumen y conclusiones, 336
SPC difusivo, 326
SPC híbrido, 326
usuarios, 335
verificación, 328
consistencia del flujo a gran escala, 328
tiempo sensible, respuesta frente a eventos binarios, 331
verificación consistencia del flujo a gran escala, 328
consistencia estadística con el análisis, 329
dispersión, 329
miembros individuales, 328
verificación respuesta frente a eventos binarios, 331
agrometeorología, 997–1003
aludes, 699–725
de nieve reciente, 704
de nieve reciente, caso del circo de Piedrafita, Pirineo Central, 704
área, 704
descripción del evento, 706
factores meteorológicos y nivológicos, 706
predicción del ECENS, 709
de placa, 712
de placa húmeda, 719
de placa húmeda, caso del grupo de cumbres de Peña Vieja, Picos de Europa, 719
área, 719
características de los aludes observados, 722
descripción del evento, 720
predicción del ECENS, 723
de placa, caso del macizo de Peñalara, sistema Central, 712
área, 712
descripción del evento, 713
predicción del ECENS, 715
definición, 700
introducción, 700
lecturas recomendadas, 725
predicción
limitaciones, 702
tipos, 700
de fusión, 700
de nieve reciente, 700
de placa, 700
variables, 700
meteorológicas y nivológicas, 700
terreno, 700
zonas, 700
ANCELL, RAFAEL, 1005–1013
aplicaciones
Argentina, 589–605
Albero, 599
análisis del caso de estudio, 593
Argentina, el país, 591
calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos, 595
calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos, verificación, 597
calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos, visualización, 599
conclusiones generales, 604
estrategias pronóstico por ensamble en alta resolución, 592
método de regresión por análogos, 595
pronósticos por ensambles en alta resolución, 592
pronósticos por ensambles en escala estacional, 600
pronósticos por ensambles en escala estacional, calibración, 601
pronósticos por ensambles en escala estacional, verificación, 602
energía eólica, 615–619
conclusiones, 619
experimentos, 617
introducción, 616
modelos neuronales y SVR, 616
energía solar, 607–614
beneficios de las predicciones probabilistas, 609
efecto cartera, almacenamiento eléctrico y gestión de la demanda, 610
inclusión de incertidumbres de predicciones meteorológicas en la optimización del despacho de energía por plantas solares de concentración, 612
previsiones meteorológicas en energía solar fotovoltaica, 608
Portugal, 585–589
predicción operativa, 586
predicciones por localidades, 587

predicción aeronáutica, 529
predicción probabilista, 408
predicciones de largo plazo: mensual, estacional, anual y decadal, 453
previsión de medicanes, 557–568
conclusiones, 567
criterios para identificar un ciclón, 560
detección y trayectoria de ciclones, 560
EPSgramas, 566
espacio de fases de los ciclones, 560
espacio de fases de los ciclones, parámetros, 561
los ciclones mediterráneos y el tiempo adverso, 558
predecibilidad de los ciclones mediterráneos, 559
predicción de ciclones a partir de modelos numéricos, 560
un caso particular en detección de ciclones: medicanes, 562
previsión de rayos, 569–574
actividad eléctrica y graupel, 570
caso del 29-08-2017, 570
conclusiones, 573
ensemble de hombre muy pobre, 571
fenómenos adversos, 570
métodos probabilistas, 570
proyecciones climáticas, 483
una aplicación de los SPC para avisos meteorológicos, 575–583
avisos meteorológicos, 576
caso de estudio: la borrasca ANA, 580
introducción, 576
un problema de probabilidades, 577
aplicaciones en energía eólica, 615–619
conclusiones, 619
experimentos, 617
deterministas y ensembles, 617
intervalos de incertidumbre, 618
introducción, 616
modelos neuronales y SVR, 616
aplicaciones en energía solar, 607–614
beneficios de las predicciones probabilistas, 609
efecto cartera, almacenamiento eléctrico y gestión de la demanda, 610
inclusión de incertidumbres de predicciones meteorológicas en la optimización del despacho de energía por plantas solares de concentración, 612
previsiones meteorológicas en energía solar fotovoltaica, 608
aprendizaje automático, 206
aprendizaje automático
aplicación γSREPS, 209
temperatura, 209
viento, 211
descripción, 206
panorama, 206
perceptrón, 208
red neuronal, 208
Argentina, 589–605
Albero, 599
análisis del caso de estudio, 593
Argentina, el país, 591
calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos, 595
calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos, verificación, 597
calibración de pronósticos probabilistas de precipitación utilizando análogos, visualización, 599
conclusiones generales, 604
estrategias pronóstico por ensamble en alta resolución, 592
método de regresión por análogos, 595
pronósticos por ensambles en alta resolución, 592
pronósticos por ensambles en escala estacional, 600
pronósticos por ensambles en escala estacional, calibración, 601
pronósticos por ensambles en escala estacional, verificación, 602
ARNOLD, VLADIMIR IGOREVICH
reseña, 26
retrato, 965
asimilación
3DVAR, 142
ASURBANIPAL, 28
atmósfera
circulación general, 87
composición, 79

BJERKNES, 28, 34, 154
BRANDES, 32
BUIZZA, ROBERTO
RESEÑA, 403
retrato, 967
BUNGE, MARIO AUGUSTO
reseña, 21
retrato, 966
BUYS-BALLOT, 34

Cabañuelas, 155
cabañuelas, 1017
Calendario Zaragozano, 155
caos, 24, 55–72
  conceptos asociados a sistemas dinámicos no lineales, 71
  conclusiones, 70
  efecto mariposa, 70, 911
  paradigma, 69
  sensibilidad
    condiciones iniciales, 62
    parámetros del modelo, 68
  sistemas dinámicos, 56
    atractor de Stewart, 56
    caóticos, 60
    continuos, 57
    diagrama de fases, 59
    discretos, 56
    ecuación logística, 56
    lineales, 60
    linealización, 61
    no lineales, 60
    péndulo doble, 62
    péndulo simple, 58
    problema de los tres cuerpos, 63
    sistema de LORENZ, 65, 68
    teorema de LIOUVILLE, 60
    teorema de NÖETHER, 60
caos, introducción historica, 19–27
  cambios de paradigma, 22
  caos, 24
  determinismo, 22
  paradigmas científicos, 20
    falsacionismo, 20
  relatividad, 22
CARTWRIGHT, MARY
  reseña, 26
  retrato, 968
casos
  aludes, 699
  borrasca con baja predecibilidad feb 2017, 815–825
    análisis de la situación, 819
    conclusiones, 825
    diferencia entre las pasadas del modelo determinista, 822
    observaciones destacadas y efectos, 817
    salidas del ECENS o ENS-IFS, 823
    salidas del ECENS, grupos según la técnica antigua, 823
    salidas del ECENS, grupos según la técnica nueva, 824
  dana de principio de verano julio 2017, 891–902
    análisis de la situación, 897
    comportamiento de modelos y SPC, 892
    conclusiones, 901
    consistencia entre pasadas de ECHRES, 892
    control vs determinista, 893
    dispersión del ECENS, 893
    propuesta de predicción, 896
  huracanes tropicales, 727–737
    Álex, jul 2010, 733
    generalidades, 728
    Ike, sep 2008, 730
  lluvias torrenciales en el Maresme 12-10-2016, 763–772
    análisis sinóptico y mesoescalar, 765
    avisos, un episodio complicado, 771
    conclusiones, 772
    impactos del episodio, 765
    introducción, 764
    nubosidad, sistemas precipitantes y tormentas, 767
    predicción determinista y probabilista de la precipitación, 768
  lluvias torrenciales en Málaga feb 2017, 839–850
    comparación con observaciones, 847
    conclusiones, 849
    descripción meteorológica, situación sinóptica, 840
    predicción de corto plazo, 847
    predicción de medio plazo, 843
    predicción de medio plazo, consistencia entre ECENS y ECHRES, 844
    predicción de medio plazo, escenarios ECENS, 845
    predicción de medio plazo, modelo determinista ECHRES, 843
    predicción de medio plazo, predicción posible, 846
    predicción de medio plazo, probabilidades ECENS, 846
    principales impactos, 841
  lluvias y vientos intensos en Canarias feb-mar 2017, 851–867
    conclusiones generales, 866
    lluvias intensas 18-03-2017, 852
    lluvias intensas 18-03-2017, análisis, 853
    lluvias intensas 18-03-2017, conclusiones, 854
    lluvias intensas 18-03-2017, introducción, 852

lluvias intensas 19-03-2017, 856
lluvias intensas 19-03-2017, análisis, 856
lluvias intensas 19-03-2017, conclusiones, 860
lluvias intensas 19-03-2017, introducción, 856
vientos intensos 12-02-2017, 861
vientos intensos 12-02-2017, análisis, 861
vientos intensos 12-02-2017, conclusiones, 866
vientos intensos 12-02-2017, introducción, 861
ola de calor Gastón sep 2016, 751–762
descripción sinóptica y predicción mensual, 752
ECENS, 754
modelos determinista (ECHRES), 759
observaciones, 760
resumen final, 762
posibles nevadas generalizadas en la Península mar 2017, 867–878
análisis del día 04/03/2017, 876
conclusiones, 877
evolución de la predicción de nevadas, 872
evolución de la predicción de nevadas, predicción D+1, elaborada el 03.03.2017, 875
evolución de la predicción de nevadas, predicción D+2, elaborada el 02.03.2017, 874
evolución de la predicción de nevadas, predicción D+3, elaborada el 01.03.2017, 873
evolución de la predicción de nevadas, predicción D+4, elaborada el 28.02.2017, 873
evolución de la predicción de nevadas, predicción D+5, elaborada el 27.02.2017, 872
evolución de la situación prevista a escala sinóptica, 868
introducción, 868
predicción D+1, elaborada el 03.03.2017, 871
predicción D+2, elaborada el 02.03.2017, 871
predicción D+3, elaborada el 01.03.2017, 869
predicción D+4, elaborada el 28.02.2017, 869
predicción D+5, elaborada el 27.02.2017, 869
reflexiones sobre la elaboración de la predicción, 875
precipitaciones intensas en el E y SE peninsular, Dic 2016 y Mar 2017, 785–804
comportamiento del ECMWF: ECHRES Y ECENS, 795
conclusiones, 803
diagnóstico de los episodios, 786
diagnóstico de los episodios, episodio A del 18-12-2016: caracterización sinóptica, 786
diagnóstico de los episodios, episodio A del 18-12-2016: estudio mediante teledetección y datos observados, 788
diagnóstico de los episodios, episodio B del 13-03-2017: caracterización sinóptica, 787
diagnóstico de los episodios, episodio B del 13-03-2017: estudio mediante teledetección y datos observados, 792
episodio A del 18-12-2016: escenarios, 795
episodio A del 18-12-2016: Extreme Forecast Index (EFI) y Shift Of Tail (SOT), 798
episodio A del 18-12-2016: mapas de probabilidad de precipitación en 24 h, 797
episodio A del 18-12-2016: predicción operativa y avisos, 799
episodio B del 13-03-2017: comparación ECHRES y ECENS, escala sinóptica, 799
episodio B del 13-03-2017: mapas de probabilidad, EFI y SOT, 802
episodio B del 13-03-2017: predicción de la baja mesoescalar. ECHRES y ECENS, 800
episodio B del 13-03-2017: predicción operativa y avisos, 803
introducción, 786
predicción Myanmar nov-dic 2015, 739–749
conclusiones, 749
corto plazo, 743
EFI, 744
EPSgramas, 745
largo-medio plazo, 743
medio plazo, 743
muy corto plazo, 743
predicción durante la visita, 741
predicción elaborada para Nai Pyi Taw (Myanmar), 744
proceso de predicción en cascada, 742
semana santa 2017, 879–891
consistencia: ¿qué hay que mirar?, 881
datos de observación, 888
escenarios, probabilidades, ECENS y corto plazo, 883

predicción mensual, 881
resumen final, 888
superrécord de precipitación Oliva 3-4 nov 1987, 663–697
el episodio, 673
el episodio, contextualización, 673
génesis de la situación, 682
predecibilidad a escala media, 674
predicciones correspondientes al episodio en su época, 676
repredicción con AEMET-γSREPS, 689
repredicción con HARMONIE-AROME, 680
sensibilidad a la orografía, 678
singularidad pluviométrica de La Marina y La Safor, 664
temporal de levante en Baleares, Comunidad Valenciana, Murcia y Almería, Dic 2016, 773–784
conclusiones, 783
descripción de las precipitaciones del episodio, 778
origen del temporal, 774
predicciones probabilistas, 780
predicciones probabilistas, altura del oleaje, 783
predicciones probabilistas, precipitación, 780
temporal marítimo en Galicia feb 2017, 827–838
descripción de la situación, 828
emisión de avisos, 833
evolución observada de la situación, 836
inconsistencia de las pasadas sucesivas del modelo ECMWF de alta resolución ECHRES, 829
problemática de la predicción, 828
temporal mediterráneo de lluvia, nieve y viento ene 2017, 805–813
predicciones probabilistas, 810
predicciones probabilistas, mapas de probabilidad ECENS, 811
predicciones probabilistas, penachos GEFS, 810
predicciones probabilistas, supergrupos ECENS, 812
un episodio con lluvia muy copiosa, nieve, viento fuerte, mar alta y ciclogénesis importante, 806
CHARNEY, 12, 34, 155
ciencias atmosféricas, 73–88
atmósfera
composición, 79
dinámica, 83
advección, 84
aproximacion hidrostática, 84
aproximaciones, 84
ciclogénesis, 87
circulación general de la atmósfera, 87
ecuaciones, 83
ecuaciones de EULER, 84
efecto CORIOLIS, 87
enfoques lagrangiano y euleriano, 84
frentes, 87
mapas de superficie y altura, 85
ondas, 86
ondas acústicas, 86
ondas de gravedad, 86
ondas de ROSSBY, 86
radiación, 74
balance de energía, 77
interacción materia, 76
leyes fundamentales, 74
solar, 75
termodinámica, 79
aire húmedo, 80
estabilidad vertical de la atmósfera, 81
principios fundamentales, 79
procesos adiabáticos, 80
cine, 952
Desafío total, de PAUL VERHOEVEN, 953
El día de mañana, de ROLAND EMMERICH, 955
El efecto mariposa, de ERIC BRESS y J. MACKYE GRUBER, 953
El final de la cuenta atrás, de DON TAYLOR, 955
El sonido del trueno, de PETER HYAMS, 953
Sharknado, de ANTHONY C. FERRANTE, 954
Twister, de JAN DE BONT, 954
Viaje alucinante al fondo de la mente, de KEN RUSSELL, 955
cine y literatura, 951–958
lecturas recomendadas, 958
climatología y observaciones, 123–135
almacenamiento de datos, 132
Banco de Datos AEMET, 128
clima, 124
caracterización, 125
normales climatológicas, 126
observaciones climatológicas, 127
control de calidad, 132
redes
climatológica ordinaria, 130
estaciones automáticas, 131

mesoescalar, 129
principal, 130
secundaria, 131
sinóptica básica regional, 129
sinóptica complementaria, 129
sinóptica nacional, 129
termopluviométrica, 131
conclusiones, 905–918
algunas respuestas a las preguntas del principio del libro, 909
experiencia en el desarrollo de SPC, 913
alcance de este libro, 914
folklore de puesta en operación por las licencias, 913
impacto del número de miembros, 913
multimodelo y multianálisis frente a un solo modelo, 913
predecibilidad de la convección, 914
resolución, 914
FAQ, 909
Cómo puede predecirse el cambio climático, 910
En qué se basa la predicción por localidades, 910
Hasta cuántos días son fiables las predicciones del tiempo, 910
Pueden hacerse predicciones con seis meses de antelación, 910
Qué es el efecto mariposa, 911
Se harán predicciones cada vez más exactas y precisas, 911
Se usa la teoría del caos en la predicción del tiempo, 911
futuro de la predicción del tiempo, 914
comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en la predicción, 915
el papel del predictor, 916
fenómenos meteorológicos adversos, 915
predicción en Canarias, 916
predicción probabilista de la precipitación, 915
tendencias hacia los SPC, 914
resumen de aspectos importantes tratados y algunas conclusiones, 906
consorcios europeos
ALADIN, 309
COSMO, 309
HIRLAM, 308
RC LACE, 309
CRAY, 156

descargas eléctricas
aplicaciones de los datos de rayos, 121
climatología de rayos, 121
ejemplo de día con fuerte actividad eléctrica, 120
máximos en España, 121
red de rayos de AEMET, 120, 121
dinámica, 83
advección, 84
aproximacion hidrostática, 84
aproximaciones, 84
ciclogénesis, 87
circulación general de la atmósfera, 87
ecuaciones, 83
ecuaciones de EULER, 84
efecto CORIOLIS, 87
enfoques lagrangiano y euleriano, 84
frentes, 87
mapas de superficie y altura, 85
ondas, 86
ondas acústicas, 86
ondas de gravedad, 86
ondas de ROSSBY, 86
diseño de SPC
error en condiciones de contorno, 281–292
archivo TIGGE, 284
comparaciones de SPC en TIGGE, 286
conclusiones, 291
errores debidos a condiciones de contorno, 282
experimentos multimodelo LAF y SLAF, 288
error en condiciones iniciales, 249–261
análisis y su error, 250
resumen y conclusiones, 260
técnicas de generación de estados iniciales, 250
verificación de técnicas en AEMET, 256
condiciones iniciales, técnicas de generación de estados iniciales
EDA, 254
lagged ensemble, 254
LETKF, 252
multimodelo, 250
NMC, 253
vectores singulares, 255
error en el modelo, 263–281
clasificación de errores e incertidumbres, 266
diagnosticando las incertidumbres, 269
discusión final, 277
errores vs incertidumbres, 266
errores, limitaciones e incertidumbres, 264
historia y conceptos, 265

incertidumbres en la dinámica, 267
incertidumbres en la física, 268
introducción, 264
métodos, 270
multifísica, 270, 272
multimodelo, 270, 273
multiparámetros, 270
parametrizaciones estocásticas, 270, 275
SKEB, 275, 276
SPC operativos, 278
SPPT, 275
valoración subjetiva, 277
verificaciones objetivas, 279

