Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España

a partir de los resultados del IPCC-AR5

Pilar Amblar Francés
María Jesús Casado Calle
Asunción Pastor Saavedra
Petra Ramos Calzado
Ernesto Rodríguez Camino

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE AGRICULTURA Y PESCA, ALIMENTACIÓN Y MEDIO AMBIENTE
AEMet Agencia Estatal de Meteorología

GUÍA DE ESCENARIOS REGIONALIZADOS DE CAMBIO CLIMÁTICO SOBRE ESPAÑA

A PARTIR DE LOS RESULTADOS DEL IPCC-AR5

Pilar Amblar Francés
María Jesús Casado Calle
Asunción Pastor Saavedra
Petra Ramos Calzado
Ernesto Rodríguez Camino

GOBIERNO DE ESPAÑA
MINISTERIO DE AGRICULTURA Y PESCA, ALIMENTACIÓN Y MEDIO AMBIENTE

AEMet
Agencia Estatal de Meteorología

Madrid, 2017

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 de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2017

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:
https://cpage.mpr.gob.es

NIPO: 014-17-010-8
https://doi.org/10.31978/014-17-010-8

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

@Aemet_Esp

https://www.facebook.com/AgenciaEstataldeMeteorologia

Índice

Resumen ejecutivo **1**

1. Introducción **3**

2. Metodología y datos **7**

2.1. Nuevos escenarios de emisiones 7

2.2. Modelos climáticos globales 9

2.3. Regionalización climática 11

2.3.1. Regionalización estadística 13

2.3.1.1. Método de análogos 14

2.3.1.2. Método de regresión lineal múltiple 15

2.3.2. Regionalización dinámica 17

2.4. Bases de datos utilizadas 20

2.5. Limitaciones e incertidumbres de las proyecciones de cambio climático 21

2.6. Presentación y tratamiento de las proyecciones regionalizadas de cambio climático 23

3. Proyecciones regionalizadas de cambio climático sobre España **27**

3.1. Cambios en los valores medios 28

3.1.1. Cambio en la temperatura máxima 29

3.1.2. Cambio en la temperatura mínima 39

3.1.3. Cambio en la precipitación 48

3.1.4. Cambio en la nubosidad 57

3.1.5. Cambio en la evapotranspiración real 60

3.1.6. Cambio en la escorrentía 63

3.1.7. Cambio en la velocidad media del viento a 10 metros..... 65

3.1.8. Cambio en la velocidad máxima del viento a 10 metros..... 68

3.2. Cambios en los índices de extremos 71

3.2.1. Índices extremos asociados a la temperatura máxima..... 72

3.2.1.1. Número de días cálidos..... 72

3.2.1.2. Duración de las olas de calor 74

3.2.2. Índices extremos asociados a la temperatura mínima 75

3.2.2.1. Número de noches cálidas 76

3.2.2.2. Número de días de heladas 77

3.2.3. Índices extremos asociados a la precipitación 79

3.2.3.1. Número de días de precipitación..... 79

3.2.3.2. Longitud del periodo seco 81

3.2.3.3. Precipitaciones intensas..... 82

4. Conclusiones..... 85

Agradecimientos..... 89

Referencias 91

Resumen Ejecutivo

El Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático (PNACC) constituye el marco para la coordinación entre administraciones públicas en las actividades de evaluación de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático (PNACC 2006a). En el Primer Programa de Trabajo del PNACC (PNACC 2006b) se asignó al Instituto Nacional de Meteorología (INM), predecesor de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), la tarea de generar, revisar periódicamente y poner a disposición de la comunidad de impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático escenarios climáticos regionales para el territorio español. El conocimiento detallado de las condiciones climáticas actuales y de las perspectivas climáticas en nuestro país son elementos imprescindibles para el desarrollo del PNACC y puede considerarse el sustrato sobre el que se levanta el Plan en su conjunto. Por tanto, las características relativas a su frecuencia de revisión y actualización y el grado de incertidumbre asociada a estos datos son factores clave en el desarrollo del plan. Además, la generación y actualización de los escenarios regionalizados de cambio climático para España es un mandato para AEMET tal y como se recoge en sus estatutos.

En el presente informe se resume la tercera entrega de la generación de proyecciones regionalizadas de cambio climático para España realizadas por AEMET mediante la utilización tanto de métodos estadísticos como dinámicos. Estas proyecciones se han obtenido a partir de los modelos globales participantes en el Quinto Informe de Evaluación (AR5) del Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, de sus siglas en inglés) y del proyecto CORDEX (acrónimo inglés de *COordinated Regional Downscaling EXperiment*) para el uso en los diferentes sectores sensibles a las condiciones climáticas. Esta entrega forma parte del proceso continuo, iniciado en 2008, de revisión periódica y exhaustiva de las proyecciones regionales con todos los datos disponibles de modelos globales, observaciones y las mejores técnicas de regionalización.

Este informe tiene el carácter de documento de acompañamiento de los datos, en el que, además de una introducción a los métodos aplicados para la obtención de las proyecciones, se han incluido secciones dedicadas a la discusión de sus incertidumbres.

1. Introducción

A finales del siglo XVII, aparecieron las primeras consideraciones sobre el balance energético del sistema climático. En 1681, Edme Mariotte, se dio cuenta de que la radiación solar atravesaba fácilmente vidrios y materiales transparentes mientras que la radiación emitida por otras fuentes no atravesaba dichos cuerpos. Posteriormente, a mediados del siglo XVIII, se demostró, mediante experimentos simples como los de Horace Benedict de Saussure (hacia 1760), que la superficie de la Tierra se puede calentar artificialmente. Este hecho supuso un salto conceptual importante hacia el conocido efecto invernadero. Pero quizás, fue Tyndall en 1861 quién asentó la idea de la influencia de la composición de la atmósfera en el clima mediante experimentos de laboratorio. Él estableció por primera vez que las moléculas de vapor de agua, CO_2, CH_4, N_2O y O_3 presentes en la atmósfera exhiben propiedades de absorción diferentes al ser atravesadas por la radiación infrarroja y concluyó, además, que los cambios del clima que los geólogos encontraban se podrían haber producido por cambios en la cantidad de cualquiera de estos elementos en la atmósfera (Tyndall, 1861). Unos años después se comenzaron a cuantificar estos cambios. Arrhenius (1896) mostró que, si la concentración de CO_2 en la atmósfera se duplicase, se produciría un aumento de la temperatura media global en superficie de entre 4 ºC - 5 ºC. Valores que no distan mucho de estimaciones posteriores realizadas en el contexto del IPCC. En 1938, G.S. Callendar, (G.S. Callendar, 1938) se planteó por primera vez la atribución humana de los cambios observados en el clima y los ligó a las emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero (GEI), debidas a la utilización masiva de combustibles fósiles, y al consiguiente cambio, excepcionalmente rápido desde una perspectiva geológica, en la composición de la atmósfera.