ECKERT, 155
ECMWF, 295–306
Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo, 296
ECENS o ENS-IFS (Ensemble Prediction System), 299
ECHRES o HRES-IFS (High RESolution deterministic model), 297
EDA (Ensemble Data Assimilation), 300
integrated forecasting system (IFS), 297
participación española, 304
participación femenina, 305
perturbaciones estocásticas, 300
plan estratégico 2016-2025, 303
Reading, 305
vectores singulares, 301

FAHRENHEIT, 31
FEIGENBAUM, MITCHELL JAY
reseña, 26
retrato, 969
fenómenos adversos, 169, 570, 636
episodio de Oliva de noviembre de 1987, 171
episodios europeos MARTIN y LOTHAR, 170
predecibilidad de la precipitación, 171
singularidad pluviométrica de la Marina Alta y La Safor, 171
fenómenos extremos, 169, 570
FERREL, 34
FEYERABEND, PAUL KARL
reseña, 21
retrato, 970
FITZROY, 34
FITZROY, ROBERT, 154
FJØRTOFT, 155

GALILEO, 31
GARCÍA, ÓSCAR, 1015–1019
GLAMEPS, 310–315
calibración, 313
cifras, 315
dominio, 311
ejemplos de predicciones, 314
instalaciones, 310
malla, 311
modelos, 310
naturaleza, 310
pasadas, *cycling*, 311
resolución, 311
verificación, 312
GÖDEL
teorema, 24

HARMONIE-AROME en España, 316
HELLWIG, CHRISTOPH, 31
HILDEBRANDSSON, 33
HIRLAM, 307–318
consorcio, 308
proyecto GLAMEPS, 310
plataforma Harmon-EPS, 315
HIRLAM en España, 316
huracanes tropicales, 727–737
Álex, jul 2010, 733
generalidades, 728
Ike, sep 2008, 730
HUYGENS, 31

incertidumbre
comunicación, 629, 633
en la escala convectiva, 340
PDF continua, 194
PDF discreta, 194
probability density function PDF, 195
representación, 184
introducción al libro, 9–18
detalle, incertidumbre y probabilidad, 11
ejemplos de predicción probabilista, 15
estructura del libro, 18
la predicción mensual, 10
limitaciones de los modelos y nuevo paradigma, 14
mapa del libro, 18
meteorología y predicción, 12
modelos atmosféricos, 13
modelos atmosféricos y sus limitaciones, 12
predicción probabilista, 15

KALNAY, EUGENIA
reseña, 403
retrato, 971
KNAUER, MORITZ, 31
KOLMOGOROV, ANDREY

reseña, 26
retrato, 973
KUHN, THOMAS SAMUEL
reseña, 21
retrato, 972

LAKATOS, IMRE
reseña, 21
retrato, 974
LE VERRIER, 34
lecturas recomendadas, 1021–1022
caos, 1022
filosofía de la ciencia, 1022
módulos COMET, 1022
predecibilidad, 1022
sistemas dinámicos, 1022
límite computacional del universo, 22
límite de predecibilidad, 166, 199, 222, 299, 910, 912, 914
LIOUVILLE, JOSEPH
reseña, 25
retrato, 975
lista de autores, 1–6
contribuciones, 1
fotos, 6
ilustraciones, 6
portada y contraportada, 6
retratos, 6
literatura, 956
2065, de JOSÉ MIGUEL GALLARDO, 957
El año del diluvio, de MARGARET ATWOOD, 957
El final de la Tierra, de FREDERIK POHL y JACK WILLIAMSON, 956
El problema de los tres cuerpos, de LIU CIXIN, 956
El ruido de un trueno, de RAY BRADBURY, 957
Estado de miedo, de CORMAC MCCARTHY, 956
Estado de miedo, de MICHAEL CRICHTON, 956
La chica mecánica, de PAOLO BACIGALUPI, 957
Solar, de IAN MCEWAN, 957
LITTLEWOOD, JOHN EDENSOR
reseña, 26
retrato, 976
LORENZ, EDWARD NORTON
cita, 275
LORENZ, EDWARD NORTON
reseña, 25, 403
retrato, 977

machine learning, 206
lecturas recomendadas, 660
malentendidos conceptuales y terminológicos en meteorología, 647–660
aviso, alerta y alarma, 657
buen tiempo y mal tiempo, 658
ciclogénesis explosiva, 649
tormenta con rayos, 654
condiciones, 649
gota fría, 651
huracán mediterráneo, 651
huracán y borrasca, 650
inestabilidad, 656
perturbación, 659
procedencia masas de aire, 654
ríos atmosféricos, 653
sube el calor, 659
temperaturas negativas bajo cero, 654
temporal de viento, 654
tiempo y clima, 648
vórtice polar, 655
MANDELBROT, BENOIT
reseña, 26
retrato, 978
mapa del libro, 18
MAUCHLY, 155
MAURY, 34
MAYO, DEBORAH G.
reseña, 21
retrato, 979
MCCREDIE MAY, ROBERT
reseña, 26
retrato, 980
Mediterráneo, 537–556
desafíos y oportunidades de futuro, 556
estrategias de generación de SPC, 551
fenómenos meteorológicos relevantes, 541
convección organizada, 547
lluvias intensas, 541
medicanes, 547
vientos fuertes, 544
perspectiva histórica de su predecibilidad, 538
predecibilidad hidrológica en las cuencas mediterráneas, 554
retos del uso de SPC, 550
MESTRE, ANTONIO, 997–1003
meteoalerta, 635–641
alertas amarilla, naranja y roja, 636
fenómenos adversos, 636

objeto, destinatarios, productos, niveles de aviso, 636
plan, 636
método de regresión por análogos, 595
México, 373–378
antecedentes, 374
ensambles en servidor virtual, 376
futuro, 377
introducción, 374
primeros intentos hacia SPC, 375
modelos
atmosféricos, 137–151
anidamiento, 140
asimilación, 141
colaboraciones, 150
componentes, 140
convection-permitting, 148
dinámica, 143
downscaling dinámico o reducción de escala, 140
ecuaciones de EULER, 143
ecuaciones de NAVIER-STOKES, 143
escalas, 139
escalas grises, 148
esquemas de tipo mosaico para la los procesos de superficie, 147
esquemas unificados de flujo de masa-turbulencia, 147
globales, GCM, 139
HARMONIE-AROME, 139
hidrostáticos, 144
método de diferencias finitas, 144
método de elementos finitos, 144
método espectral, 144
no hidrostáticos, 144
parametrización nubes, 147
parametrización orografía, 146
parametrización radiación, 145
parametrización turbulencia, 147
parametrizaciones, 145
regionales, RCM o LAM, 139
sistema de ecuaciones primitivas, 143
terminología, 149
en Canarias, 1015–1019
HARMONIE-AROME en España, 316
HIRLAM en España, 316
limitaciones, 12
orografías, 921
MOGREPS, 367–372
estado en 2017, 369
historia, 368
MOGREPS-G (global)
características, 369
MOGREPS-UK (regional)
características, 369
planes futuros, 370
MOLTENI, FRANCO
reseña, 403
retrato, 981
MORIN, EDGAR
reseña, 21
retrato, 982
MyWave, 379–392
conclusiones, 391
configuración de los sistemas locales WAVE-EPS, 380
modelo local Mediterráneo, 382
modelo local puertos, 384
consistencia, 387
modelos locales Atlántico, 381
proyecto SPC oleaje, 380
resultados, 388
validación determinista, 382
wave-EPS Atlántico, 381
wave-EPS Mediterráneo, 382

NÁJERA, ANTONIO DE, 31
NOETHER, EMMY
reseña, 25
retrato, 983

ONSAGER, LARS
reseña, 26
retrato, 984
orografías, 921–942
ECENS Canarias, 932
ECENS Galicia, 934
ECENS Rías Baixas, 936
ECHRES Canarias, 932
ECHRES Galicia, 934
ECHRES Rías Baixas, 936
ECMWF 2000, 924
ECMWF 2006, 926
ECMWF 2010, 928
ECMWF 2016, 930
ECMWF antes de 2000, 922
HARMONIE-AROME Galicia y Rías Baixas, 940
HARMONIE-AROME Península y Baleares y Canarias, 938

PALMER, TIM
reseña, 403
retrato, 985
paradigmas, 20

cambios, 22
caos, 23
clásico vs caos, 69
cuántico, 23
determinismo, 22
falsacionismo, 20
relatividad, 22
tabla de paradigmas, 23
personalidades
caos, 25
contribuyentes importantes SPC, 402
filosofía de la ciencia, 21
teoría del caos, 25
POINCARÉ, HENRI
reseña, 25
retrato, 986
POPPER, KARL RAIMUND
reseña, 21
retrato, 987
Portugal, 585–589
predicción operativa, 586
predicciones por localidades, 587
posproceso estadístico, 201–213
algoritmo Expectation Maximization (EM), 205
aprendizaje automático, 206
aplicación γSREPS, 209
aplicación γSREPS, temperatura, 209
aplicación γSREPS, viento, 211
descripción, 206
panorama, 206
perceptrón, 208
red neuronal, 208
regresión lineal, 207
Bayesian Model Averaging (BMA), 203
conclusiones, 212
distribución gaussiana, 204
estratificación vs agrupación, 206
Extended Logistic Regression (ELR), 206
introducción, 202
Logistic Regression (LR), 205
machine learning, 206
método de máxina verosimilitud, 204
Model Output Statistics (MOS), 203
Perfect Prog, 202
primera vez en que una red neuronal supera a un modelo físico, 212
predecibilidad, 163–173
caos en la atmósfera, 164
cotidiana, 167
en la escala convectiva, 340
esquemas determinista y probabilista, 165
función densidad de probabilidad, 166
inestabilidad y predecibilidad, 165
limitaciones del esquema determinista, 164
límite de, 166, 199, 222, 299, 910, 912, 914
necesidad de los sistemas de predicción probabilistas, 168
objetivos de los sistemas de predicción probabilistas, 168
predecibilidad de la precipitación, 171
predecibilidad de primera clase, 166
predecibilidad de segunda clase, 166
predecibilidad dependiente del flujo, 165
predecibilidad y predicción, 172
predicción de, 440
problema de la predecibilidad, 165
sensibilidad a las condiciones iniciales, 166
predicción, 12
bandazos, 875
en cascada, 742
estructuras meteorológicas, 41
escala sinóptica, 41
mesosescala, 45
microescala, 48
operativa, 36
corto plazo, 38
medio y largo plazo, 39
nowcasting, 37
papel del predictor, 49
rangos o plazos, 37
operativa y papel del predictor, 35–52
oscilante, 882
perspectiva histórica, 27–35
Archivo General de Indias, 29
astrometeorología, 31
computación, 34
desarrollo de la observación y las comunicaciones, 31
instrumentos de medida, 31
introducción, 28
Libro de las cruces, 28
lunaristas, 31
meteorología, astronomía y climatología, 28
planteamiento científico, 32
primer mapa del tiempo, 32
red Palatina, 31
predicción aeronáutica, 529–535
EPSgramas aeronáuticos, 530
con ECENS, 530
con GLAMEPS, 532
continuos, 533
parámetros aeronáuticos, 530
parámetros generales, 530

importancia de la información meteorológica, 530
informe de aeródromo (METAR), 535
nombres OACI, 535
Organización de Aviación Civil Internacional (OACI, ICAO en inglés), 535
pronóstico de aeródromo (TAF), 535
predicción probabilista, 407–451
adaptación de la técnica de ECMWF de agrupamiento de SPC en AEMET, 446
conclusiones, 451
método, 446
resultados, 448
aspectos realmente novedosos, 441
climatología del ECENS, 425
comparación control-determinista, 411
conclusiones, 441
desplazamiento de cola, SOT, 427
dispersión-promedio, 418
estructuras tropicales, 428
ciclón tropical, 428
huracán o tifón, 428
tormenta tropical, 428
grupos
AEMET, 412
ECMWF, 417
nuevos AEMET, 418
incertidumbre
estimacion, 412
incertidumbres propias en escalas de corto y medio plazo, 408
índice de predicción extrema, EFI, 426
interpretación de la precipitación de los SPC: hacia un cambio de paradigma, 442
localizaciones
EPSgramas, 431
EPSgramas box-plots, 432
EPSgramas de 10 días, 432
EPSgramas de 10 días de oleaje, 437
EPSgramas de 15 días, 435
EPSgramas de 15 días con clima, 435
penachos, 438
mapas de probabilidad, 422
papel de la resolución, 411
predicción de la predecibilidad, 440
predicción del riesgo, 425
productos crudos, 408
espaguetis, 410
sellos, 408
productos experimentales, 439
productos locales, 430
descendiendo a localizaciones, 430
¿pueden usarse los SPC sin probabilidades?, 440
supergrupos, 415
valor de los SPC, 440
predicciones de largo plazo: mensual, estacional, anual y decadal, 453–482
anual
ECMWF, 475
centros especiales, 475
foros regionales de perspectivas climáticas (RCOF), 476
globales, 476
IRI, 478
MedCOF, 478
regionales, 476
conclusiones, 481
decadal, 478
ECMWF, 479
ECMWF: productos, 480
estacional
EUROSIP, 474
estacional ECMWF, 470
estacional ECMWF: productos, 471
mapas de terciles, 473
mapas espaciales, 472
verificación, 472
estacional y anual, 468
estacional: enfoques estadístico y dinámico, 459
estacional: S-Climware, 460
descripción, 462
evaluación, 464
salidas, 462
estacional: servicios climáticos, 460
fiabilidad, 464
fundamentos, 454
incertidumbres propias, 455
largo plazo, 454
mensual, 466
ECMWF, 466
ECMWF: productos, 467
NAO, 461
predicción vs proyección, 457
predicciones sin costuras o *seamless*, 464
programa Copernicus, 478
SPC de conveniencia, 458
previsión de medicanes, 557–568
conclusiones, 567
detección y trayectoria de ciclones, 560
EPSgramas, 566
espacio de fases de los ciclones, 560
espacio de fases de los ciclones, parámetros,

561
los ciclones mediterráneos y el tiempo adverso, 558
predecibilidad de los ciclones mediterráneos, 559
predicción de ciclones a partir de modelos numéricos, 560
un caso particular en detección de ciclones: medicanes, 562
previsión de rayos, 569–574
actividad eléctrica y graupel, 570
conclusiones, 573
ensemble de hombre muy pobre, 571
fenómenos adversos, 570
métodos probabilistas, 570
PRIGOGINE, ILYA ROMANOVICH
reseña, 25
retrato, 988
probabilidad, 1005–1013
ajuste de una distribución, 194
axiomas
aditividad, 1008
normalización, 1008
boxplot o diagrama de caja, 191
CDF, 195
CDF continua, 195
CDF discreta, 196
comunicación, 629, 633
concepción laplaciana, 1008
concepción subjetiva, 1007
condición de normalización, 195
crítica al uso del promedio de un SPC, 186
curiosidades, 943–949
problema de MONTY HALL, 945
problema del cumpleaños, 949
teorema de BAYES para tests no perfectos, 944
definición, 1007
dependencia e independencia, 1010
dependencia e independencia condicional, 1011
diagramas de caja o boxplot, 191
dispersión
crecimiento, 190
dispersión e incertidumbre, 190
distribución continua, 194
distribución discreta, 194
distribución gaussiana (normal), 194
distribución normal (gaussiana), 194
distribuciones de frecuencia, 184
distribuciones de probabilidad, 184, 1008
ejemplos sencillos de distribuciones, 192
ejemplos sencillos de predicciones SPC, 192
espacio muestral, 1008
especificidad, 944
estimadores robustos, 189
formalismo, 1007
impacto de los outliers, 192
impacto de los valores atípicos, 192
incertidumbre, 184
intervalos de clase, 185
los SPC no son propios solo del medio plazo, también lo son del corto, 190
marcas de clase, 185
medida de probabilidad, 1007
medidas de centralización, 186
media, 186
mediana, 186
moda, 186
medidas de dispersión, 189
coeficiente de variación, 189
desviación estándar, 189
dispersión e incertidumbre, 190
IQR, 189
rango intercuartílico IQR, 189
varianza, 189
medidas de posición, 191
máximo, 191
mínimo, 191
mediana, 191
outliers (valores atípicos), 191
percentiles, 191
valores atípicos (outliers), 191
muestra, 184, 1008
outliers (valores atípicos), 191
PDF, 195
PDF continua, 195
PDF discreta, 195
percentiles, 196
perspectiva histórica, 1006
población, 184, 1008
probabilidad condicional, 1009
propiedades, 1008
robustez, 189
sensibilidad, 944
sucesos independientes, 1010
teorema de BAYES, 1012
teorema de BAYES para tests no perfectos, 944
un ejemplo de predicción probabilista SPC, 185
valores atípicos (outliers), 191
valores extremos, 196
PROFORCE, 641–646
capacitación y experiencia, 644
portales web, 643

proyecto, 642
un sistema de pronóstico probabilista sin costuras, 642
programa Copernicus, 296, 471, 478
proyecciones climáticas, 483–522
cambio climático, 519
enlaces de interés, 522
IPCC, 519
resultados concluyentes, 520
climas glacial e interglacial, 510
conclusiones, 521
EC-Earth, 517
el periodo histórico, 507
escalas de variabilidad climática, 485
forzamientos climáticos, 493
influencia del forzamiento radiativo en el clima, 498
fuentes de incertidumbre en simulacion climática, 484
incertidumbres y uso de SPC en clima, 505
verificación vs evaluación, 506
introducción, 484
modelos climáticos, 499
historia, 503
predicciones del tiempo vs proyecciones climáticas, 502
paleoclima, 508
patrones globales de variabilidad
ENSO, El Niño, 490
NAO, 491
proyecciones de cambio climático, 514
teleconexiones, 489
variabilidad climática vs cambio climático, 487

radar meteorológico, 109–123
estimación de la precipitación, 110
generalidades, 110
limitaciones y fuentes de error, 110
metodos probabilistas para estimación de la precipitación, 523–527
descripción, 525
fuentes de incertidumbre, 524
mosaicos de productos, 119
productos, 111
Constant Altitude Plan Position Indicator, CAPPI, 113
Plan Position Indicator, PPI, 112
precipitación acumulada HYDROp, 116
proyección de máximos de reflectividad sobre la horizontal, ZMAX, 115
Surface Rainfall Intensity, SRI, 116
topografía de ecos superando un umbral, ECHOTOP, 114
Velocity Volume Processing, VVP, 118
Vertical Integrated Liquid, VIL, 115
radar DOPPLER, 111
secciones verticales, 118
volumen polar, 111
radiación, 74
balance de energía, 77
interacción materia, 76
leyes fundamentales, 74
solar, 75
calentamiento desigual, 75
red de rayos de AEMET, 120
retratos originales, 963–992
RICHARDSON, 34, 155

satélites, 89–108
enlaces de interés, 108
historia, 92
Meteosat primera generación, 93
Meteosat segunda generación, 94
Meteosat tercera generación, 107
NOAA-2, 93
primer satélite meteorológico, 92
serie ATS, 93
serie SMS, 93
series TIROS, TOS y NIMBUS, 92
Syncom-3, 93
TIROS-1, 92
imágenes, 94
IR cercano e IR térmico, 96
IR térmico, 98
visible, 94
introducción, 90
misiones futuras, 107
órbitas, 90
geoestacionarias, 91
heliosíncronas, 90
productos derivados, 100
composiciones RGB, 102
NWCSAF, 104
seamless, sin costuras o sin discontinuidades, 960
singularidad pluviométrica de La Marina y La Safor, 672
área, 664
periodos de retorno, 669
tipos de episodios, 667
sistemas de predicción por conjuntos (SPC), 173–200
agrupamiento, 196
ajuste de una distribución, 194

boxplot o diagrama de caja, 191
CDF, 195
CDF continua, 195
CDF discreta, 196
concepto, 181
conclusiones, 199
crítica al uso del promedio de un SPC, 186
diagramas de caja o boxplot, 191
diseño, 182
  downscaling, 183
  globales, 182
  Montecarlo, 182
  multianálisis, 183
  multicontorno, 183
  multifísica, 183
  multimodelo, 182
  multiparametrizaciones, 183
  perturbaciones multianálisis, 183
  perturbaciones estocásticas, 183
  posproceso estadístico, 183
  regionales, 183
  time lag, 182
dispersión
  crecimiento, 190
  dispersión e incertidumbre, 190
dispersión, 189
  desviación estándar, 189
  mapas de promedio y dispersión, 190
distribución continua, 194
distribución discreta, 194
distribuciones de frecuencia, 184
distribuciones de probabilidad, 184
ecuación de FOKKER-PLANCK, 179
ecuación de LIOUVILLE, 179
ejemplos sencillos de distribuciones, 192
ejemplos sencillos de predicciones SPC, 192
escalas y plazos, 182
escenarios, 181
estimadores robustos, 189
importancia en el corto plazo, 190
incertidumbre, 184
  PDF continua, 194
  PDF discreta, 194
  probability density function PDF, 195
incertidumbre, representación, 184
los SPC no son propios solo del medio plazo, también lo son del corto, 190
mapas de promedio y dispersión, 190
medidas de centralización, 186
  media, 186
  mediana, 186
  moda, 186
medidas de dispersión, 189
  coeficiente de variación, 189
  desviación estándar, 189
  dispersión e incertidumbre, 190
  IQR, 189
  rango intercuartílico IQR, 189
  varianza, 189
medidas de posición, 191
  máximo, 191
  mínimo, 191
  mediana, 191
  outliers (valores atípicos), 191
  percentiles, 191
  valores atípicos (outliers), 191
miembros, 181
muestreo de incertidumbres, 179
necesidad, 175
objetivos, 178
  calibrar predecibilidad dependiente del flujo, 178
  estimar PDF, 178
  evaluar el potencial de fenómenos adversos, 178
  identificar áreas de poca predecibilidad, 178
  proveer escenarios, 178
  simular fuentes de incertidumbre, 178
outliers (valores atípicos), 191
PDF, 195
PDF continua, 195
PDF discreta, 195
percentiles, 196
probabilidad, 195
  CDF, 196
  computación de la probabilidad, 195
  gráficas, 197
  índice de predicción extrema (EFI), 196
  mapas, 197
  percentiles, 196
resolución, 181
robustez, 189
técnicas anteriores a su aparición, 175
  consistencia entre modelos, 176
  consistencia entre pasadas, 175
un ejemplo de predicción probabilista SPC, 185
valores atípicos (outliers), 191
valores extremos, 196
visión crítica, 198
  carácter discreto o continuo, 198
  equiprobabilidad de los miembros, 199
sociedad
  malentendidos conceptuales y terminológicos en meteorología, 647

meteoalerta, 635
probabilidad e incertidumbre en la sociedad y en los medios, 623–634
ciencia, 625
complejidad de la meteorología, 624
comunicación de la probabilidad y la incertidumbre en televisión, 633
el reto probabilista en los medios de comunicación, 629
incertidumbre, 625
lecturas recomendadas, 634
observabilidad e importancia del tiempo, 624
percepción de la meteorología, 626
predicción probabilista, 625
probabilidad, 625
sesgo cognitivo, 624
PROFORCE, 641
SPC
orografías, 921
personalidades contribuyentes, 402
SPC de alta resolución, 344
2-3 km, 344
áreas pequeñas, 344
SPC globales
BOM-EPS del BOM de Australia, 398
ECENS del ECMWF europeo, 396
GEFS del NCEP americano, 397
GEPS del CMC de Canadá, 398
MOGREPS-G del UKMO de UK, 398
PEARP de Météo-France, 399
SPC de China, 397
SPC de la JMA de Japón, 399
SPC de la KMA de Corea, 399
SPC del CPTEC de Brasil, 398
SPC regionales
AEMET-SREPS, 402
Arome-France-EPS de Météo-France, 401
COSMO-DE-EPS de COSMO, 401
GLAMEPS, 310
calibración, 313
cifras, 315
dominio, 311
ejemplos de predicciones, 314
instalaciones, 310
malla, 311
modelos, 310
naturaleza, 310
pasadas, *cycling*, 311
resolución, 311
verificación, 312
LAMEPS húngaro, 401
LAMEPS noruego, 401
MOGREPS-UK, 401
SREF del NCEP americano, 401
STEWART, IAN
reseña, 26
retrato, 989
supercomputación, 153–161
almacenamiento distribuido, 160
big data, 159
computación distribuida, 160
contexto histórico, 154
CRAY, padre de la, 156
en AEMET, 158
en ECMWF, 156
ley de MOORE, 159
terminología, 159

terminología
malentendidos conceptuales y terminológicos en meteorología, 647
terminología
conjuntos vs ensambles, 961
predecibilidad vs predictibilidad, 960
probabilista vs probabilístico, 960
seamless, sin costuras o sin discontinuidades, 960
skill: habilidad, destreza, pericia, 960
termodinámica, 79
aire húmedo, 80
estabilidad vertical de la atmósfera, 81
principios fundamentales, 79
procesos adiabáticos, 80
THOM, RENÉ
reseña, 25
retrato, 990
TIGGE, 393–404
BOM-EPS del BOM de Australia, 398
características de los SPC, 395
China, 397
ECENS del ECMWF europeo, 396
GEFS del NCEP americano, 397
GEPS del CMC de Canadá, 398
MOGREPS-G del UKMO de UK, 398
PEARP de Météo-France, 399
proyecto, 394
SPC de la JMA de Japón, 399
SPC de la KMA de Corea, 399
SPC del CPTEC de Brasil, 398
TIGGE-LAM
proyecto SPC regionales, 400
TOTH, ZOLTAN
reseña, 403
retrato, 991

TRABERT, 33

verificación, 213–246
agrupación, 224
calidad, 214
atributos, 217
coeficiente de correlación de anomalías, 218
dependiente del flujo, 224
descripción, 214
diagnóstica, 215
doble penalización, 226
double penalty, 226
error absoluto medio, 218
error cuadrático medio, 218
error cuadrático medio, raíz del, 218
error en las observaciones, 224
error medio, 218
escalas espaciales, 224
estratificacion, 224
fenómenos adversos, 224
fenómenos extremos, 224
frente a observaciones vs frente a análisis, 216
habilidad, destreza o pericia (skill), 218
incertidumbre muestral, 224
límite de predecibilidad, 222
medidas
fórmulas, 218
medidas de habilidad (skill scores), 218
metodos diagnósticos espaciales, 226
métodos espaciales, 225
metodos espaciales, 226
métodos estadísticos, 216
diagrama de caja o boxplot, 217
diagrama de dispersión, 216
medidas o índices (scores), 217
tipos, 216
objetiva, 215
predicciones de precipitación, 225
representaciones gráficas, 219
evolución con el alcance, 219
mapa, 219
media móvil, 219
serie temporal, 219
subjetiva, 215
tipos de variables, 216
valor, 214
visión crítica y perspectivas, 224
verificación probabilista, 227
BRIER
marco general, 230
BRIER
descomposición, 230
score, 230
BRIER skill score, 238
calidad de los miembros, 227
conclusiones, 244
consistencia del flujo a gran escala, 228
continuous ranked probability score (CRPS), 238
curva ROC, 237
diagrama dispersión-error, 229
discriminación, 237
eventos binarios, 230
agudeza (sharpness), 231
BRIER skill score, 238
climatología muestral, 230
conexión BRIER - propiedades, 238
continuous ranked probability score (CRPS), 238
discriminación, 237
enlaces de interés, 246
fiabilidad (reliability), 232
fiabilidad y habilidad, 234
frecuencia de ocurrencia, 231
resolución, 235
valor económico relativo, 240
histograma de rango, 228
valor económico relativo, 240
VILLEGAS, PEDRO DE, 30
VON NEUMANN, 34, 155

WIENER, NORBERT
reseña, 26
retrato, 992

ZÚÑIGA Y Ontiveros, FELIPE, 31
ZACUTO, ABRAHAM, 29

Lista de acrónimos

AA aprendizaje automático. 206, 212, 356, 1088, 1096, 1104, 1108, *Glosario:* AA
AAPL Área de Aplicaciones. 6, 1088
ACAO Área de Climatología y Aplicaciones Operativas. 2, 5, 1088
ACOMET Asociación de Comunicadores de Meteorología. 5, 1088
AEMC Área de Evaluación y Modelización del Clima. 4, 5, 453, 483, 1088
AEMET Agencia Estatal de Meteorología. 1–6, 9, 10, 19, 35, 36, 38, 55, 73, 85, 89, 97, 104, 106, 109, 112, 114, 116, 119–121, 123–135, 137, 144, 150, 153, 158, 159, 163, 170, 173, 175–177, 183, 190, 199, 201, 203, 206, 209, 213, 226, 249–252, 254, 256, 260, 261, 263, 273, 281, 284, 295, 302, 307, 310, 315–317, 319–324, 326, 327, 331, 335–337, 339, 344, 346, 347, 349, 351, 355–357, 359, 360, 363–365, 379, 380, 393, 403, 407, 408, 410, 412–418, 422–424, 429, 430, 440, 442, 446, 453, 459, 460, 474, 478, 483, 529, 546, 548, 549, 553, 557, 560, 567, 569–577, 581, 583, 623, 624, 626, 632, 633, 635, 637, 641, 647, 648, 651, 657–660, 663–665, 674–676, 680, 681, 689, 691–696, 699, 709, 715, 727, 739, 751, 763–771, 773, 776–779, 785, 790–792, 795, 804, 807, 808, 811–813, 815, 817, 818, 820, 821, 823–825, 827–829, 833, 839, 843–849, 851, 852, 857, 863, 864, 866–874, 877, 879, 891–893, 895, 896, 898, 901, 905, 907, 913, 916, 921, 943, 951, 956, 959, 994, 997, 998, 1004, 1005, 1015, 1016, 1021, 1070, 1088
AI Área de Innovación. 3–5, 1088
AIMC Área de Información Meteorológica y Climatológica. 3, 1088
AMOD Área de Modelización. 1, 4, 6, 1088
AMS American Meteorological Society. 1070, 1088
APRO Área de Predicción Operativa. 1, 2, 5, 785, 827, 867, 1088
AT Área de Teledetección. 2, 1088
ATAP Área de Técnicas y Aplicaciones de Predicción. 2–5, 73, 335, 407, 446, 699, 709, 739, 751, 785, 815, 824, 879, 1088

BMA Bayesian Model Averaging. 1088, *Glosario:* BMA
BSC Barcelona Supercomputing Center-Centro Nacional de Supercomputación. 2, 453, 1088

CAPE convective available potencial energy. 148, 356, 424, 686, 857, 1088, *Glosario:* CAPE
CCM complejo convectivo de mesoescala. 1088, *Glosario:* CCM
CEPPM Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio. 1088
CFL Courant-Friedrichs-Lewy. 382, 1088, *Glosario:* CFL
CIMA Centro de Investigaciones del Mar y la Atmosfera, UBA-CONICET. 4–6, 589, 1088
CIMSS Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies. 1088
CIN convective inhibition. 356, 1088
CLP capa límite planetaria. 147, 915, 1088, *Glosario:* CLP
CNP Centro Nacional de Predicción. 1, 3–6, 9, 19, 55, 97, 163, 173, 213, 281, 307, 319, 393, 407, 415, 416, 623, 624, 635, 699, 727, 839, 891, 905, 943, 959, 1021, 1088
COMET Cooperative program for Operational Meteorology, Education, and Training. 1088
COSMO Consortium for Small-scale Modeling. 335, 1088
CRAHI Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia. 1, 5, 523, 525, 526, 1088
CSD-DAVG Computer Science Department - Data Analysis and Visualization Group. 2, 589, 1088
CSIC Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 3, 4, 27, 1088
CSP Concentrated Solar Power (Energía Solar de Concentración). 1088, *Glosario:* CSP

DACA+IG Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera; Instituto de Geociencias UCM-CSIC. 3, 4, 27, 483, 1088
DANA depresión aislada de niveles altos. 38, 43, 44, 175, 190, 416, 652, 666, 667, 669, 680, 684, 786–788, 795, 840, 843, 844, 847, 853, 854, 856, 858, 882, 885, 891–894, 897, 900, 909, 1088, *Glosario:* DANA
DC-FCEyN Departamento de Computacion, FCEyN. 4, 589, 1088
DCAO-FCEyN Departamento de Ciencias de la Atmosfera y los Oceanos, FCEyN. 4–6, 589, 1088
DFM Department of Forecasting Models. 3, 5, 6, 1088
DII Departamento de Ingeniería Informática. 2, 1088
DLR Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt e.V. (Agencia Aeroespacial Alemana). 2, 3, 5, 1088, *Glosario:* DLR
DPMVSE Divisão de Previsão Meteorológica, Vigilância e Servios Espaciais. 2, 5, 1088
DT Delegación territorial. 1–6, 55, 109, 121, 263, 407, 442, 453, 483, 569, 575, 663, 699, 763, 773, 785, 827, 851, 921, 1004, 1005, 1088