Las primeras mediciones del CO_2 atmosférico comenzaron a realizarse en 1958 en Mauna Loa, observatorio astronómico ubicado en la cima de un volcán inactivo de Hawái, y, en los años 70, el grupo *British Antartic Survey* (BAS) comenzó a apreciar una reducción drástica del ozono de la baja estratosfera. Con estos y otros datos, así como por una serie de eventos climáticos y medioambientales que tuvieron consecuencias desastrosas, se comenzó 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 Organización Meteorológica Mundial (OMM). 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 (*Brundtland*, 1987). 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 (PNUMA) 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 PNUMA y de la OMM, se creó en 1988 el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático con objeto de ofrecer una visión científica del conocimiento que existe sobre el cambio climático y sus principales impactos medioambientales y socio-económicos. Este grupo examina y evalúa toda la bibliografía científica, técnica y socio-económica reciente relativa al cambio climático que se produce a nivel mundial y elabora, entre otros documentos, los informes de evaluación, los cuales tienen un gran impacto sobre la sociedad a nivel mundial. Desde su creación, el IPCC ha elaborado cinco informes de evaluación con una cadencia aproximada de cuatro a seis años. Como consecuencia de estos informes, las negociaciones internacionales, realizadas en el seno de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) (adoptada en 1992), han 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.

En España, en paralelo con el aumento de la sensibilidad social por los temas medioambientales, se creó en 1992 la Comisión Nacional del Clima con el principal objetivo de promover la investigación sobre el cambio climático. Posteriormente, en 1998, se creó el Consejo Nacional del Clima y se regularon sus funciones, composición y régimen de funcionamiento. Este mismo año, la Unión Europea firmó el Protocolo de Kioto, que entró en vigor en 2005. Como consecuencia de ello, se aprobó la ley 1/2005, que regula el régimen del comercio de derechos de emisión de los GEI, y, en ella, se crea la Comisión de Coordinación de Políticas de Cambio Climático. Esta Comisión está dirigida a la aplicación del comercio de emisiones y al cumplimiento de las obligaciones internacionales y comunitarias de información inherentes a éste. Entre los ámbitos específicos, se encuentra el seguimiento del cambio climático y adaptación a sus efectos. En 2006, se tenía ya elaborado el Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático y se aprobó por la Comisión de Coordinación de Políticas de Cambio Climático y el Consejo Nacional del Clima, junto con el Primer Programa de Trabajo, en julio de 2006. Finalmente, fue adoptado por el Consejo de Ministros en octubre de 2006. En este Primer Plan de Trabajo, se estableció, entre las primeras actividades, la generación de proyecciones regionalizadas de cambio climático para el territorio español y se nombra al Instituto Nacional de Meteorología (INM), predecesor de AEMET, como el organismo encargado de llevar a cabo esta actividad.

Desde la aprobación del PNACC, AEMET ha ido poniendo a disposición de los usuarios un amplio conjunto de proyecciones regionalizadas de cambio climático. Para su obtención, se han aplicado técnicas de regionalización a las proyecciones generadas

por los modelos climáticos globales con el objetivo de aumentar su resolución espacial (Brunet *et al*., 2008).

El primer conjunto de proyecciones publicadas fueron realizadas a partir de los modelos utilizados por el IPCC para la elaboración de su Tercer Informe de Evaluación (TAR). Estas proyecciones también incluyeron, además de las proyecciones regionalizadas con métodos estadísticos, las proyecciones correspondientes a la regionalización dinámica obtenidas por el proyecto europeo PRUDENCE (acrónimo de *Prediction of Regional Scenarios and Uncertainties for Defining Climate Change Risks and Effects*), financiado por el 5º programa marco de la Unión Europea para la energía, el medioambiente y el desarrollo sostenible. A partir de esta información, AEMET publicó un primer informe titulado 'Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España' (Brunet *et al.*, 2008).

El segundo conjunto de proyecciones publicadas por AEMET se basaron en los datos de los modelos globales utilizados por el IPCC para la elaboración de su Cuarto Informe de Evaluación (AR4). En esta ocasión se publicaron en la página web de AEMET, (http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio-climat/), tanto resultados gráficos como datos numéricos diarios y agregados mensualmente. Al igual que en el caso anterior, también se incluyeron las adaptaciones realizadas de los resultados obtenidos en el proyecto europeo ENSEMBLES. Este proyecto fue la continuación del proyecto PRUDENCE y fue financiado por la Unión Europea dentro de su sexto programa marco. Apoyándose en estos datos, AEMET publicó el segundo informe 'Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR4' (Morata-Gasca, 2014). También se incluyeron en la página web de AEMET todas las proyecciones realizadas por los proyectos nacionales ESCENA (generación de escenarios de cambio climático regionalizados con métodos dinámicos) y ESTCENA (generación de escenarios de cambio climático regionalizados con métodos estadísticos) financiados por el Ministerio de Medio Ambiente.

Este documento constituye el tercer informe publicado por AEMET y se basa, como en los informes anteriores, en: a) la aplicación de métodos estadísticos de regionalización a las salidas de los modelos climáticos del proyecto CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project) utilizados por el IPCC en su Quinto Informe de Evaluación (IPCC, 2013); y b) el uso de proyecciones regionalizadas dinámicamente, procedentes del proyecto CORDEX, también utilizadas, aunque incipientemente, por el IPCC-AR5. La nueva generación de modelos globales pertenece mayoritariamente a la categoría de los llamados modelos del sistema Tierra (ESM, de sus siglas en inglés) que incluyen, en su versión estándar, la simulación del ciclo del carbono, aerosoles, química y vegetación dinámica (véase el Capítulo 9 del WGI IPCC 2013).