ECENS ECmwf ENSemble prediction system. 1088
ECHRES ECmwf High RESolution model. 1088
ECMWF European Centre for Medium-range Weather Forecasts -Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio-. 3, 12, 175–177, 181, 183, 199, 215, 246, 294, 296, 297, 394, 396, 398, 399, 401, 403, 408, 454, 455, 459, 466, 467, 470–475, 478–480, 530, 629, 631, 632, 739, 740, 742, 743, 747, 749, 751, 868, 876, 879, 908, 913, 914, 1000, 1088
EDA Ensemble of Data Asimilation. 394, 395, 397, 399, 1088
ELR Extended Logistic Regression. 1088, *Glosario:* ELR
EMA Estaciones Meteorológicas Automáticas. 1088, *Glosario:* EMA
EPS ensemble prediction system(s). 1088
ESA European Space Agency. 1088
ETKF Ensemble Transform Kalman Filter. 395, 398, 399, 1088
ETSIT Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Telecomunicaciones. 2, 19, 55, 1088
EUMETNET European Meteorological Network. 364, 365, 1088
EUMETSAT European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites. 478, 809, 1088

FMA fenómeno meteorológico adverso. 636, 1088, *Glosario:* FMA

GCM Global Circulation Model. 336, 484, 913, 1088, 1094, *Glosario:* GCM
GEFS Global Ensemble Forecasting System. 1088, *Glosario:* GEFS

GFS Global Forecasting System. 806, 1088, *Glosario:* GFS
GHE Green House Effect. 1088, *Glosario:* GHE
GLAMEPS Grand Limited Area Model Ensemble Prediction System. 908, 1088
GPU Graphical Process Unit. 207, 1088, *Glosario:* GPU

HIRLAM High Resolution Limited Area Model. 5, 153, 908, 913, 1088, *Glosario:* HIRLAM

ICAO International Civil Aviation Organization. 1088
ICREA Institució Catalana de Recerca i Estudis Avanats. 2, 453, 1088
IES Instituto de Energía Solar. 2, 1088
IGN Instituto Geográfico Nacional. 701, 704, 708, 712, 719, 1088
IIC Instituto de Ingeniería del Conocimiento. 2, 1088
INM Instituto Nacional de Meteorología. 1088
IPMA Instituto Português do Mar e da Atmosfera. 2, 5, 1088

JAXA Japan Aerospace Exploration Agency. 91, 1088

LAM Limited Area Model. 139, 183, 336, 888, 906, 913, 1088, 1098, 1106, 1109, *Glosario:* LAM
LLJ low level jet. 697, 766, 767, 772, 1088, *Glosario:* LLJ

MAE mean absolute error. 1088
MAPA Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. 1003, 1088
MARS Meteorological Archival and Retrieval System. 288, 1088
METAR Meteorological Terminal Aviation Routine Weather Report. 209, 1088, *Glosario:* METAR
MITECO Ministerio para la Transición Ecológica. 463, 522, 1088
MOS Model Output Statistics. 1088, *Glosario:* MOS
MSE mean square error. 1088
MSG Meteosat Second Generation. 1088, *Glosario:* MSG
MSLP mean sea level pressure -presión reducida al nivel medio del mar-. 229, 830, 1088, *Glosario:* MSLP

NASA National Aeronautics and Space Administration. 90–93, 1088
NCAR National Center for Atmospheric Research. 394, 400, 401, 1088
NCEP United States National Centers for Environmental Prediction. 246, 1088, 1100
NHC National Hurricane Center. 728, 1088, *Glosario:* NHC
NN neural network (red neuronal). 1088
NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration. 88, 400, 776, 806, 1088
NWCSAF Nowcasting Satellite Application Facilities. 1088
NWS National Weather Service. 1088, 1100

OACI Organización de Aviación Civil Internacional. 430, 535, 1088, 1103
OMA Oficina Meteorológica Aeronáutica. 6, 209, 1088
OMD Oficina Meteorológica de Defensa. 6, 1088
OMM Organización Meteorológica Mundial. 6, 246, 454, 475, 476, 478, 641, 1088, 1107, 1108
OMSZ Országos Meteorológiai Szolgálat, Hungría, www.met.hu. 5, 1088

PBL Planetary Boundary Layer. 268, 275, 276, 343, 344, 353, 354, 365, 369, 1088, 1096, *Glosario:* PBL
PDF probability density function. 1088, 1095, *Glosario:* PDF

radar radio detection and ranging. 1088, *Glosario:* radar
RAE Real Academia Española de la lengua. 1088
RAM Revista del Aficionado a la Meteorología, https://www.tiempo.com/ram/. 4, 1088
RCM Regional Circulation Model. 183, 198, 336, 1088, 1094, 1102, *Glosario:* RCM
REE Red Eléctrica de España. 1088
RRSS Redes Sociales. 1088

SCM sistema convectivo de mesoescala. 38, 45, 343, 547, 675, 685, 687, 689, 692, 693, 696, 697, 1088, 1095, 1102, *Glosario:* SCM
SEVIRI Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager. 91, 94, 96, 99, 100, 102–104, 107, 1088
SKEB Stochastic Kinetic Energy Backscatter. 395, 397–399, 1088
SMN Servicio Meteorologico Nacional, Ministerio de Defensa. 1, 3–5, 589, 1088
SMO Sistema Mundial de Observación. 1088, *Glosario:* SMO
SOCIB Sistema de Observación Costero de las Illes Balears. 808, 1088, *Glosario:* SOCIB
SPC sistema(s) de predicción por conjuntos. 14, 54, 175, 177, 180–184, 186–190, 194, 196–200, 229, 242–245, 248, 294, 339–352, 355–365, 393–396, 398–403, 406, 448, 449, 454, 455, 458, 459, 466, 483, 521, 530, 532, 622, 625, 629, 631, 642, 840, 859, 868, 908, 911, 913–917, 920, 943, 947, 959, 994, 997, 1088, 1095, 1100
SPCS sistemas de predicción por conjuntos. 15, 28, 184, 192, 196, 228, 246, 268, 287, 466, 907–909, 911, 913–917, 947, 961, 997, 998, 1088
SPPT Stochastic Perturbed Parameterization Tendencies. 395, 397–399, 401, 1088
SST sea surface temperature -temperatura de la superficie marina-. 454, 455, 468, 472, 1088
SVR Support vector for regression (vectores de soporte para regresión). 1088, *Glosario:* SVR
SYNOP surface synoptic observations. 232, 328, 681, 760, 888, 1088, 1097, *Glosario:* SYNOP

THORPEX The Observing System Research and Predictability Experiment. 368, 1088, 1109, *Glosario:* THORPEX
TIGGE The (Thorpex) International Grand Global Ensemble. 294, 1088, 1109, *Glosario:* TIGGE

UAM Universidad Autónoma de Madrid. 2, 1088
UAMcIdas Unidad de Apoyo McIdas. 6, 1088
UBA Universidad de Buenos Aires. 4, 589, 1088
UCM Universidad Complutense de Madrid. 3, 4, 27, 483, 1088
UIB Universidad Illes Ballears. 3, 5, 1088
UKMO United Kingdom Meteorological Office. 4, 1088
UMI-IFAECI Instituto Franco-Argentino para el estudio del clima y sus impactos, CNRS-CONICET-UBA, Argentina. 3–6, 589, 1088
UPC Universidad Politécnica de Catalunya. 1, 5, 523, 1088
UPM Universidad Politécnica de Madrid. 2, 19, 55, 1088

WMO World Meteorological Organization. 394, 453, 485, 504, 519, 1088
WMS Web Map Service. 1088
WRF Weather Research and Forecasting. 400, 401, 1088

ZAMG Zentralanstalt für Meterologie und Geodynamik, Austria, www.zamg.ac.at. 3, 5, 6, 1088

Glosario

ábrego viento típico de España procedente del suroeste, templado, relativamente húmedo y portador de lluvias, responsable de los temporales de otoño y primavera. 1088, 1093

ábregos ver ábrego. 664, 1088

AA aprendizaje automático, o aprendizaje de máquinas (machine Learning en inglés) es un campo de las ciencias de la computación y de la inteligencia artificial, cuyo objetivo es desarrollar técnicas que permitan a las computadoras aprender. En términos técnicos, se diseñan programas capaces de generalizar comportamientos a partir de una información suministrada a base de ejemplos. 206, 356, 1088, 1089, 1096

adiabáticas isolíneas en los diagramas termodinámicos correspondientes a los sondeos, en los que se representa la temperatura con la altura o la presión. Las denominadas adiabáticas secas representan la trayectoria que seguiría una parcela de aire seco en ascenso o descenso adiabático, con el gradiente adiabático del aire seco (9.8 °C/km). Las adiabáticas saturadas representan la trayectoria que seguiría una parcela de aire saturado en ascenso o descenso adiabático, con el gradiente adiabático del aire húmedo (variable, por ejemplo 5.8 °C/km). 1088

adiabático un proceso adiabático es un proceso termodinámico en el que el sistema (generalmente, un fluido que realiza un trabajo) no intercambia calor con su entorno. Si además es reversible el proceso será isentrópico. 1088, 1093

advección transporte de alguna propiedad atmosférica debido al desplazamiento horizontal de una masa de aire. Se habla de advección cálida (fría) cuando la componente del campo de viento perpendicular a las isotermas se dirige hacia valores decrecientes (crecientes). 666, 847, 1088

aerosol suspensión de diminutas partículas sólidas o líquidas, en el aire u otro gas. Pueden ser naturales (e.g. niebla, polvo en suspensión, vapor de géiseres) o antropogénicos (e.g. *smog* de las grandes urbes). 1088, 1093

aerosoles ver aerosol. 479, 1088

AGCM atmospheric global circulation model o modelo atmosférico de circulación global o general. Es un Global Circulation Model (GCM) que simula la atmósfera. 1088

alisio viento del nordeste en el hemisferio norte y del sureste en el hemisferio sur, típico en Canarias. Es la componente en superficie de la Célula de Hadley. 856, 1088, 1094

alisios ver alisio. 490, 1016, 1017, 1088

altura geopotencial El geopotencial es el trabajo efectuado contra la fuerza de la gravedad para elevar la unidad de masa desde la superficie del mar hasta una altitud z. La altura geopotencial en un nivel es el cociente entre su geopotencial y el valor de la gravedad en superficie, y se mide en metros geopotenciales. En un determinado nivel de presión, esta altura es proporcional a la temperatura media de la columna de aire subyacente. 1088

altura significativa altura de las olas que un observador experimentado apreciaría a simple vista en el punto de medida, no desde la costa, que equivale aproximadamente a la altura del tercio de olas más altas. Es uno de los parámetros más representativos del oleaje. 380, 382–391, 427, 437, 828, 1088

anidamiento técnica mediante la cual se integra un modelo numérico utilizando consiciones iniciales y de contorno de un modelo de mayor escala (y normalmente menor resolución). Se dice entonces que el modelo de menor escala (e.g. un modelo Regional Circulation Model (RCM)) está anidado dentro del de mayor (e.g. un modelo global). 368, 1088

anticiclón región atmosférica de escala sinóptica donde la presión atmosférica en superficie alcanza unos valores máximos superiores a la región circundante. En un área anticiclónica situada en el hemisferio norte, los vientos circulan en el sentido de las agujas del reloj. 1088

anticiclón de bloqueo extenso anticiclón situado en latitudes medias que bloquea el flujo zonal de oeste a este, generando vientos orientados en dirección norte-sur. 1088

análisis reconstrucción del estado atmosférico a partir de datos de observaciones. Puede realizarse por métodos manuales en una representación gráfica (análisis subjetivo). En la actualidad es más usual utilizar modelos numéricos en un complejo proceso llamado asimilación de datos, produciendo un análisis que consta de datos numéricos y, opcionalmente, representación gráfica. 214, 250, 321, 328, 680, 1088, 1094

análisis objetivo análisis realizado mediante procedimientos objetivos, usualmente algún modelo numérico. 876, 1088

AOGCM atmospheric-oceanic global circulation model o modelo atmosférico y oceánico de circulación global o general. Es un GCM que simula la atmósfera y el océano, así como sus interacciones. 1088

aprendizaje también llamado inferencia, es el proceso por el cual un modelo estima, minimizando una función que penaliza los errores, los parámetros de los cuales depende a través de una serie de datos. En el caso de un modelo no paramétrico, simplemente estima de forma empírica. El concepto de aprendizaje ha sido utilizado de forma algo más amplio que el de inferencia en el contexto de la inteligencia artificial, pero para la mayoría de propósitos son prácticamente sinónimos. 1088, 1102

asimilación procedimiento por el cual se asimilan los datos de observación y, junto con un campo previo o *first guess*, se genera un análisis con el que se inicializa el modelo. 906, 1088, 1102

atenuación es la pérdida de potencia que experimenta tanto el pulso radar como el eco de vuelta debido a los blancos meteorológicos que va interceptando en su camino. Es progresivamente mayor cuanto más se acerca el tamaño de los blancos a la longitud de onda del pulso radar, de modo que la mayor atenuación se observa cuando el haz radar atraviesa precipitaciones de granizo. 110, 1088

atractor en sistemas dinámicos, un atractor es el conjunto de valores hacia el que un sistema tiende a evolucionar, dada una gran variedad de condiciones iniciales posibles. 59, 1088

banda baroclina banda asociada a una inestabilidad baroclina, normalmente delante de un frente o una zona ciclogenética. 897, 1088

banda brillante efecto que provoca la intensificación de la reflectividad calculada por el radar cuando las precipitaciones de nieve atraviesan en su caída el nivel de la isoterma de 0$°C (nivel de isocero). La causa de este incremento de la reflectividad se debe a dos factores. Por un lado, la fusión del hielo que provoca un aumento de la reflectividad debido al distinto valor que toma la constante dieléctrica para el hielo y para el agua líquida. Por otor lado, el fenómeno denominado coalescencia por el que cuando empieza a

deshelarse un copo lo hace primero por la parte más externa, creando durante un momento una película líquida que envuelve al copo, lo que contribuye a incrementar la reflectividad calculada por el radar. El nombre de banda brillante se debe a la forma con la que se suele aparecer este fenómeno en la imagen PPI. 110, 116, 118, 1088

bandazos o jumpiness, en inglés. Las salidas de un modelo numérico o de un sistema(s) de predicción por conjuntos (SPC) pueden orientar a los predictores o usuarios dando una cierta idea sobre la situación atmosférica para un lugar y alcance en el tiempo y, en la siguiente pasada, dar una idea bastante diferente, lo cual hace disminuir mucho la confianza en el modelo o sistema para esa situación. 875, 1088

baroclina en dinámica de fluidos, un fluido estratificado puede tener su gradiente de densidad y su gradiente de presión alineados, en cuyo caso es barotrópico, o no alineados, en cuyo caso es baroclino. En la atmósfera baroclina la densidad depende sólo de la presión y, si es baroclina, depende también de la temperatura. Las zonas barotrópicas se encuentran usualmente en latitudes cercanas al ecuador, mientras que las baroclinas se hallan en latitudes medias y polares. 342, 343, 813, 1088, 1094, 1095

barotrópica ver baroclina. 1088

batimetría equivalente submarino de la altimetría. Un mapa batimétrico muestra el relieve del fondo o terreno como isogramas y puede también dar información adicional de navegación en superficie. 380–382, 1088

BMA *Bayesian Model Averaging*, es un sistema de posproceso estadístico específico para ensembles en el que se busca encontrar una probability density function (PDF) que calibre o mejore las predicciones probabilísticas del ensemble, utilizando para ello datos de observaciones de días pasados. 1088, 1090

borrasca región atmosférica de escala sinóptica donde la presión atmosférica en superficie alcanza unos valores mínimos inferiores a la región circundante. También se le denomina depresión o ciclón. En una borrasca situada en el hemisferio norte, los vientos circulan en el sentido contrario al de las agujas del reloj. 1088, 1097

brash o *brash ice*, se trata de un hielo flotante acumulado, hecho de fragmentos de un tamaño aproximado de 2 metros, normalmente procedentes de la destrucción de otras formas de hielo. 1088

brisa viento local de ciclo diurno originado por el calentamiento diferencial de masas de aire en contacto con distintos tipos de superficies. Las brisas más frecuentes son las brisas costeras, debido a la alta inercia térmica del agua, en contraste con el rápido calentamiento y enfriamiento del suelo. Las brisas de mar se producen durante el día al elevarse el aire recalentado sobre el suelo, siendo reemplazado por aire fresco de procedencia marina, y las brisas de tierra surgen por la noche por el efecto inverso. Otro sistema de brisas similar es el de las brisas de valle, en dirección ascendente durante el día y descendente por la noche. 45, 47, 1088

capacidad calorífica capacidad física de un material para absorber la energía térmica incidente. 1088

CAPE convective available potential energy, energía potencial convectiva disponible, es una magnitus asociada al perfil vertical atmosférico en un punto del planeta. Corresponde a la cantidad de energía que la burbuja de aire tendría si se la eleva a cierta distancia vertical, en forma de flotabilidad positiva, indicador de inestabilidad. Parámetro útil para la predicción de la convección profunda. 148, 356, 424, 686, 857, 1088, 1090

CAPPI acrónimo de Constant Altitude Plan Position Indicator. Este producto representa un corte horizontal a una altitud dada sobre el volumen polar de datos en el radar meteorológico. 113–115, 117, 1088

CCM complejos convectivos de mesoescala, es un tipo de sistemas convectivos de mesoescala (sistema convectivo de mesoescala (SCM)) muy extensos y duraderos con aspecto circular en las imágenes infrarrojas de satélite. El patrón de precipitaciones debajo del tope de las nubes es similar al de las líneas de turbonada. La región fría del escudo nuboso cubre típicamente 350 000 kilómetros cuadrados. 1088, 1090

CDF función de distribución acumulada, es la suma o integral de la PDF desde el extremo inferior de la distribución hasta una determinada variable. 1088

CFL condición de Courant-Friedrichs-Lewy, necesaria para la convergencia en la solución numérica, por diferencias finitas, usualmente en esquemas explícitos en el tiempo, de ciertas ecuaciones diferenciales en derivadas parciales. Para cumplirla, se modula el paso de tiempo del modelo. Si no se cumple, el modelo suele estallar con resultados incorrectos. 382, 1088, 1090

ciclogénesis proceso de formación o intensificación de un centro de bajas presiones o borrasca (caracterizado por su circulación ciclónica). Cuando es extraordinariamente rápida (24 hPa / 24 h), se habla de *ciclogénesis explosiva*. 666, 1088

cierzo viento del noroeste, típico En Aragón, la Ribera de Navarra y La Rioja. Es un viento fresco y seco. causado por diferentes configuraciones, usualmente por la diferencia de presión entre el mar Cantábrico y el mar Mediterráneo, cuando se forma una borrasca en este último y un anticiclón en el anterior. 45, 1088

cizalladura diferencia de velocidad o de dirección del viento entre dos puntos en la atmósfera terrestre, puede ser horizontal (localizaciones distintas) o vertical (diferentes altitudes). Puede afectar a la velocidad de vuelo del avión, por lo que puede ser crítica en despegue y aterrizaje. La adversidad de las tormentas depende de la cozalladura. Suele llevar asociadas turbulencias. Influye en el desarrollo de los ciclones tropicales. La cizalladura se presenta en sistemas frontales, cordilleras e inversiones. 1088

CLP capa límite planetaria, ver Planetary Boundary Layer (PBL). 147, 915, 1088, 1090

clutter ecos no meteorológicos producidos cuando el haz principal radar o sus lóbulos laterales inciden sobre tierra o mar. En condiciones normales de propagación el clutter más intenso se produce debido al impacto del haz sobre las montañas próximas, pero en condiciones de propagación anómala puede aparecer clutter sobre cualquier punto del terreno o sobre el mar. En los radares Doppler los ecos de tierra se eliminan automáticamente ya que se deben a blancos fijos. Sin embargo, en general, los ecos marinos no podrán ser eliminados debido al efecto de movimiento inducido por el oleaje. 111, 115, 1088

CNN redes neuronal convolucionada (Convolutional Neural network) es, en aprendizaje automático (AA) una clase de red neuronal profunda, de prealimentación (feedforward), que ha sido aplicada con éxito al análisis de imágenes visuales. Las CNN usan una variante de perceptrón multicapa. Están inspiradas en procesos biológicos. 1088

configuración omega en escala sinóptica, se trata de un tipo de configuración de bloqueo, con forma de letra griega omega, intercalándose zonalmente un área de alta presión entre dos zonas de baja presión. Suele darse en los bordes orientales del Atlántico y del Pacífico. 751, 753, 885, 1088

cono ciego (del radar) también denominado cono de silencio. Es la región de la atmósfera con forma de cono invertido, con el vértice situado sobre el radar, que queda por encima de la elevación más alta a la que explora el radar. Esta región, por tanto, permanece oculta a la exploración radar. 114, 1088

convección una de las tres formas de transferencia de calor. Se caracteriza porque se produce por medio de un fluido (líquido, gas o plasma) que transporta el calor entre zonas con diferentes temperaturas. En meteorología la convección va asociada a movimientos ascendentes. 667, 914, 1088

convección de base elevada convección que no comienza en superficie sino en una base a una cierta altitud. Se produce en ambientes atmosféricos muy secos en capas medias y bajas, un gradiente de temperatura adiabático seco en un estrato profundo por debajo de aproximadamente 500 hPa y una inversión de temperatura poco profunda con base en la superficie de la tierra. La inestabilidad en niveles medios puede dar lugar al desarrollo de dicha convección y, eventualmente, de precipitación. 897, 1088

convección profunda intensos movimientos ascendentes que se extienden hasta la tropopausa. Da lugar a nubes de tipo cumulonimbo, que pueden llegar a alcanzar la categoría de supercélula, e ir acompañadas de fenómenos severos como granizo, descargas eléctricas, precipitaciones intensas, rachas de viento fuertes o tornados. 1088

convergencia movimiento horizontal de aire que confluye hacia una zona determinada. Cuando esta zona es larga y estrecha se le denomina línea de convergencia. En las zonas de convergencia el aire se ve forzado a ascender. 667, 1088, 1097, 1100, 1104, 1110

correlación en estadística, dos variables aleatorias están correlacionadas cuando su coeficiente de correlación lineal tiene un valor absoluto alto (cercano a +1 o a -1). El coficiente de correlación está dado por el cociente entre la covarianza y el producto de las desviaciones típicas individuales (ver desviación típica): si E denota la esperanza matemática, $r(X,Y) = \frac{Cov(X,Y))}{\sigma_X \sigma_Y}$. 1088

corriente en chorro intensos flujos de viento con forma de tubo en las capas más altas de la troposfera, que pueden alcanzar los 300 km/h con anchuras de varios cientos de kilómetros. Según su latitud se denominan chorros polares o subtropicales. La dinámica, ondulación y desplazamiento de estos chorros determina las grandes estructuras meteorológicas como dorsales y vaguadas, anticiclones y borrascas, embolsamientos de aire frío, DANA, etc. 38, 41, 42, 1088

corrientes en chorro intensos flujos de viento con forma de tubo en las capas más altas de la troposfera, que pueden alcanzar los 300 km/h con anchuras de varios cientos de kilómetros. Según su latitud se denominan chorros polares o subtropicales. La dinámica, ondulación y desplazamiento de estos chorros determina las grandes estructuras meteorológicas como dorsales y vaguadas, anticiclones y borrascas, embolsamientos de aire frío, DANA, etc. 1088, 1102

covarianza estimación de cómo varían de forma conjunta dos variables. Si E denota la esperanza matemática, $Cov(X,Y) = E[(X - E(X))(Y - E(Y))]$. 1088, 1096

CSP Concentrated Solar Power, plantas de Energía Solar de Concentración. 1088, 1090

cumulonimbo nube de origen convectivo con base no muy lejos del suelo y gran desarrollo vertical, formada por la evolución de otras nubes más someras como cúmulus congestus o altocumulus castellanus. Las corrientes verticales en su interior son muy intensas, generando gran cantidad de precipitación y con topes nubosos que pueden alcanzar la tropopausa extendiéndose horizontalmente en forma de yunque. 48, 1088, 1103

célula convectiva nube cumuliforme formada por un patrón de ascensos y descensos en una masa de aire producidos por un calentamiento inferior. Si alcanza el máximo desarrollo se forma un cumulonimbo que puede producir precipitaciones intensas. 1088

cévenol sinónimo de lluvias intensas en el sureste francés. 1088

código SYNOP código utilizado para codificar los datos de las estaciones surface synoptic observations (SYNOP). 1088

DANA depresión aislada de niveles altos; sistema de bajas presiones en altura producido al acentuarse la ondulación de la circulación general hasta el punto que una vaguada se separa de ésta, quedando aislada y generalmente sin reflejo en la presión en superficie. Son estructuras de baja predecibilidad en cuanto a su formación y desplazamiento, generadoras de fenomenología adversa, sobre todo precipitaciones intensas. 38, 175, 416, 652, 666, 786, 840, 853, 882, 891, 909, 1088, 1090

datasets conjuntos de datos. 1088

dBZ dado el amplio rango de valores que puede adoptar la reflectividad cuando se utilizan unidades lineales, es más habitual emplear para la reflectividad, sobre todo en las imágenes radar, unidades decibélicas. Se define el decibelio de reflectividad, o dBZ, mediante la expresión $Z[dBZ] = 10\, log_{10}\, Z\ [mm^6/m^3]$. 110, 114, 358, 1088

depresión ver borrasca. 1088

desigualdad de Jensen aplicada a funciones convexas (aquellas que son iguales o menores entre los extremos de un intervalo a la recta entre esos dos extremos). Viene a decir que la esperanza de una función convexa será siempre mayor o igual que la función (convexa) de la esperanza, $E(f(X)) >= f(E(X))$. 1088

desviación estándar la raíz cuadrada de la varianza, es decir, $\sigma_X = \sqrt{E(X - E(X))^2}$. 1088, 1097

desviación típica ver desviación estándar. 1088, 1096

diferencias finitas en predicción numérica, método para la discretización espacial y temporal de las ecuaciones atmosféricas, consistente en estimar las derivadas parciales de una función en un punto a partir de los valores de la función en los puntos adyacentes. 1088

dipolo orográfico estructura mesoescalar que se genera cuando una extensa masa de aire estable, normalmente asociada a un anticiclón, fluye contra una gran barrera montañosa. La acumulación de aire genera una alta relativa a barlovento (mesoalta) y una baja relativa a sotavento (mesobaja). El dipolo se ve favorecido con flujo de aire frío, es decir, en los meses invernales. En el nordeste peninsular es frecuente la formación del dipolo pirenaico con flujo del norte, el cual genera dos vientos característicos, la tramontana y el cierzo-mestral. Su interacción produce zonas de convergencia en el mar, en la costa y en el interior de la Cataluña central, que pueden dar lugar a fenómenos convectivos. 45, 1088, 1103

DLR Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V., Agencia Aeroespacial Alemana. 2, 1088, 1090

doppler (radar Doppler) es un radar capaz de determinar la velocidad de acercamiento o alejamiento de los blancos al radar. En los radares meteorológicos Doppler se utilizan técnicas avanzadas de procesado de la señal que permiten descomponer la potencia recibida en canales de frecuencia, es lo que se denomina espectro de potencias. A partir del espectro de potencias en un punto dado se puede determinar la reflectividad corregida (eliminando automáticamente los ecos de tierra), el viento radial Doppler y la

anchura de espectro o turbulencia. 111, 113, 1088

dorsal área de máximos relativos en las isohipsas para un nivel de presión dado, que se configuran usualmente con forma de U invertida en el Hemisferio Norte, dejando al sur los valores mayores de geopotencial. Alternativamente, en superficie, área o cuña de máximos relativos de las isobaras. En las áreas situadas bajo una dorsal en altura se ven favorecidos los movimientos subsidentes, que generan estabilidad atmosférica. 38, 41–43, 1088

downscaling método de descenso de escala en modelización numérica, utilizado cuando se necesita simular en menor escala, usualmente con mayor resolución. Puede realizarse mediante métodos estadísticos (downscaling estadístico) o mediante métodos dinámicos (downscaling dinámico). Estos últimos abarcan los conocidos Limited Area Model (LAM), e.g. HARMONIE-AROME. 514, 1088

ECHOTOP este producto radar indica en cada píxel la altitud máxima de los ecos que superan los 12 dBZ, es decir, tal como su nombre indica, viene a representar el tope de los ecos de precipitación. Es útil para la vigilancia, sobre todo en situaciones convectivas, como indicador del grado de desarrollo de la convección. Cuando la convección es profunda el echotop alcanza valores elevados. 114, 118, 1088

ecuación del radar es la expresión matemática que utiliza el radar para calcular el valor de reflectividad asignado a un blanco (o distribución de bancos, en el caso de la precipitación) en función de la potencia del eco recibido y de la distancia al radar. La ecuación del radar, en su forma más simple, viene dada por la expresión $Z = K\,P\,R^2$, donde Z es la reflectividad, K es la constante del radar, P es la potencia del eco recibido y R la distancia al radar. La constante radar incorpora los parámetros característicos del radar (longitud de onda, longitud del pulso, ganancia de la antena, potencia de pico del pulso, anchura del haz, pérdidas de potencia, etc.) y también el valor de la constante dieléctrica. 1088

efecto invernadero algunos gases presentes en la atmósfera terrestre, llamados gases de efecto invernadero, son relativamente transparentes a la radiación solar entrante, de onda corta, pero son absorbentes de la radiación terrestre saliente, de onda larga, de modo que provocan un efecto invernadero en el planeta, elevando la temperatura algo más de 30° sobre el valor que tendría ésta en una Tierra sin atmósfera. 487, 493, 496, 504, 1088, 1100, 1101

elementos finitos en predicción numérica, es una alternativa al método espectral con las funciones no nulas restringidas a un dominio local. En principio, es menos preciso que el espectral pero, al poderse realizar los cálculos en dominios limitados, es más eficiente computacionalmente en los actuales ordenadores (2018) masivamente paralelos. Otra ventaja es que este método permite rejillas no regulares, pudiéndose aumentar la resolución en un área de interés o por ejemplo en una zona con una orografía compleja. Una aproximación que se usa bastante consiste en utilizar el método espectral para la discretización horizontal y el método de elementos finitos para la discretización vertical (e. g. modelos ECHRES y ARPEGE). El modelo canadiense GEM es un ejemplo de modelo en elementos finitos. 1088

ELR *Extended Logistic Regression*, técnica basada en la LR que trata de corregir ciertos defectos de esta última, tales como la necesidad de interpolar entre umbrales o la disminución del tiempo de cálculo. A sugerencia de Wilks, se introduce en la regresión una función estrictamente creciente del umbral. 1088, 1090

EMA Estación Meteorológica Automática. Consta de diferentes módulos que se encargan de medir, registrar y transmitir diferentes datos meteorológicos. Son especiales para trabajar sin presencia humana o, para realizar mediciones en áreas remotas o inhóspitas. Inicialmente se emplearon para complementar las redes de estaciones meteorológicas convencionales. El sistema puede informar en tiempo real vía diferentes redes mundiales, enlace de microondas o salvar los datos para posteriores recuperaciones. La mayoría de las EMA normalmente miden temperatura, viento, humedad, presión atmosférica, precipitación y radiación. 1088, 1090

error MAE mean absolute error, error absoluto medio, es el promedio de los valores absolutos de las diferencias entre las predicciones y la observaciones: $MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{i=N}(p_i - o_i)$. Palia el problema de compensación que sufre el error ME. 1088

error ME mean error, error medio, es el promedio de las diferencias entre las predicciones y la observaciones: $ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{i=N}(p_i - o_i)$. Adolece del poblema de la compensación: al ser una suma de errores, los negativos pueden compensar los positivos y dar un error neto engañosamente cercano a cero. 1088, 1098, 1099

error MSE mean square error, error cuadrático medio, es el promedio de los cuadrados de las diferencias entre

las predicciones y la observaciones: $MSE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{i=N}(p_i - o_i)^2$. Palia el problema de compensación que sufre el error ME, pero penaliza mucho los errores grandes. 1088

error RMSE root mean square error, raíz cuadrada del error cuadrático medio, es la raíz cuadrada del promedio de los cuadrados de las diferencias entre las predicciones y la observaciones: $RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{i=N}(p_i - o_i)^2}$. Palia el problema de compensación que sufre el error ME, pero penaliza mucho los errores grandes. 1088

escala Beaufort escala empírica para la intensidad del viento, basada en el estado del mar, en términos de oleaje y fuerza del viento. 808, 1088

escala Fujita o escala Fujita-Pearson, clasifica la intensidad de los tornados, en términos de impactos destructivos ocasionados a la vegetación y a las estructuras construidas por el hombre (no se basa en el tamaño, diámetro o velocidad del tornado). Aunque no hay una escala única para tornados, esta es de las más aceptadas. 954, 1088

escala Saffir-Simpson escala del viento en los huracanes, acrónimo SSHWS, con 5 categorías según la intensidad de su viento sostenido. Desde la categoría 1, con al menos 119 km/h (33 m/s, 64 kt), hasta la categoría 5, con 251 km/h (70 m/s, 136 kt). Para los tifones se utilizan otras escalas. Una crítica para escala es que no tiene en cuenta la precipitación ni el carácter tormentoso. 428, 1088

escala sinóptica se engloban dentro de esta escala los movimientos atmosféricos de escalas espaciales desde centenares hasta varios miles de kilómetros y escalas temporales de hasta varios días, donde aparecen estructuras de gran dimensión como anticiclones, borrascas, frentes, etc. corresponde a las dimensiones de las ondas baroclinas en altura y las borrascas y los anticiclones en superficie. En la clasificación de Orlanski se denomina macroescala-beta. 38, 41, 45, 1088, 1100