En este informe, al igual que en los anteriores, se ha puesto especial énfasis en el estudio y cuantificación de las incertidumbres asociadas a las proyecciones de cambio climático. Incertidumbres que varían según las variables, las regiones del globo y las escalas temporales y espaciales consideradas. La coincidencia de resultados o tendencias obtenidos por los diferentes escenarios, modelos y regionalizaciones son

considerados como un índice de la robustez y fiabilidad de las estimaciones de las proyecciones. Por el contrario, la falta de coincidencia irá asociada con alta incertidumbre y, por lo tanto, con estimaciones de menor fiabilidad (IPCC, 2013).

Este informe describe, en el capítulo 2, la metodología, los nuevos escenarios de emisiones, los modelos climáticos globales del AR5, los datos observacionales e incertidumbres asociadas y la presentación y tratamiento de las proyecciones regionalizadas. En el capítulo 3 se aborda el análisis de los resultados mediante gráficos de evolución, distribuciones espaciales y cambios posibles en los extremos climáticos asociados a las variables de interés. Las conclusiones se consideran en el capítulo 4. Contrariamente a los informes precedentes, este informe no muestra de manera exhaustiva distintos gráficos de las variables meteorológicas seleccionadas ya que estos últimos están disponibles en el portal de internet:

http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat

El presente informe, como se ha indicado en el Resumen Ejecutivo, está pensado para proporcionar un análisis e interpretación de los datos.

2. Metodología y datos

En esta sección, se presentan los nuevos escenarios de emisiones diseñados para el Quinto Informe de Evaluación del IPCC, los modelos climáticos, los datos observacionales y los procedimientos de regionalización utilizados y las limitaciones e incertidumbres asociadas a las proyecciones de cambio climático.

2.1. Nuevos escenarios de emisiones

El sistema climático, como lo define el IPCC, es un sistema altamente complejo, integrado por cinco grandes componentes (atmósfera, hidrosfera, criosfera, superficie terrestre y biosfera) y las interacciones entre ellos (IPCC, 2007). El clima es el estado, incluida una descripción estadística, del sistema climático. Por tanto, para determinar cuál será el clima futuro de la Tierra es necesario conocer el sistema climático y su respuesta a perturbaciones externas. Estas perturbaciones pueden alterar el equilibrio radiativo del sistema, siendo el forzamiento radiativo una medida del cambio neto en su balance energético como respuesta a estas perturbaciones (IPCC, 2013).

Entre las perturbaciones que puede experimentar el sistema climático se encuentran los cambios en la composición de la atmósfera y en la superficie de la Tierra como consecuencia de la actividad humana (IPCC, 2013). Por ello, para determinar cuál puede ser el futuro clima de la Tierra es necesario conocer, entre otras cosas, la evolución futura de estos forzamientos antropogénicos. Ello nos obliga a acudir a los denominados escenarios de emisiones, definidos por el IPCC (IPCC, 2013) como una representación plausible de la evolución futura de las emisiones de sustancias que podrían ser radiativamente activas (p. ej., los GEI y aerosoles), basada en un conjunto coherente de supuestos sobre los factores que las impulsan (p. ej., el desarrollo demográfico y socio-económico, el cambio tecnológico, la energía y el uso del suelo) y las principales relaciones entre ellos. Los primeros escenarios de emisiones fueron presentados en 1992 y sirvieron para obtener las primeras proyecciones climáticas. En el año 2000, se adoptaron los escenarios SRES, acrónimo del inglés *Special Report on Emissions Scenarios* (Nakicenovic y Swart, 2000), que sirvieron de base para las proyecciones climáticas presentadas en el Tercer y Cuarto Informe de Evaluación del IPCC, publicados en 2001 y 2007 respectivamente. Estos escenarios consideraban un haz de 'futuros posibles' para nuestras sociedades, integrando una vasta paleta de evoluciones determinadas por las economías nacionales, oferta tecnológica, elecciones energéticas, demografía, cambios en los comportamientos individuales, etc. Los escenarios SRES se organizaron en cuatro familias bien conocidas: A1, A2, B1 y B2, que, traducidos a emisiones de los GEI, alimentaban una cadena de modelos para proporcionar las proyecciones de evolución climática globales. Sin embargo, estos escenarios no tenían en cuenta posibles políticas de mitigación.

En el AR5 se ha utilizado un conjunto nuevo de cuatro escenarios que sí consideran las políticas climáticas, las denominadas Sendas Representativas de Concentración o Trayectorias de Concentración Representativas (RCP, de sus siglas en inglés), véase (IPCC, 2013). Estos RCP se definen como escenarios que abarcan series temporales de emisiones y concentraciones de la gama completa de los GEI y aerosoles y gases químicamente activos, así como el uso del suelo y la cubierta terrestre (Moss *et al.,* 2010). El término "representativa" significa que cada trayectoria de concentración ofrece uno de los muchos posibles escenarios que conducirían a las características específicas de forzamiento radiativo. El término trayectoria hace hincapié en que únicamente son de interés los niveles de concentración a largo plazo, pero también indica el camino seguido a lo largo del tiempo para llegar al resultado en cuestión (Moss *et al.*, 2010). Las trayectorias de concentración representativas, generalmente, hacen referencia a la parte de la trayectoria de concentración hasta el año 2100, para las cuales los modelos de evaluación integrados han generado los correspondientes escenarios de emisiones. Éstas se identifican por el forzamiento radiativo total aproximado para el año 2100 con respecto a 1750, que se considera comprendido en una horquilla entre 2.6 y 8.5 $W m^{-2}$ (véase tabla 2.1). Estos valores deben considerarse como meramente indicativos, ya que el forzamiento climático resultante de todos los factores varía de un modelo a otro, en función de las características del modelo y del tratamiento de las sustancias de tiempo de vida corto. En el caso de los RCP6.0 y RCP8.5, el forzamiento radiativo no alcanza su máximo hasta 2100 (figura 2.1.a); para el RCP2.6, alcanza un máximo y después disminuye; y para el RCP4.5, se estabiliza hacia 2100.