escalabilidad capacidad de un código de ejecutarse cada vez más rápido al aumentar la capacidad de cálculo. La mayoría de los códigos tienen un límite asintótico donde el aumento de la capacidad no produce menores tiempos de ejecución. 160, 1088

espectral en predicción numérica, método para resolver ecuaciones en diferencias, expresando las variables como una combinación lineal de funciones elegidas convenientemente. Suele aplicarse en la horizontal y las funciones elegidas son los *armónicos esféricos*. Para los cálculos habrá que quedarse con un número limitado de funciones que está definido por la truncación del modelo. Así un modelo con truncación triangular T1279 utiliza un número máximo de ondas de 1279. Este método permite calcular de forma exacta las derivadas. El problema está en el cálculo de los términos no lineales para los que se suele recurrir al método de la transformada, alternando entre el espacio espectral (dinámica) y el espacio físico (términos no lineales y parametrizaciones físicas). La mayoría de los modelos globales son espectrales, aunque también existen modelos de área limitada espectrales como HARMONIE-AROME. 1088, 1098

espectro del oleaje método para analizar el oleaje aplicando el análisis espectral (se descompone un fenómeno en una combinación lineal de funciones, calculando las componentes, ayudando así a su comprensión y computación), de modo que se describe el oleaje mediante una serie de componentes en frecuencia y dirección. 380, 1088

espectro electromagnético conjunto de todas las longitudes de onda de la radiación electromagnética. Los espectros de diferentes sustancias pueden observarse mediante espectroscopios. El espectro electromagnético se extiende desde la radiación de menor longitud de onda, rayos gamma, rayos X, pasando por la radiación ultravioleta, radiación visible (luz ordinaria), radiación infrarroja (IR), microondas, hasta las ondas electromagnéticas de mayor longitud de onda, como son las ondas de radio. 1088

esperanza valor esperado de una variable, $E(X) = \sum_x xp(x)$, $E(X) = \int xf(x)dx$ donde $p(x)$ es la distribución de probabilidad de la variable aleatoria X. 1088

estabilidad atmosférica respuesta de una una burbuja de aire cuando se le separa de una posición de equilibrio. Se dice que existe equilibrio estable en un punto, cuando, al aplicar un pequeño desplazamiento a una partícula de aire infinitesimal situada en dicho punto, aparecen fuerzas aplicadas a la partícula que tienden a devolverla a su estado inicial. Si existe inestabilidad significa que la partícula, una vez desplazada, tiende a alejarse cada vez más de su posición inicial. Si la partícula, una vez desplazada, se queda en la nueva posición, se dice que está en equilibrio neutro. 1088, 1101

eventos binarios fenómeno meteorológico que puede ocurrir o no ocurrir (sí/no, 1/0). E.g. ocurrencia o no de un tornado, llueve o no llueve, niebla o no niebla. Para cualquier variable meteorológica, la superación de un umbral define un evento binario. E.g. precipitación superior a 5 mm define el evento "llueve más de 5

mm o no". 230, 1088

expectation-maximization EM, algoritmo para estimar parámetros de un modelo con variables no observadas (llamadas también ocultas o latentes). El proceso es iterativo y combina el cálculo de una esperanza matemática de una probabilidad con los parámetros de la iteración anterior con la maximización de esos parámetros en la actual iteración. 1088

filtro de Kalman estimación del estado de un sistema o modelo buscando minimizar la incertidumbre de los parámetros de los que depende. Una media pesada da prioridad a señales con poca incertidumbre (más técnicamente, menor covarianza) frente a aquellas con mayor incertidumbre. El filtro de Kalman asume modelos lineales, pero hay extensiones que tratan con los casos no lineales. 587, 1088

FLOPS del inglés floating point operations per second, operaciones de coma flotante por segundo, es una medida del rendimiento de un ordenador, especialmente en supercomputación. Los ordenadores personales suelen operar a unos cuantos GFLOPS mientras que los más rápidos supercomputadores del planeta alcanzan varias decenas de PFLOPS. 156–159, 1088

flujo meridiano flujo de viento a gran escala orientado en dirección paralela a los meridianos, de manera que los vientos son de dirección norte-sur o viceversa. Se suelen dar en las áreas delantera y trasera de los anticiclones de bloqueo. 1088

flujo sinóptico flujo atmosférico de escala sinóptica. 667, 1088

flujo zonal flujo de viento que sigue aproximadamente la dirección de los paralelos terrestres en dirección oeste-este. 42, 43, 1088

FMA fenómeno meteorológico adverso. Se considera fenómeno meteorológico adverso a todo evento atmosférico capaz de producir, directa o indirectamente, daños a las personas o daños materiales de consideración. En sentido menos restringido, también puede considerarse como tal cualquier fenómeno meteorológico susceptible de alterar la actividad humana de forma significativa en un ámbito espacial determinado. En consecuencia pueden resultar adversas, por sí mismas, aquellas situaciones en las que algunas variables meteorológicas alcancen valores extremos. 636, 1088, 1090

forzamiento cualquier proceso que favorece la generación de corrientes ascendentes de aire. Así, se habla de forzamiento dinámico (producido por advecciones de vorticidad positiva), orográfico (al elevarse un flujo que remonta una barrera montañosa), por convergencia de vientos, etc. 1088

forzamiento climático agente ajeno al sistema climático que induce un cambio en el mismo. Son forzamientos externos las erupciones volcánicas, las variaciones en la actividad solar, los cambios antropogénicos de la composición de la atmósfera y los cambios de uso del suelo (deforestación). El forzamiento orbital es también un forzamiento externo, puesto que la insolación depende de la excentricidad de la órbita terrestre, de la inclinación del eje de rotación y de la precesión de los equinoccios. 1088

forzamiento radiativo cambio del flujo radiativo neto (descendente menos ascendente) en la tropopausa por efecto del cambio de un factor externo al sistema climático (por ejemplo, un cambio de la concentración de dióxido de carbono o de la energía emitida por el sol). Se expresa en vatios por metro cuadrado (W/m^2).Si el forzamiento radiativo es positivo, habrá un calentamiento y si el forzamiento es negativo habrá un enfriamiento del sistema climático. 1088

frente línea que marca la separación en superficie de dos masas de aire. Cuando una masa de aire frío avanza desplazando a una de aire más cálido se le denomina frente frío. En caso contrario se trata de un frente cálido. 1088

frontogénesis proceso de formación o de intensificación de un frente o una zona frontal. 1088

frontolisis proceso de debilitación o disipación de un frente. 1088

gases de efecto invernadero gases presentes en la atmósfera terrestre, responsables del llamado efecto invernadero. 146, 456, 457, 484, 487, 494, 495, 497, 498, 504, 507–510, 514, 519, 520, 1088, 1098, 1101

GCM global circulation model o modelo de circulación global o general. Modelo integrado en un dominio global, es decir, que cubre el planeta entero. 336, 484, 913, 1088, 1090, 1094

GEFS Global Ensemble Forecasting System, es el SPC, global, del United States National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Consta de 21 miembros, uno de control y 20 perturbados. Es espectral, T_L574L64 (unos 27 km) los primeros días día sde alcance y, hasta los 16, T_L382L64 (unos 35 km). 1088, 1090

GFS Global Forecasting System, modelo de predicción numérica del tiempo, determinista, global, del NCEP, integrado en el National Weather Service (NWS) de EE. UU.. Ofrece predicciones de numerosas variables atmosféricas y de suelo. Es espectral (T_L1534L_64) y su resolución horizontal aproximada es de unos 13 km (2018). 806, 1088, 1091

GHE green house effect, ver efecto invernadero. 1088, 1091

GHG green house gases, ver gases de efecto invernadero. 1088

GPU graphical processing unit, unidad de proceso gráfico, es un circuito integrado diseñado específicamente para manejar la memoria rápidamente para la creación de imágenes en una memoria intermedia (buffer) con el propósito final de mostrarlo en algún dispositivo con pantalla. Son , en esa línea, mucho más eficientes que las CPU convencionales. Se usan en PC, móviles, estaciones de trabajo y consolas de videojuegos. 207, 1088, 1091

gregal viento del nordeste, típico en las Islas Baleares, donde sopla frío y seco a causa de que viene del continente. Cuando hay borrasca sobre Argelia, este viento trae fuerte oleaje y mar de fondo, con acusado recorrido. 171, 664, 665, 1088

gregales vientos del nordeste, típicos en las Islas Baleares, donde soplan fríos y secos a causa de que vienen del continente. Cuando hay borrasca sobre Argelia, estos vientos traen fuerte oleaje y mar de fondo, con acusado recorrido. 664, 666, 1088

gridding técnica mediante la cual se procesan datos de una región, en general distribuídos irregularmente, creando una matriz o malla regular de datos que representen adecuadamente a los originales. 225, 321, 332, 1088, 1109

HARMONIE-AROME modelo de predicción numérica de mesoescala no hidrostático, fruto de la colaboración entre el consorcio HIRLAM y Météo France, que aporta el modelo ALADIN. Su resolución es de 2.5 km y su alcance predictivo es de 48 horas. 1088

hidrostático que cumple la hipótesis hidrostática, la atmósfera está en equilibrio hidrotático en la vertical, i. e. el gradiente de presión y la gravedad están equilibradas en cada punto, por lo que no hay aceleración vertical neta. Los modelos atmosféricos que consideran la atmósfera como tal, se denominan hidrostáticos. Esta hipótesis simplifica mucho los cálculos, y es útil para modelos de baja resolución. 1088, 1104

hiperparámetro parámetro variable que al modificarse cambia las configuraciones posibles de un mismo modelo. Tanto parámetro como hiperparámetro responden ante los datos, pero la diferencia entre los dos conceptos es que el parámetro no controla la configuración del modelo. 1088

HIRLAM HIgh Resolution Limited Area Model (Modelo de Área Limitada de Alta Resolución) es un programa internacional de investigación y desarrollo en el que participan 11 servicios meteorológicos europeos, entre ellos España, iniciado en 1985. El objetivo inicial de este programa es el desarrollo y mantenimiento de un sistema numérico de predicción a corto plazo con fines operativos, que ha veniso a ser el modelo HIRLAM y, ahora, la colaboración con ALADIN en el modelo HARMONIE-AROME y otros sistemas de predicción. Estos modelos son, en general, de uso operativo en AEMET. 5, 153, 908, 1088, 1091

HRW High Resolution Winds, producto satélite desarrollado dentro del proyecto NWCSAF de EUMETSAT, que estima la intensidad y dirección del viento basándose en el movimiento de las estructuras nubosas y de humedad detectadas desde satélite geoestacionario. 1088

humedad específica una de las medidas cuantitativas de humedad, definida por la masa de vapor de agua por unidad de masa de aire seco, en [g/kg] o en [g/g], en este último caso es adimensional. 1088

huracanes ciclones tropicales del hemisferio occidental. Su intensidad (viento sostenido de al menos 119 km/h) es superior a la de las depresiones tropicales y las tormentas tropicales. En el hemisferio oriental se llaman tifones. 1088, 1099, 1109

huracán ciclón tropical del hemisferio occidental. Su intensidad es superior a la de la depresión tropical y la tormenta tropical. En el hemisferio oriental se llaman tifones. 1088

impacto efecto producido por un determinado fenómeno meteorológico adverso sobre las personas, los bienes materiales o las actividades humanas. 1088

inestabilidad atmosférica perfil vertical del aire favorable a los movimientos ascendentes, de manera que se pueden formar nubes convectivas. Ver también estabilidad atmosférica. 1088

inestabilidad condicional se dice que una capa de aire es condicionalmente inestable cuando su gradiente

vertical de temperatura es menor que el adiabático seco (9.8 K/km) y mayor que el adiabático-húmedo (pseudoadiabático). Así, una burbuja de aire a la temperatura del ambiente es inestable para movimientos verticales ascendentes si está saturada, inestable para movimientos verticales descendentes si está saturada y contiene agua de nube, pero estable para todos los desplazamientos verticales pequeños si no está saturada. 1088

inestabilidad convectiva la estabilidad vertical de la atmósfera tiene que ver con su resistencia a los movimientos verticales. La inestabilidad convectiva está asociada a la convección. 1088

inestabilidad potencial una capa de aire no saturado con un gradiente de temperatura potencial del termómetro húmedo, o temperatura potencial equivalente, que decrece con la altura se dice que es potencialmente inestable. Si la capa es elevada hasta su saturación, se volverá inestable, es decir, su gradiente vertical de temperatura será superior al saturado, independientemente de su estratificación inicial. 1088

inferencia ver aprendizaje. 1088

interpolación óptima dentro de la asimilación de datos, proceso usado para interpolar los datos de observación en localizaciones irregulares, para distribuirlos en una malla uniforme, basado en una estimación lineal de mínimos cuadrados. 1088

inversión térmica capa de la atmósfera en la cual la temperatura asciende con la altura. Las inversiones por irradiación se forman en las capas más bajas de la atmósfera por enfriamiento del aire en contacto con la superficie durante las horas nocturnas. Las inversiones de subsidencia se forman en áreas anticiclónicas por descensos de aire a gran escala. 1088

isobara en un mapa meteorológico, línea que une puntos con el mismo valor de presión. Normalmente, en los mapas de superficie, se trazan las isobaras de presión reducida al nivel del mar. Las isobaras se suelen representar en intervalos de 1 a 4 milibares o hectopascales, según el nivel de detalle de la configuración meteorológica que se quiera representar. 1088

isocero o *isoterma de cero*, altitud en la atmósfera a la que la temperatura es de 0 Â°C. 702, 1088

isohipsa en un mapa meteorológico, línea que une puntos situados a igual altura con el mismo valor de altura geopotencial. 1088, 1102

isohipsas ver isohipsa. 41, 42, 1088

isoterma en un mapa meteorológico, línea que une puntos con el mismo valor de temperatura del aire. 1088

jet streak ver corrientes en chorro. Máximo en las isotacas (líneas que indican zonas con igual velocidad del viento) que a menudo se observa a lo largo de los chorros. 1088

jet stream ver corrientes en chorro. 1088

kt abreviatura de *knots*, nudos en inglés, o millas marinas por hora, unidad de velocidad equivalente a 152/h. 1088, 1104

LAM limited area model o modelo de área limitada. Modelo integrado en un dominio que no es global, sino que cubre una fracción del planeta. También llamados regional circulation models (RCM). 139, 183, 336, 888, 906, 1088, 1091, 1098

lebeche (o garbino) viento del suroeste, típico en el área de Levante y sureste de España. Procedente del desierto del Sáhara, puede portar arena y polvo en suspensión. 1088

levante viento del este en el litoral mediterráneo de España y, en general, en todo el mediterráneo occidental. 665, 787, 1088, 1102

levantes ver levante. 664, 1088

LI Lifted Index [212], es un índice de inestabilidad atmosférica. Es la diferencia entre la temperatura ambiente $T_e(p)$ y la temperatura de una burbuja de aire ascendida adiabáticamente $T_p(p)$ en un nivel de presión p de la troposfera, usualmente 500 hPa. Si LI es positivo, hay estabilidad en el nivel y, si es negativo, inestabilidad. 857, 1088

LLJ Low level jet (chorro de niveles bajos), máximo relativo de viento frecuentemente observado cerca de la superficie terrestre, en el interior de la capa límite atmosférica. Se produce típicamente en horas nocturnas y condiciones de estabilidad térmica. 697, 766, 1088, 1091

LR *Logistic Regression*, problema estadístico de clasificación de valores por debajo o por encima de un umbral. 1088

línea de turbonada tipo de sistemas convectivos de mesoescala (SCM). Es un conjunto organizado de tormentas que avanzan adoptando una disposición aproximadamente lineal. Suelen provocar fenómenos severos, como granizo grueso, rachas de viento fuertes o precipitaciones intensas. 1088, 1103

líneas de turbonada ver línea de turbonada. 38, 45, 343, 1088

malla también denominada *rejilla* o *grid*, es una disposición regular en el espacio físico del dominio de algunos modelos numéricos (aquellos que operan en malla), donde se realizan los cálculos corrspondientes. Las hay de distintos tipos: regular latitud-longitud, rotada latitud-longitud, etc. 1088

masa de aire extenso volumen de aire que horizontalmente presenta características bastante homogéneas (como la temperatura y la humedad) y claramente diferente de las otras masas de aire que lo rodean. Los frentes separan las diferentes masas de aire. 1088

media móvil moving average o running mean, en inglés, es una técnica estadística para analizar una serie de datos, haciendo promedios por tramos, normalmente para filtrar señales de alta frecuencia. En la serie filtrada cada dato es el promedio de un subconjunto de los datos originales. Como ejemplo, si tenemos una serie de temperatura diaria en una estación, haciendo la media móvil de 30 días sustituímos cada dato por el promedio de los 30 días circundantes al día en cuestión: la serie flitrada tiene también 365 datos, pero cada uno no es la temperatura diaria, sino un promedio desde 15 días antes hasta 15 días después, aproximadamente. la serie filtrada tiene menos ruido, pues las variabilidades de alta frecuencia se han eliminado. 223, 1088

medicanes término referido a los *mediterranean hurricanes* [179], tipo de ciclón distinto a las depresiones frontales, pequeño pero muy intenso, que comparte algunas similitudes con los ciclones tropicales. Se forman sobre el mar y para su desarrollo adquieren la energía a partir de los flujos superficiales de calor sensible y latente y de la liberación de calor latente de las nubes convectivas. 1088

memoria compartida en supercomputación, los sistemas de memoria compartida permiten mantener registros en un área común a varias unidades de procesamiento. En esta memoria se puede trabajar en paralelo utilizando hilos de procesamiento. 156, 157, 1088

memoria distribuida en supercomputación, los sistemas de memoria distribuida no permiten mantener registros en un área común de memoria a varias unidades de procesamiento. En esta memoria se puede trabajar en paralelo utilizando software de paso de mensajes. 157, 1088

memoria híbrida en supercomputación, los sistemas híbridos son actualmente los mayoritarios teniendo capacidad de funcionar en paralelo conjuntamente como sistemas de memoria distribuida (paso de mensajes) y sistemas de memoria compartida (hilos). 1088

meridional en el globo terráqueo (o cualquier globo en general), dirección a lo largo de un círculo longitudinal (o meridiano). Complementario a zonal. 1088, 1111

mesoalta estructura de altas presiones de dimensiones mesoescalares, en cierto sentido un mini-anticiclón. Ver, como ejemplo, dipolo orográfico. 820, 1088, 1097

mesobaja estructura de bajas presiones de dimensiones mesoescalares, en cierto sentido una mini-borrasca. Ver, como ejemplo, dipolo orográfico. 820, 1088, 1097

mesociclón vórtice atmosférico mesoescalar o microescalar de 2-10 km de diámetro, dentro de una tormenta convectiva. Normalmente son ciclónicos, rotan como las borrascas de cada hemisferio. Pueden generar fuertes vientos en superficie fuertes y granizo. Suelen ir asociados a una supercélula y pueden generar tornados. 1088

mesoescala se engloban dentro de esta escala los movimientos atmosféricos con escalas espaciales desde varios centenares de metros hasta algunos centenares de kilómetros, y escalas temporales a partir de un minuto y hasta alrededor de un día, es decir por debajo de la escala sinóptica. 38, 41, 45, 668, 1088

METAR formato estándar Organización de Aviación Civil Internacional (OACI) para informes meteorológicos aeronáuticos, informes usados por pilotos en planificación de vuelo. 209, 1088, 1091

microescala se engloban dentro de esta escala los movimientos atmosféricos con escalas espaciales inferiores al kilómetro, generalmente inferiores al centenar de metros y escalas temporales inferiores a los minutos, es decir por debajo de la mesoescala. En esta escala están los cumulonimbos aislados, las nubes lenticulares, los tornados y trombas marinas, los mares de nubes o las nieblas locales, ya sean marítimas o en zonas de interior. 38, 41, 48, 49, 1088

MIMIC producto satélite que hace estimaciones de agua precipitable total en la columna (TPW) a partir de datos en frecuencias microondas tomados desde satélites polares. 1088

modelo conceptual descripción fundamentalmente cualitativa de un fenómeno atmosférico, que define sus componentes características y establece un ciclo de vida del fenómeno, identificando los procesos físicos que lo regulan e incluyendo con frecuencia orientaciones sobre su diagnóstico y evolución. 1088

modelos de aprendizaje automático (AA) ver AA. 1088

modo Doppler opción de operación de un radar meteorológico mediante la que es posible determinar la velocidad de los objetos a los que dirige su haz. Permite revelar algunas características importantes de los sistemas analizados (convergencias y divergencias, rotación, etc). 1088

MOS *Model Output Statistics*, es un sistema de posproceso estadístico que utiliza observaciones, datos climáticos y el propio modelo sin posprocesar como predictores para corregir o mejorar determinados predictandos. El posproceso estadístico puede ser desde una simple relación lineal hasta algoritmos más sofisticados como kernels gaussianos o redes neuronales. 1088, 1091

MSG Meteosat Second Generation, Meteosat Segunda Generación, satélite geostacionario (36 000 km sobre el ecuador) que proporciona imágenes del disco terrestre completo y datos para predicción del tiempo. Meteosat-8 (lanzado en 2002), 9 (2005) y 10 (2012) cubren de diferentes modos Europa, África y el Océano Índico. Meteosat-11 (2015) está en órbita por si fuera necesario. 1088, 1091

MSLP Mean Sea Level Pressure, presión reducida al nivel medio del mar, mediante un cálculo sencillo suponiendo una transformación adiabática. Las presiones medidas en superficie en diferentes lugares (y, por ende, diferentes altitudes) se reducen al nivel del mar para poder ser utilizadas en un mapa común. 229, 830, 1088, 1091

mínimos cuadrados algoritmo que minimiza una función de coste o error consistente en el cuadrado de la desviación del dato observado y su predicción. 1088

NHC National Hurricane Center, Centro Nacional (EE. UU.) de Huracanes, situado en Miami, Florida. Dentro de National Centers for Environmental Prediction (NCEP). Su misión es salvar vidas, mitigar pérdidas materiales y mejorar la eficiencia económica con predicciones de fenómenos tropicales, en general adversos. 728, 1088, 1091

niebla de advección niebla formada por desplazamiento de aire húmedo y cálido sobre una extensa superficie de agua notablemente más fría. Se suelen formar en primavera. 1088

niebla de irradiación niebla formada durante las horas nocturnas, cuando el enfriamiento por irradiación de la superficie terrestre se transmite al aire en contacto con ella, provocando su saturación. 1088

nieblas de advección nieblas formadas por desplazamiento de aire húmedo y cálido sobre una extensa superficie de agua notablemente más fría. Se suelen formar en primavera. 45, 49, 1088

nieblas de irradiación nieblas formadas durante las horas nocturnas, cuando el enfriamiento por irradiación de la superficie terrestre se transmite al aire en contacto con ella, provocando su saturación. 45, 1088

no hidrostático normalmente, modelo de predicción numérica en el que no se cumple la hipótesis hidrostática (ver hidrostático), por lo que se tienen en cuenta las aceleraciones verticales. Los modelos de mesoescala o de alta resolución suelen ser no hidrostáticos. Estos modelos resuelven "explícitamente" la convección, es decir, las ecuaciones básicas del modelo permiten el desarrollo de nubes convectivas. 177, 1088, 1101

nowcasting término anglosajón que hace referencia a la predicción meteorológica para las inmediatas horas. 1088

nubes orográficas nubes formadas por influencia de la orografía, como las nubes lenticulares o en bandera. 1088

nudo (kt) medida de velocidad utilizada tanto para navegación marítima como aérea o en meteorología, equivalente a 152/h. Aunque el símbolo acordado por la Organización Internacional de Normalización (ISO) es kn, que proviene de knot (nudo, en inglés), en este libro matenemos el tradicional kt. 1088

ondas de montaña ondulaciones en el flujo del aire a sotavento de las cadenas montañosas. En ocasiones forman nubes orográficas de tipo lenticular. 45, 46, 1088

PBL planetary boundary layer o capa límite planetaria. En dinámica de fluidos, capa límite es la zona donde el movimiento de un fluido es perturbado por la presencia de un sólido en contacto. La capa límite planetaria

(CLP) es la capa inferior de la troposfera, en la que la influencia de la superficie del planeta es considerable. Su espesor varía rápidamente en tiempo y en espacio, pasando de varios cientos de metros a unos pocos kilómetros, con variaciones diurnas y también estacionales. 268, 343, 369, 1088, 1091, 1096

PDF probability density function, función de distribución de probabilidad, probabilidad de un intervalo de valores continuos. Para variables discretas sería una función de probabilidad de masa y se aplica punto por punto. 1088, 1091, 1095

perceptrón el primer prototipo de red neuronal, consistente en una unidad o neurona artificial que recibe un conjunto de señales, las aglutina mediante algún sistema de pesos estadísticos y produce una determinada salida. Los pesos estadísticos son corregidos mediante un proceso iterativo, ajustándolos cada vez más a la función que se quiere aprender o inferir. 1088

Perfect prog del inglés *Perfect Prognosis*, es un sistema de posproceso estadístico que utiliza observaciones y datos climáticos como predictores para corregir o mejorar determinados predictandos. El posproceso estadístico puede ser desde una simple relación lineal hasta algoritmos más sofisticados como kernels gaussianos o redes neuronales. 1088

periodo de pico es el periodo del grupo de ondas con más energía y se denota T_p. Cuanto más regular es el oleaje más se parece T_p a T_m, aunque normalmente es $T_p > T_m$. 1088

periodo medio periodo medio de todas las ondas u olas que constituyen el oleaje y se suele denotar con las siglas T_m. 1088

poniente viento del oeste, típico en la Comunidad Valenciana con el nombre *ponent*. 1088

posproceso proceso realizado sobre las salidas de un modelo numérico con diversos fines: puede tratarse de una mejora de las predicciones mediante técnicas estadísticas, puede ser la inclusión de parámetros adicionales no proporcionados por el modelo en sí, puede ser una preparación especial para alguna representación particular, etc. 1088

PPI acrónimo de Plan Position Indicator. Este producto representa la proyección sobre la horizontal de un barrido radar realizado al girar la antena en azimut 360° mientras se mantiene fijo el ángulo de elevación de la antena. Puede haber PPI de los siguientes tipos de datos: reflectividad corregida, reflectividad sin corregir, viento radial y turbulencia. 112–116, 1088

predicción estadística cualquier técnica que utilice bases de datos de situaciones anteriores para predecir o ayudar a predecir un conjunto de variables o predictandos. Normalmente se busca minimizar una función de coste que penaliza lo que la predicción se aleja de la observación. Esta función de coste suele ser (aunque no siempre) el error cuadrático medio. 1088

predictando en métodos estadísticos de predicción, variable predicha o corregida por una o varias variables. Viene a ser la variable dependiente en una recta de regresión. 202, 1088

predictor en métodos estadísticos de predicción, variable que se utiliza para predecir o corregir otra variable. Viene a ser la variable independiente en una recta de regresión. 202, 1088

preproceso proceso previo a la integración de un modelo numérico, necesario para que éste reciba los datos de forma adecuada, lo que normalmente implica homogeneizar formatos, coordenadas horizontales y/o verticales, cálculo previo de parámetros, etc. 1088

PRF corresponde a las siglas en inglés de Frecuencia de Repetición de Pulsos, es el número de pulsos que el radar emite por segundo. El valor de la PRF condiciona la distancia máxima de operación del radar y la máxima velocidad no ambigua de los blancos en los radares Doppler. Los radares pueden operar con PRF simple o con PRF dual. En este último caso se emiten tandas sucesivas de pulsos a una y otra PRF, lo cual se utiliza para eliminar ecos de segunda generación y para ampliar el valor de la máxima velocidad no ambigua. 1088

procesadores escalares cada instrucción de un procesador escalar opera sobre un dato cada vez. 157, 1088

procesadores vectoriales una sola instrucción opera simultáneamente sobre un conjunto de datos. 157, 158, 1088

propagación anómala (de la señal radar) cuando la estratificación de la atmósfera se aleja de la considerada media o *standard* sucede que la trayectoria del haz radar se desvía respecto a la que seguiría normalmente, que viene dada por el modelo de los cuatro tercios, se dice entonces que hay condiciones de propagación anómala. Un caso típico de propagación anómala se da cuando el haz radar atraviesa una capa de inversión, dando lugar a que el haz radar se curve hacia abajo pudiendo llegar a tocar tierra o mar. En este último caso,

en presencia de oleaje, pueden aparecer ecos importantes sobre amplias zonas marinas. En los radares Doppler los ecos de tierra debido a propagación anómala serían eliminados automáticamente. 112, 1088

proxies ver proxy. 1088

proxy dato o datos proxy, también llamado *indicador climático indirecto* o *indicador paleoclimático* es un registro cuya interpretación, basada en principios físicos y biofísicos, permite inferir un conjunto de variaciones relacionadas con el clima en tiempos pasados o paleoclima. E. g. análisis del polen, registros de anillos arbóreos, espeleotemas, características de los corales, ciertos datos obtenidos de sedimentos marinos y núcleos de hielo. Se pueden calibrar de modo que ofrezcan información climática cuantitativa, e. g. suelen usarse variaciones isotópicas en muestras de hielo para inferir cambios de temperatura, variaciones del isótopo Be_10 para inferir irradiaciones solares, el ancho de los anillos de los árboles para inferir cambios en precipitaciones y temperaturas, o cambios en los isótopos de los corales que nos proporcionan información acerca de la temperatura del agua del mar. También se usan pólenes fósiles para inferir tipos de plantas y, de ahí, climas de distintas épocas. 508, 509, 1088, 1105

punto de rocío la temperatura de rocío o punto de rocío es la temperatura más baja a la que empieza a condensarse del vapor de agua contenido en el aire, produciendo rocío, neblina, nube o, si la temperatura es suficientemente baja, escarcha. 900, 1088

radar radio detection and ranging, sistema de teledetección activa que usa ondas de radio para determinar la distancia, ángulo o velocidad ed los objetos. Los hay que detectan aviones, barcos, etc. y los hay que detectan estructuras meteorológicas y terreno. Al ser teledetección activa, el sistema emite pulsos que se reflejan en los objetos y vuelven al sistema. 1088, 1091

radar meteorológico instrumento de teledetección utilizado para detectar precipitación y determinar su intensidad, su distribución espacial y su movimiento, basado en la técnica radar (del inglés radio detection and ranging). 1088

radomo en general, un radomo es un recubrimiento protector de una antena sin alterar sus propiedades electromagnéticas, transparente a las ondas de radio. En los radares meteorológicos, radomo es el recubrimiento con forma de esfera o poliedro, truncado por la base, que sirve de protección a la unidad de antena del radar frente a pájaros, insectos, polvo, lluvia, hielo, etc. Suele estar fabricado en fibra de vidrio y se fija sobre la plataforma metálica, situada en la parte superior de la torre, que sirve de base al pedestal de la antena. 109, 1088

RCM regional circulation model o modelo de circulación regional. Modelo integrado en un dominio que no es global, sino que cubre una fracción del planeta. También llamados limited area model (LAM). 183, 336, 1088, 1091, 1094

reanálisis procedimiento mediante el cual, usando el sistema de asimilación de un modelo numérico, se realizan simulaciones de la atmósfera de tiempos pasados, para reconstruir estimaciones del tiempo y el clima de un periodo determinado, típicamente unas cuantas décadas o más, cubriendo el planeta desde la superficie hasta bien entrada la estratosfera. Ejemplos: ERA-40, ERA-Interim. 417, 463, 465, 467, 485, 509, 517, 680, 689–691, 696, 697, 1088

red neuronal (NN) algoritmo estadístico proveniente del campo de la inteligencia artificial consistente en un conjunto de unidades que simulan el comportamiento de una neurona en un cerebro. Las neuronas se organizan por niveles jerárquicamente, con los niveles más altos aprendiendo o infiriendo patrones más abstractos y genéricos que los niveles previos. Las redes neuronales son algoritmos muy potentes y consiguen grandes resultados, aunque la cantidad de hiperparámetros de los que dependen hacen que su proceso de aprendizaje o entrenamiento sea bastante sutil. 1088, 1106

red neuronal con recurrencia red neuronal que contiene loops o ciclos internos, de modo tal que las señales aprendidas anteriormente vuelven a entrar en el proceso de inferencia o aprendizaje. Son especialmente útiles en traducción. 1088

red neuronal convolucionada red neuronal aplicada a imágenes en la que uno o varios niveles analizan el conjunto de datos por sectores, buscando patrones específicos y máximos de señal, aprovechando para ello las propiedades de invariancia traslacional que tiene una imagen cualquiera. Este análisis recuerda al funcionamiento de la aplicación matemática conocida como convolución. 1088

redes neuronales (NN) ver red neuronal. 1088

reflectividad es la forma habitual de referirse al factor de reflectividad, Z, de la ecuación del radar. Cuando el radar explora una región de la atmósfera en la que se está produciendo precipitación, la reflectividad se define como el sumatorio de los diámetros elevados a la sexta potencia de las gotas presentes en la unidad de volumen. La reflectividad es la magnitud con mayor contenido físico que se puede extraer, objetivamente, de la región explorada por el radar. En unidades lineales la reflectividad se suele expresar en mm^6/m^3 , por ser la unidad más intuitiva. En las imágenes radar la reflectividad viene expresada en unidades decibélicas, dBZ. En la práctica, la reflectividad es un parámetro físico que mide la eficiencia de un objeto (las gotas de agua o gotitas de nube en el caso de los radares meteorológicos) al interceptar y retornar los impulsos de ondas de radio emitidos por un radar. Está relacionada con las propiedades físicas de las gotas de agua y gotitas de nube. A mayor de tamaño de las gotas, mayor reflectividad. 110–112, 114–118, 849, 1088, 1097

regresión ajuste de unos datos a una curva, estimando los mejores valores para los parámetros de dicha curva. 1088

relaciones Z/R ver relación Z/R. 110, 117, 1088

relación Z/R Dado que la reflectividad calculada por el radar está muy condicionada por el tamaño de las gotas de precipitación, no podemos establecer una relación biunívoca general entre reflectividad e intensidad de precipitación. Por ello, para estimar la intensidad de precipitación a partir de la reflectividad recurrimos a las denominadas *relaciones Z/R* que son expresiones matemáticas obtenidas empíricamente para un determinado tipo de precipitación. La más utilizada es la denominada de Marshall-Palmer, especialmente indicada para precipitación de tipo lluvia, que tiene la forma $Z = 200\ R^{1,6}$, donde la intensidad de precipitación, R, viene dada en mm/h y la reflectividad, Z, en mm^6/m^3. 110, 113, 117, 1088, 1107

reventones cálidos ver reventón cálido. 897, 1088

reventón cálido raro fenómeno atmosférico con viento racheado, rápido ascenso de temperatura y descenso de la humedad. Típicamente nocturnos y asociados a células tormentosas en declive. 1088, 1107

risagas llamadas *Rissagas* en Baleares, *Mareas del Pino* en Canarias y, también, meteotsunami, son variaciones costeras muy fuertes de la pleamar, por causas meteorológicas como los fuertes vientos, aire cálido en niveles bajos y débil o moderado en superficie, a veces pueden producir destrozos o inundaciones. Las oscilaciones dle nivel del mar son típicamente de 60-120 cm, aunque ocasionalmente han llegado a varios metros. 576, 637, 1088