	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

Tabla 2.1. Forzamiento radiativo total (FR), tendencia del FR y concentración de CO_2 para los nuevos RCP (fuente: MAGRAMA, 2013).

Este nuevo enfoque nos lleva a recalcar que, en el funcionamiento del sistema climático, lo realmente importante no es tanto la cantidad de gases de efecto invernadero emitida a la atmósfera, sino la forma en la que esos gases modifican el equilibrio energético del planeta. Algunos de los nuevos RCP permiten contemplar los efectos de las políticas orientadas a limitar el cambio climático del siglo XXI. Cada RCP tiene asociada una base de datos espacial de alta resolución de emisiones de sustancias contaminantes (clasificadas por sectores), de emisiones y concentraciones de los GEI y de usos de suelo hasta el año 2100, basada en una combinación de modelos de distinta complejidad de la química atmosférica y del ciclo del carbono.

Esto permite tener en cuenta las realimentaciones entre los escenarios de emisiones y las condiciones socio-económicas; y las proyecciones del clima, la química de la atmósfera y el ciclo del carbono.

Comparando los nuevos escenarios RCP y los antiguos escenarios SRES para el periodo común, mediante la evolución de la concentración de CO_2 equivalente (figura 2.1), puede apreciarse que el escenario RCP8.5, escenario extremo, es un poco más intenso que el antiguo escenario SRES denominado A2. El escenario RCP6.0 está próximo al escenario SRES A1B mientras que el escenario RCP4.5 se aproxima al escenario SRES B1. El único RCP sin equivalente con las antiguas proposiciones del IPCC es el escenario RCP2.6. Este escenario integra los efectos de políticas de reducción de las emisiones susceptibles de limitar el calentamiento climático a 2 ºC. Los resultados que aquí se presentan se refieren a tres posibles forzamientos radiativos: 8.5 Wm^{-2} (RCP8.5, en rojo en las gráficas), 6.0 Wm^{-2} (RCP6.0, en ocre) y 4.5 Wm^{-2} (RCP4.5, en azul), (véase figura 2.1).

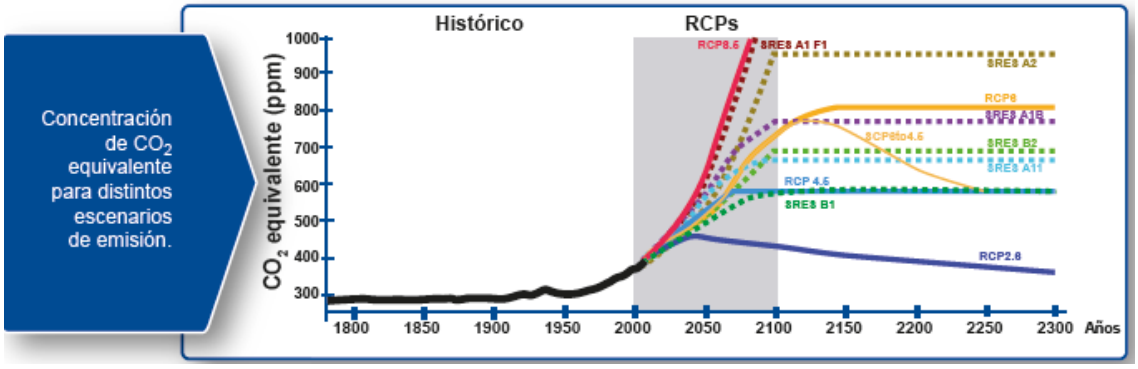


Figura 2.1. Evolución temporal de la concentración de CO_2 equivalente en los escenarios SRES y RCP (fuente: MAGRAMA, 2013).

2.2. Modelos climáticos globales

El IPCC define los modelos climáticos como una representación numérica del sistema climático basada en las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, en sus interacciones y en sus procesos de realimentación, y que recoge todas o algunas de sus propiedades conocidas. El sistema climático se puede representar mediante modelos de diverso grado de complejidad; en otras palabras, para cada componente o conjunto de componentes es posible identificar un espectro o jerarquía de modelos que difieren en aspectos tales como el número de dimensiones espaciales, el grado en que aparecen representados explícitamente los procesos físicos, químicos o biológicos, o el grado de utilización de parametrizaciones empíricas. Se está evolucionando hacia modelos más complejos que incorporan química y biología interactivas. Los modelos climáticos se utilizan como herramienta de investigación, para estudiar y simular el clima, y con fines operativos, para generar predicciones climáticas mensuales, estacionales e interanuales. Los modelos climáticos ofrecen la posibilidad de anticipar

la forma en que el sistema climático podrá ser modificado por la actividad humana en los siglos venideros.

Los estudios sobre el clima futuro se apoyan en simulaciones numéricas que exploran la evolución del clima medio y de su variabilidad. Este aspecto exploratorio queda recogido en la expresión 'proyección climática'. Según el IPCC, la proyección climática es la respuesta simulada del sistema climático a diversos escenarios de emisiones o de concentraciones futuras de los GEI y aerosoles, frecuentemente basada en simulaciones de modelos climáticos. Las proyecciones climáticas se diferencian de las predicciones climáticas por su dependencia de los escenarios de emisiones, concentraciones, forzamiento radiativo utilizados, basados en supuestos relativos, por ejemplo, a un devenir socio-económico y tecnológico que podrá o no podrá materializarse. Por otra parte, las predicciones climáticas son esencialmente un problema de valores iniciales que parten de condiciones iniciales realistas, basadas en observaciones, mientras que las proyecciones climáticas son, básicamente, un problema de valores de contorno que frecuentemente no parten de condiciones iniciales realistas. Las predicciones climáticas proporcionan información en un futuro relativamente cercano (no superior a un par de décadas), mientras que las proyecciones climáticas proporcionan información sobre el estado del clima a más largo plazo y están condicionadas por los diversos escenarios. Las mejoras implementadas en los modelos globales de circulación general durante las últimas décadas hacen que su realismo sea mayor, aunque estos todavía presentan sesgos que afectan a las proyecciones del clima futuro.

Los modelos climáticos han mostrado una señal sustancial y robusta de calentamiento del sistema climático, resultante del incremento de las concentraciones de los GEI, a lo largo de varias generaciones de desarrollo de los modelos. Sin embargo, estos modelos tienen que incorporar parametrizaciones para representar aquellos procesos que no son capaces de resolver de forma explícita. Estas parametrizaciones, por un lado, pueden variar de un modelo a otro y, por otro lado, no afectan por igual a todas las variables climáticas. Ello da lugar a que la fiabilidad de las proyecciones de ciertas variables (p. ej., la temperatura) sea mayor que la de las proyecciones de otras (p. ej. la precipitación); y queda reflejado en sus incertidumbres. En general, la mayoría de los modelos simulan razonablemente bien el sistema climático, no existiendo un único modelo o subconjunto de modelos que sobresalga, aunque las proyecciones climáticas pueden diferir de unos modelos a otros y de unas zonas a otras (IPCC, 2013).

Se han seleccionado solamente aquellos modelos que disponían de dato diario de las variables de interés. En la tabla 2.2 se muestra la lista de los 24 modelos finalmente utilizados para la regionalización estadística. Estos modelos han generado registros de salida del 'Clima del siglo XX', conocido como escenario histórico (*historical*), y de las proyecciones futuras del clima para el siglo XXI bajo los escenarios de emisiones que se han considerado (RCP8.5, RCP6.0 y RCP4.5). De cada uno de los modelos, se ha utilizado un solo miembro del conjunto o *ensemble* (*run*1). El periodo de referencia considerado es 1961-1990, elección arbitraria motivada por una búsqueda de coherencia con numerosos estudios precedentes (Solomon *et al.*, 2007).

Modelo	Institución	Referencias
ACCESS1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Org. (CSIRO) y Bureau of Meteorology (BoM), Australia	Bi et al. (2013)
ACCESS1.3	CSIRO BoM, Australia	Bi et al. (2013)
Bcc-csm1.1	Beijing Climate Center, China	Wu et al. (2013), Xiao-Ge et al. (2013)
Bcc-csm1.m	Beijing Climate Center, China	Wu et al.(2013)
BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science (GCESS) Beijing Normal University, China	Ji et al. (2014)
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma), Canadá	Arora et al. (2011)
CMCC-CESM	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici (CMCC), Italia	Hurrell et al. (2013)
CMCC-CM	CMCC, Italia	Scoccimarro et al. (2011)
CMCC-CMS	CMCC, Italia	Weare et al. (2012)
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique (CNRM-CERFACS), Francia	Voldoire et al. (2013)
CSIRO-Mk3.6.0	CSIRO in collaboration with Queensland Climate Change Centre of Excellence (QCCCE), Australia	Gordon et al. (2002)
GFDL-ESM2G	NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), USA	Donner et al. (2011)
GFDL-ESM2M	NOAA/GFDL, USA	Donner et al. (2011)
HadGEM2-CC	Met Office, R. Unido	Martin et al. (2011)
Inm-cm4	Institute of Numerical Mathematics, Rusia	Volodin et al. (2010)
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Francia	Dufresne et al. (2013)
IPSL-CM5A-MR	IPSL, Francia	Dufresne et al. (2013)
IPSL-CM5B-LR	IPSL, Francia	Dufresne et al. (2013)
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI) National Institute for Environmental Studies (NIES) JAMSTEC, Japón	Watanabe et al. (2011)
MIROC-ESM	AORI NIES JAMSTEC, Japón	Watanabe et al. (2011)
MIROC-ESM-CHEM	AORI NIES JAMSTEC, Japón	Watanabe et al. (2011)
MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institut (MPI) for Meteorology, Alemania	Giorgetta et al. (2013)
MPI-ESM-MR	Max-Planck-Institut (MPI) for Meteorology, Alemania	Giorgetta et al. (2013)
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Japón	Yukimoto et al. (2012)

Tabla 2.2. Modelos del CMIP5 utilizados en la generación de las proyecciones climáticas regionalizadas por métodos estadísticos en AEMET. Las columnas corresponden a: nombre del modelo, institución y referencias.

2.3. Regionalización climática

El clima global es la respuesta a las estructuras a gran escala en la superficie de la Tierra (distribución tierra-océano, topografía, etc.) y al calentamiento diferencial para diferentes latitudes y épocas del año. Los climas regionales representan el resultado de la interacción del clima a gran escala con los detalles a escala regional (Brunet *et al.*, 2008). Se puede simular razonablemente bien el clima global aunque no se acierte a captar en la simulación los detalles del clima a escala regional.

Aunque la resolución espacial de los modelos climáticos globales ha mejorado en el transcurso del tiempo, las escalas de sus rejillas limitan la representación de algunas características importantes tanto regionales como locales y los procesos asociados a esas escalas. Esto puede repercutir de manera importante en determinadas variables como, por ejemplo, en la distribución local de la lluvia. Por otro lado, la demanda más acuciante está en la necesidad de disponer de información para la realización de estudios de impacto con la necesaria resolución espacial y temporal. En este contexto, la *regionalización o reducción de escala* surge para tratar de paliar esas limitaciones de los modelos globales. Mediante los métodos de regionalización se extrae información de escalas local a regional (de 10 a 100 km) a partir de modelos o análisis de datos a mayor escala. La regionalización tiene sentido porque existe una conexión entre la gran escala y la pequeña escala, las escalas grandes condicionan a las pequeñas. Las técnicas de regionalización pueden aplicarse espacial y temporalmente.

Todas las técnicas de regionalización utilizadas para proyecciones de cambio climático parten de las proyecciones suministradas por los modelos climáticos a los que aportan detalles de escala más pequeña asociados con información adicional de orografía, usos de suelo, etc. Como consecuencia, las proyecciones regionalizadas de cambio climático heredan los defectos y debilidades de los modelos climáticos de partida. Si el modelo climático simula incorrectamente aspectos de la variabilidad climática a gran escala relevantes para el clima regional/local, carecerá de sentido regionalizar proyecciones climáticas realizadas con el mismo (Brunet *et al.*, 2008).