RNN red neuronal con recurrencia (recurrent neural network), es un tipo de red neuronal donde las conexiones entre unidades forman un grafo dirigido a lo largo de una secuencia, lo que le permite mostrar comportamiento dinámico temporal para una secuencia de tiempo. Al contrario que las de prealimentación (feedforward), las recurrentes pueden usar su memoria para procesar secuencias de entrada, por lo que pueden aplicarseen tareas como reconocimiento de escritura o de voz. 1088

satélite meteorológico tipo de satélite artificial que se utiliza principalmente para la detección y seguimiento de la nubosidad, así como para concretar su tipo. Para ello disponen de diferentes sensores para captar la radiación reflejada o emitida por la superficie terrestre, la atmósfera y las nubes. También son útiles para detectar estructuras meteorológicas como dorsales, vaguadas o corrientes en chorro. Asimismo, permiten recoger información relacionada con el medio ambiente, como detección de incendios forestales o tipo de vegetación. Los satélites pueden seguir una órbita polar, de manera que giran alrededor del planeta pasando sobre los polos, o geoestacionaria, permaneciendo sobre un mismo punto en el ecuador del planeta. 1088

SCM sistemas convectivos de mesoescala, grupos organizados de tormentas que producen un área de precipitaciones que cubre 100 km o más al menos en una dirección. Comienzan siendo torres convectivas, crecen en escala creando una circulación vertical convectiva-estratiforme acoplada y, finalmente, terminan su ciclo de vida como una mera región de lluvias estratiformes. Pueden clasificarse según las condiciones ambientales de cizalladura del viento. 38, 343, 547, 675, 1088, 1092, 1095

seclusiones ver seclusión. 561, 1088

seclusión etapa breve y poco frecuente en la evolución de una depresión que tiene lugar antes de la oclusión. Consiste en la unión del frente cálido y del frente frío, a cierta distancia del centro de la depresión, dejando una masa de aire cálido aislada y rodeada totalmente por aire más frío. 1088, 1107

SMO Sistema Mundial de Observación (Global Observing System, GOS), sistema de la Organización Meteoro-

lógica Mundial (OMM) constituido por los elementos y acuerdos para realizar observaciones meteorológicas, climatológicas y otras observaciones medioambientales asociadas, desde estaciones en tierra y mar, aeronaves, satélites y otras plataformas. Está compuesto por una multitud de sistemas de observación independientes que pertenecen a una serie de organismos nacionales e internacionales con financiación, directrices, prioridades y sistemas de gestión propios. Sin embargo, las prioridades básicas y los métodos de comunicación se adoptan de manera casi universal, haciendo posible que, mediante la combinación del SMO y del SMT, cada día miles de millones de observaciones se recopilen e intercambien en tiempo real entre los estados miembros de la OMM y otros socios. 1088, 1092

SMT Sistema Mundial de Telecomunicaciones (Global Telecommunication System ,GTS), sistema de la OMM constituido por redes integradas de elementos y servicios de telecomunicaciones para la recolección rápida y fiable de datos de observación e información meteorológica procesada entre los estados miembros. Las funciones del SMT consisten en facilitar el tránsito de datos y de productos del proceso de datos, a fin de atender a las necesidades de los Centros Meteorológicos Mundiales (CMM), los Centros Meteorológicos Regionales Especializados (CMRE) y los Centros Meteorológicos Nacionales (CMN),en el marco de la Vigilancia Meteorológica Mundial (VMM). 1088, 1108

sobreajuste overfitting, cuando un modelo se limita a memorizar los datos del aprendizaje y es incapaz de generalizar a otras situaciones en base a esos datos. 1088

sobrepredicción predecir valores por encima de los observados. 1088

SOCIB Sistema de Observación Costero y de Predicción en las Islas Baleares, una red de infraestructuras abiertas a la colaboración internacional. Es un sistema integrado, distribuido y multi-plataforma que proporciona un flujo de datos oceanográficos, servicios de simulación numérica y nuevas tecnologías para apoyar la oceanografía operacional en el marco Europeo e internacional, contribuyendo a las necesidades de la investigación marina y costera en un contexto de cambio climático y cambio global (http://www.socib.eu). 808, 1088, 1092

sondeo meteorológico representación gráfica del perfil vertical del aire que muestra la evolución de sus propiedades (temperatura, humedad, viento, etc.) desde la superficie hasta las capas altas de la atmósfera. Se obtienen mediante el lanzamiento de globos equipados con sensores meteorológicos (radiosondeos) o mediante datos extraídos de modelos numéricos (sondeos previstos). Se utilizan algunos índices, llamados de inestabilidad, para valorar su intensidad. Los más comunes son el CAPE, el LI, el TT y el índice K. 761, 1088

submalla, procesos los procesos submalla son aquellos procesos cuya estructura espacial es menor que el tamaño de la celda de malla del modelo atmosférico, por lo que no pueden ser resueltos por la dinámica y deben tartarse aparte, mediante las llamadas parametrizaciones físicas. 1088

subpredicción predecir valores por debajo de los observados. 1088

subsidencia movimiento descendente de una masa de aire. En áreas anticiclónicas suelen presentarse subsidencias a gran escala que pueden generar inversiones térmicas llamadas de subsidencia debido al calentamiento por compresión adiabática. 148, 1088

supercélula estructura nubosa de origen convectivo formada por una intensa corriente ascendente en rotación asociada a un mesociclón o a un mesoanticiclón. 45, 1088, 1103

SVR vectores de soporte para regresión. En AA, los SVR son un tipo de las llamadas máquinas de soporte vectorial (support vector machines, SVM) que, en general, son modelos de aprendizaje supervisado con algoritmos de aprendizaje asociados que analizan datos. Se usan para problemas de clasificación y análisis de regresión. 1088, 1092

SYNOP observaciones sinópticas en superficie, con un código numérico (FM-12 OMM). Se refiere a observaciones meteorológicas hechas por estaciones meteorológicas en superficie que cumplen unos ciertos estándares OMM y, tradicionalmente, el teÅmino SYNOP se refiere también a los datos correspondientes. 232, 328, 681, 760, 888, 1088, 1092, 1097

teleconexiones ver teleconexión. 223, 469, 474, 489, 491, 1088

teleconexión relación estadística entre las variables climáticas en lugares geográficos muy distantes entre sí. Las teleconexiones están causadas por fenómenos con gran estructur espacial, tales como los modos acoplados, a la escala de una cuenca, de la variabilidad océano-atmósfera, los trenes de ondas de Rossby,

las corrientes de latitudes medias, las trayectorias de las depresiones de latitudes medias, etc. 1088, 1108

teledetección conjunto de sistemas aplicados a la detección y estudio a distancia de fenómenos atmosféricos, como los satélites y radares meteorológicos. 1088

TEMP observaciones de presión, temperatura, humedad y viento tomadas por ejemplo por un globo sonda meteorológico en diversos niveles verticales de la atmósfera, con un código numérico asociado (FM-35 OMM). 328, 681, 1088

temperatura de brillo temperatura, según la ley de Planck, asociada a la radiación de una longitud de onda o frecuencia dadas. 1088

temperatura de disparo temperatura a la que se debe calentar el aire en superficie, generalmente por el calentamiento diurno, para iniciar la formación de nubes convectivas. 1088

temperatura de rocío temperatura a la que empieza a condensarse el vapor de agua contenido en el aire (saturación), produciendo rocío, neblina, nubes o, si la temperatura es lo suficientemente baja, escarcha. La saturación se produce por un aumento de humedad relativa a temperatura constante, o bien por un descenso de temperatura con humedad relativa constante. 1088

termoclina capa del océano en la que el gradiente vertical de temperatura es máximo, situada entre la franja superficial del océano y la región abisal. En las regiones subtropicales, suele provenir de aguas superficiales de latitudes más altas que han experimentado un proceso de subducción y han sido empujadas hacia el ecuador. En latitudes altas no siempre hay termoclinas y en tales casos se consideran las haloclinas, que son las capas en que el gradiente vertical de salinidad es máximo. 490, 1088

THORPEX The Observing System Research and Predictability Experiment, experimento de investigación de sistemas de observación y predecibilidad, programa de 10 años con el fin de mejorar la exactitud de las predicciones de alto impacto desde 1 día hasta 2 semanas vista, para beneficio social, económico y ambiental. 368, 1088, 1092, 1109

tifones ciclones tropicales del hemisferio oriental. Ver huracanes. 1088, 1099

TIGGE THORPEX Interactive Grand Global Ensemble, gran ensemble global interactivo de The Observing System Research and Predictability Experiment (THORPEX). Terminado THORPEX, se denomina simlemente The International Grand Global Ensemble. El proyecto TIGGE hace disponibles datos de modelos y ensembles globales para investigación y desarrollo. 294, 1088, 1092, 1109

tigge-lam extensión del proyecto The (Thorpex) International Grand Global Ensemble (TIGGE) para modelos de área limitada o LAM. 1088

tornado remolino de aire ascendente asociado a un cumulonimbo en situación de acusada inestabilidad atmosférica. Se trata de un fenómeno severo donde el viento alcanza valores muy elevados que determinan su catalogación según la escala de Fujita. Los tornados suelen ser de corta duración y diámetro reducido. 38, 48, 51, 1088, 1103

tramontana viento frío y turbulento del noreste o norte, típico sobre Cataluña, las Islas Baleares y la Comunidad Valenciana. Resulta de la acelración por efecto Venturi en la canalización entre los Pirineos y el suroeste del Macizo Central de los Alpes. Puede durar varios días con vientos persistentes y rachas de más de 200 km/h. 45, 46, 1088

tromba marina remolino de aire ascendente asociado a la base de un cúmulo convectivo formado sobre el mar. 1088, 1109

trombas marinas ver tromba marina. 48, 51, 1088, 1103

tropopausa límite entre la troposfera y la estratosfera. Ver troposfera. 1088

troposfera capa inferior de la atmósfera donde se producen la mayoría de los fenómenos meteorológicos. Su límite superior viene definido por la tropopausa, que se sitúa entre los 8 y los 16 km de altura. En la troposfera en general la temperatura desciende con la altura un promedio de 0,65 °C por cada 100 m. 1088, 1109

turbulencia en dinámica de fluidos, el flujo turbulento, en oposición al flujo laminar, se carcateriza por baja difusión de momento, alta convección y grandes de presión y velocidad en el espacio y el tiempo. En meteorología, la turbulencia se aprecia como agitación de la atmósfera en una capa, con cizalladura asociada y puede tener orígen mecánico, convectivo o frontal. Ejemplos: estelas turbulentas de los aviones, turbulencia en aire claro, turbulencia en las ondas de montaña. 111, 112, 1088, 1096, 1097, 1105

upscaling ver gridding, técnica mediante la que se aumenta de escala un conjunto de datos. Por ejemplo, los datos de un modelo atmosférico en una malla de resolución X pueden procesarse mediante upscaling para pasar a una malla de resolución 2X o 3X. También pueden tomarse datos observados, a veces distribuídos irregularmente en el espacio y, mediante upscaling, crear una malla regular de resolución determinada cuyos datos representen adecuadamente a las observaciones. Este último uso es útil para comparar observaciones con predicciones en el espacio de las predicciones (su malla). 225, 226, 332, 1088

UTC Coordinated Universal Time o Tiempo Universal Coordinado, también llamado hora Zulú (hora Z) y hora del meridiano de Greenwich (Greenwich Meridian Time, GMT). 1088

vaguada concepto opuesto al de dorsal. En las vaguadas en altura las isohipsas se disponen en forma de V. En las áreas afectadas por las vaguadas suele haber inestabilidad atmosférica y frentes, más frecuentemente en su parte delantera. 38, 41, 42, 1088, 1110

vaguadas ver vaguada. 666, 828, 1088

validación cruzada cross-validation, procedimiento para medir la calidad de una regresión. Se divide en N partes un conjunto de datos y se utilizan N - 1 partes para el aprendizaje y la parte restante para evaluar. Se repite este procedimiento hasta que la parte de evaluación visite las N partes. Se toma la media y la desviación estándar. 1088

viento del gradiente aproximación simplificada del viento real, con equilibrio entre el gradiente de presión, la aceleración de Coriolis y la aceleración centrípeta (en el viento geostrófico esta última se desprecia), despreciando la fuerza de rozamiento. Por encima de la capa límite planetaria, el viento es aproximadamente del gradiente aún cuando las isobaras no sean rectas. 1088

viento geostrófico aproximación simplificada del viento real, con equilibrio entre la aceleración de Coriolis y la aceleración generada por el gradiente de presión, despreciando la aceleración centrípeta y la fuerza de rozamiento. Es un viento paralelo a las isobaras. Por encima de la capa límite planetaria, el viento es aproximadamente geostrófico si las isobaras son relativamente rectas. 84, 1088

viento radial en los radares Doppler el dato de viento radial se refiere a la componente radial de la velocidad de los blancos detectados por el radar. En las imágenes PPI de viento radial se utiliza tradicionalmente una paleta de color que asigna colores cálidos (rojos, naranjas, amarillos, etc.) para representar valores positivos de velocidad, es decir, cuando los blancos se alejan del radar, mientras que se utilizan colores fríos (verdes, azules, etc.) para representar valores negativos de velocidad, es decir, acercamientos al radar. En las imágenes PPI de viento radial se pueden identificar con facilidad patrones característicos de estructuras meteorológicas: frentes, líneas de convergencia, advecciones cálidas o frías, chorros a bajo nivel, mesociclones, etc. 111–113, 118, 1088

viento térmico concepto ideal en meteorología para calcular la variación del viento entre dos altitudes diferentes conociendo la estructura térmica de la masa de aire. Si la atmósfera es baroclina, el viento geostrófico en una altitud dada es suma del viento geostrófico en otra altitud más el viento térmico. El viento térmico es paralelo a las isotermas. En el hemisferio norte deja el aire frío a su izquierda y el cálido a su derecha. 84, 1088

volumen cartesiano es el conjunto de los datos de una exploración volumétrica radar distribuidos según una rejilla tridimensional ortogonal. El dato en cada punto del volumen cartesiano se obtiene por interpolación de los datos más próximos del volumen polar. El paso de volumen polar a volumen cartesiano facilita la generación de determinados productos como los combinados de máximos. 115, 1088

volumen polar es el conjunto de datos en coordenadas polares (rango, azimut y elevación), obtenido por el radar en una exploración volumétrica. Periódicamente, cada ciclo, el radar genera un volumen polar de datos compuesto de varios barridos tipo PPI (a elevación constante) a distintas elevaciones. La estructura de datos del volumen polar se asemeja a las capas de una cebolla, donde cada capa contiene los datos de una elevación distinta. Los datos de cada elevación se distribuyen siguiendo rayos radiales, a modo de rueda de carro. A lo largo de cada rayo los datos se distribuyen a intervalos fijos. 111–114, 116, 118, 1088

vorticidad medida de la rotación de un fluido. En la atmósfera la vorticidad relativa se evalúa teniendo en cuenta las velocidades relativas, es decir, descontando el efecto de la rotación terrestre. Las grandes borrascas y áreas ciclogenéticas son zonas con altos valores de vorticidad relativa. 176, 847, 1088

vorticidad potencial magnitud proporcional al producto de la vorticidad y la estabilidad estática. En una parcela

de aire, solo cambia mediante procesos adiabáticos o disipativos. La inestabilidad baroclina requiere un gradiente de vorticidad potencial a lo largo del cual las ondas se amplifiquen durante el proceso de ciclogénesis. 682, 840, 1088

zonal en el globo terráqueo (o cualquier globo en general), dirección a lo largo de un círculo latitudinal (o paralelo). Complementario a meridional. 753, 897, 1088, 1103