Aunque existen diferentes enfoques con distinto grado de complejidad, las técnicas de mejora de escala se pueden agrupar en dos grandes grupos: dinámicas y empírico/estadísticas. Los métodos de regionalización dinámicos están basados en los resultados de modelos climáticos regionales, en modelos globales con resolución espacial variable o en modelos globales de alta resolución. Estos métodos tienen la ventaja de ser físicamente consistentes y la gran desventaja de ser muy costosos en tiempo de cálculo. Los métodos de regionalización empírico/estadísticos están basados en el desarrollo de relaciones estadísticas que vinculan las variables atmosféricas de gran escala (predictores) con las variables climáticas de escala local/regional (predictandos), relaciones que se suponen invariables frente al cambio de clima. Esta invariabilidad es una clara desventaja frente al grupo de métodos de regionalización dinámica, aunque, generalmente, sean poco costosos en tiempo de cálculo y relativamente simples. En todos los casos, la calidad del modelo climático global utilizado sigue siendo una importante limitación en la calidad de la información obtenida a escalas reducidas.

El procedimiento esbozado para generar proyecciones climáticas regionales; basado en los modelos climáticos que suministran información, bien en forma de condiciones de contorno para modelos regionales, bien en forma de predictores (basados en las variables atmosféricas a gran escala) para las técnicas estadísticas; no permite incluir las realimentaciones de las escalas regionales/locales en las escalas globales. Estas posibles realimentaciones podrían tratarse mediante modelos globales de rejilla variable

o modelos anidados con flujos de información en los dos sentidos, ambos presentan problemas asociados (Brunet *et al.*, 2008).

2.3.1. Regionalización estadística

El primer reporte de regionalización estadística o empírica se remonta a Klein (1948), pudiéndose encontrar un informe breve de la primera historia de las predicciones estadísticas en Klein y Bloom (1987).

Profundizando en el concepto de regionalización estadística de las proyecciones climáticas, recordemos que básicamente se trata de establecer una serie de relaciones empíricas y/o estadísticas entre el predictando (variables locales de interés en la zona de estudio) y aquellas variables mejor simuladas (geopotencial, temperatura o parámetros derivados) por los modelos climáticos en baja resolución o predictores, con base en la idea que subyace en este tipo de técnica de regionalización de que el clima regional está condicionado por el estado climático a gran escala y las características fisiográficas regionales/locales (Wilby *et al.*, 2004). La regionalización estadística tiene la doble ventaja de ser computacionalmente más barata y de ajustarse mejor a escalas locales, facilitando, en consecuencia, la generación de conjuntos o *ensembles* con un número suficiente de miembros para poder explorar las incertidumbres. Esto hace que este tipo de regionalización sea muy atractivo para muchas aplicaciones hidrológicas y agrícolas (Wilby *et al.*, 2000; Wilby *et al.*, 2002b). Por otra parte, la mayor parte de los métodos de regionalización estadística se encuentran libres de sesgos durante el periodo de calibración, lo que hace que la salida sea muy conveniente para los estudios de impacto.

Desafortunadamente, una de las limitaciones principales de la regionalización estadística radica en la formulación de la hipótesis de que las relaciones estadísticas establecidas entre los predictores y el predictando en el clima actual continuarán siendo válidas en las condiciones futuras del clima. Esta hipótesis es difícil de verificar en el futuro. Este tipo de estacionalidad temporal en la relación empírica puede llegar a suponer una grave limitación en cuanto a la consideración de factores asociados a los cambios de variables locales (Hay y Clark, 2003). Adicionalmente, los métodos de regionalización estadística tienden a subestimar la varianza y, con frecuencia, no representan bien los sucesos extremos (Fowler *et al.*, 2007).

Además de la hipótesis indicada, existen otra serie de suposiciones que se deben de tener en cuenta a la hora de seleccionar los predictores que se van a utilizar para la regionalización de un determinado predictando. Una de ellas es que los predictores que son relevantes para un determinado predictando estén adecuadamente reproducidos por los modelos climáticos. Este conjunto de predictores deben de mostrar la suficiente "señal" de cambio climático futuro y no deben de rebasar, en el futuro, el rango climatológico utilizado para la calibración del modelo (Wilby *et al.*, 2004).

En estas relaciones entre predictores y predictando, no solo los predictores tienen que cumplir una serie de requisitos, sino que la calidad de los datos locales (predictandos) utilizados en el proceso de calibración también influyen en ellas y, por tanto, en las

proyecciones regionalizadas obtenidas. Por ello, es importante intentar eliminar, de esta serie de datos, cualquier variación que no proceda de procesos climáticos o meteorológicos y que sea debida a otros factores.

Aunque la regionalización estadística puede aplicarse de diversas maneras, en particular, en los esquemas más sofisticados se acostumbran a clasificarla en tres grandes grupos: (i) modelos de regresión, (ii) esquemas de tipos de tiempo (*Weather Typing*, en inglés) y (iii) esquemas estadísticos que implican generadores estocásticos de secuencias meteorológicas. Para una revisión en profundidad, véase Wilby *et al.,* (2004) y Hewitson *et al.,* (2014). En este informe nos vamos a centrar en dos de ellas, por ser las técnicas estadísticas utilizadas en AEMET: a) el método de regresión, basado en la construcción de un modelo de regresión lineal múltiple (RLM) entre las variables proporcionadas por el modelo climático y la variable climática de interés en la zona de estudio y b) el método de análogos basado en la búsqueda de campos sinópticos análogos, bajo la hipótesis de que los valores de las variables serán parecidos en situaciones sinópticas análogas.

Los campos de temperatura son más suaves y su comportamiento estadístico es más próximo a la normalidad, por lo que es bastante factible la regionalización basada en modelos de regresión. No ocurre así con la precipitación, cuyo comportamiento estadístico se aleja bastante de la normalidad, especialmente en el caso de las precipitaciones diarias. Para la regionalización estadística de esta variable, se han venido utilizando diversos predictores sinópticos (Wilby *et al.*, 2002b) (presión, geopotencial, viento, vorticidad, divergencia, humedad, etc.) y diversos procedimientos (métodos de regresión, métodos de análogos, métodos de clasificaciones, modelos estocásticos, redes neuronales, etc.). No obstante, las estimas vendrán acompañadas de mayor incertidumbre, pues, no hay que olvidar que sobre la precipitación influyen muchos factores locales o mesoescalares no controlables sinópticamente. Sin embargo, cuando se trata de estimar valores de precipitación integrados, como volúmenes mensuales de precipitación en cuencas hidrográficas, al ser estas variables más próximas a la normalidad, la utilización de modelos de regresión con predictores sinópticos adecuados, como, por ejemplo, índices de circulación, dan resultados aceptables. A continuación, se pasará a describir los métodos y algoritmos de regionalización estadística (análogos y RLM) utilizados en este informe.

2.3.1.1. Método de análogos

El método de análogos es un método estadístico sencillo que se basa en la búsqueda, en un registro histórico, de aquellas situaciones sinópticas similares o análogas a la del denominado día problema, es decir, día de la simulación a gran escala que quiere regionalizarse.

En principio, este método se empleó para evaluar la predecibilidad del tiempo y para predicciones de corto plazo (Lorenz, 1969; Martin, 1972) y, posteriormente, en estudios de regionalización. El método de análogos puede implementarse de diferentes maneras según la técnica seguida en el establecimiento del análogo.

El método de análogos cuenta con dos características importantes: a) utiliza los patrones de tiempo y, por tanto, la estructura de covarianza espacial del tiempo a escala local se mantiene en los campos simulados, característica importante en los estudios hidrológicos y b) no hace ninguna suposición sobre la forma de la distribución de probabilidad de las variables regionalizadas; facilitando la construcción de escenarios para variables no distribuidas normalmente como sucede con la precipitación diaria. Por tanto, la habilidad del proceso de regionalización va a depender de la medida de similitud específica utilizada y, de forma más general, del proceso de selección global (para más detalle, véase Petisco de Lara, 2008 a,b; Petisco de Lara *et al.*, 2012).

El método aplicado incluye: a) obtención de una clasificación sinóptica de situaciones atmosféricas; b) selección de predictores para cada variable, clase y punto de observación; y c) obtención de las proyecciones. Existen diferencias en el procedimiento aplicado para la obtención de las proyecciones de temperatura y de precipitación, como expondremos a continuación.

La medida de similitud utilizada para el cálculo de los análogos sinópticos ha sido la distancia euclídea al cuadrado de los campos tipificados. Los predictores seleccionados para la precipitación han sido: la presión a nivel del mar, la vorticidad (a nivel del mar y a 500 hPa), el gradiente vertical de temperatura entre los niveles de 850 y 500 hPa, las componentes zonal y meridiana del viento a 500 hPa, las componentes del viento geostrófico (a nivel del mar y a 500 hPa) y la tendencia de presión a nivel del mar. Para la temperatura, estos predictores han sido: la temperatura a 2 metros, las temperaturas a diferentes niveles de presión (850, 700 y 500 hPa), las componentes zonal y meridiana del viento a nivel del mar, la presión a nivel del mar, la temperatura a 2 metros del día anterior, la humedad específica a 700 hPa y la función del día del año, que representa la insolación teórica del día problema.

En la estima de precipitaciones diarias, además de tener en cuenta la similitud de la configuración sinóptica general, se ha considerado la similitud de predictores seleccionados en función del tipo sinóptico y de la zona de estudio. El objetivo es, en la medida de lo posible, disminuir el error de estima de la precipitación diaria, elemento de sumo interés en la modelización de impactos, dados los factores difícilmente controlables que influyen en la precipitación. Como precipitación estimada se ha tomado la media ponderada de los valores de precipitación en los análogos.

Para la estimación de temperaturas, en el conjunto de análogos seleccionados, se escoge, por el método paso a paso, un conjunto de predictores relacionados con la temperatura máxima o mínima y se construye una ecuación de regresión. A partir de esta ecuación se estimarán los valores regionalizados de temperatura correspondientes.

2.3.1.2. Método de regresión lineal múltiple

Este método, basado en la familia de los métodos de función de transferencia, permite la regionalización espacial a través de las relaciones entre predictando y predictores utilizando regresiones lineales múltiples.

Una de las principales ventajas de este método es su fácil aplicación, al no necesitar grandes requerimientos de computación y, normalmente, está indicado para zonas heterogéneas o con orografía compleja. Ahora bien, en la aplicación del método se exige la disposición de series suficientemente largas de datos climáticos homogéneos y, como sucede en el resto de los métodos estadísticos, la obtención de proyecciones climáticas implica la aceptación de hipótesis, entre las que se encuentra que el modelo paramétrico ajustado tenga validez bajo las condiciones futuras de cambio climático. Existen varios pasos principales que deben de seguirse para desarrollar la ecuación de regresión lineal múltiple: 1) selección de predictores, 2) obtención del modelo de regresión y 3) validación del modelo y aplicación para la obtención de escenarios (para una discusión más detallada véanse las páginas 67-68 de Brunet *et al.*, 2008). Esquemas de regionalización, tales como las técnicas de regresión o los patrones de tiempo (*weather patterns*), dependen también de los conjuntos de datos históricos utilizados para la calibración, pero puede admitirse la hipótesis de que regionalizarán los escenarios futuros mejor que los métodos de análogos ya que son capaces de establecer una relación dinámica entre predictor y predictando (Wilby *et al.*, 2002b). Esta es la razón por la que se espera que los métodos de análogos trabajen, en primer lugar, como una referencia (*benchmark*) para los métodos de regionalización con capacidad predictiva. Por otro lado, hay que ser siempre extremadamente cuidadoso con la extrapolación de modelos fuera del rango de valores con los que se ha realizado la calibración, ya que aumenta apreciablemente la incertidumbre de los valores estimados.

El método de regresión lineal múltiple utiliza, para obtener las proyecciones de la temperatura, al igual que el método de Wilby (Wilby *et al.*, 2002 a), un modelo no condicional, que supone la existencia de una relación directa entre el predictando y los predictores. Los parámetros de la regresión se obtienen mediante el método de mínimos cuadrados, minimizando los errores cuadráticos medios. En el caso de la precipitación se utiliza un modelo condicional que relaciona predictores y predictando mediante la probabilidad de ocurrencia del fenómeno y obtiene los parámetros de regresión, también por el método de mínimos cuadrados. La probabilidad de ocurrencia de un día seco se modela a través de una regresión logística, mientras que para la cantidad de precipitación se usa un modelo exponencial (Kilsby *et al.*, 1998). Para la determinación de los días húmedos (Wilby *et al.*, 2002a) se introduce un proceso estocástico adicional. Los predictores de partida son: la temperatura, la humedad específica y las componentes zonal y meridiana del viento a los niveles de presión: 850, 700 y 500 hPa; las componentes zonal y meridiana del viento a 10 m, la presión a nivel del mar y las temperaturas máxima y mínima a 2 metros.

Para cada punto se realiza una selección de predictores mediante la aplicación del método del mejor subconjunto. Por tanto, el modelo de regresión obtenido varía de un punto a otro no solo en sus parámetros sino también en el número de predictores, ajustándose más a las características locales a costa de disminuir su coherencia espacial.

2.3.2. Regionalización dinámica

La regionalización dinámica permite explotar la existencia de vínculos físicos y dinámicos entre el clima a gran escala y los procesos que ocurren a escalas más pequeñas. Esto puede hacerse, bien aumentando directamente la resolución de los modelos en el área de interés, bien anidando un modelo de área limitada de alta resolución (RCM) configurado para dicho área en el modelo climático de baja resolución. La principal ventaja de los RCM estriba en su mayor capacidad para representar los procesos atmosféricos de mesoescala, y en un tratamiento mejor de los factores regionales responsables, en parte, de las características de las variables climáticas de interés. Además se pueden obtener regionalizaciones de todas las variables que generan los RCM. Variables que mantendrán una coherencia física y espacial. Por tanto, no es de extrañar que los RCM se usen con gran frecuencia para 'regionalizar' dinámicamente las simulaciones de un modelo global para alguna región geográfica particular, proporcionando de esta forma una información más detallada en aquellas escalas próximas en las que se necesita una información procesable (Laprise, 2008; Rummukainen, 2010).

La regionalización dinámica resulta ser computacionalmente muy cara y compleja; pese a sus numerosas ventajas, procedentes fundamentalmente de basarse en leyes físicas y de que, en teoría, se representan mejor las realimentaciones localizadas en respuesta al aumento de las concentraciones de los GEI y el calentamiento global, (Erler *et al.,* 2015). Dado que la regionalización dinámica está ligada a los modelos climáticos globales, los errores de estos modelos se propagarán a través de la regionalización —la incertidumbre y los errores de los GCM se seguirán manteniendo— a las proyecciones regionalizadas de clima futuro. Sin embargo, como puntualiza el IPCC en el AR5 (capítulo 9, IPCC, 2013 (WG1)), la regionalización dinámica proporciona información climática a las escalas que precisan muchos estudios de impacto climático y existe una gran confianza en que proporciona valor añadido tanto en regiones con una topografía muy variable como para distintos fenómenos de pequeña escala.

La regionalización dinámica ha experimentado un gran avance con el programa CORDEX. Programa establecido por iniciativa del Programa Mundial de Investigación del Clima (WCRP, de sus siglas en inglés) en el año 2009 (http://wcrp-cordex.ipsl.jussieu.fr/) para desarrollar un marco mejorado dirigido a generar proyecciones climáticas a las escalas requeridas por los estudios regionales de evaluación de impactos y adaptación de cualquier región terrestre del planeta. Estas proyecciones completan las proyecciones globales obtenidas a partir de los modelos del CMIP5.

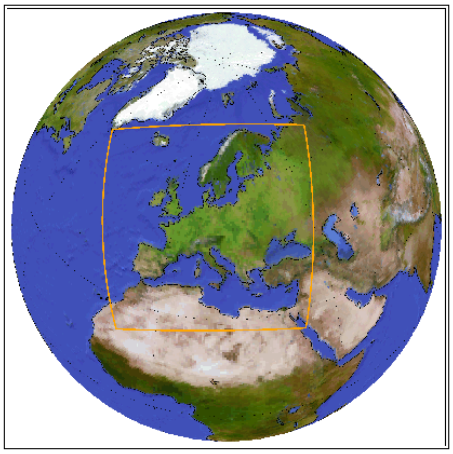
El programa CORDEX consta de varias componentes: a) desarrollo de un marco para las metodologías de evaluación de técnicas de regionalización; b) desarrollo de técnicas de regionalización mejoradas, tanto estadísticas como dinámicas; y c) promoción de las interacciones entre la comunidad de la modelización climática y los usuarios finales de la información climática.

Una parte esencial de CORDEX es la evaluación de múltiples modelos regionales en un período de referencia de 20 años (1989-2007) utilizando el reanálisis del ERA-Interim como forzamiento externo, "*perfect boundary conditions*". Estas evaluaciones son fundamentales para analizar las fortalezas y debilidades de estos modelos y para su uso en la producción de proyecciones futuras del cambio climático regional en los que el forzamiento es proporcionado por múltiples modelos climáticos y distintos escenarios de emisiones utilizados en el CMIP5 (Giorgi *et al.,* 2009).

Previamente a CORDEX, se establecieron otros programas, no coordinados, de regionalización dinámica para obtener proyecciones regionalizadas de cambio climático mediante métodos dinámicos en distintas regiones, como por ejemplo: a) PRUDENCE (Christensen y Christensen 2007) y ENSEMBLES (van der Linden y Mitchell 2009) en Europa; b) NARCCAP (Mearns *et al.,* 2009) en el norte de América; c) RMIP en el este de Asia; y d) CLARIS (Solman *et al.,* 2013) en América del Sur.

En una primera fase de CORDEX, se consideraron un total de 14 dominios (regiones a lo largo del globo en las que se ha aplicado la regionalización) con una resolución del orden de 50 km (0.44º). En el dominio europeo se estableció la rama europea, EURO-CORDEX (http://www.euro-cordex.net/), en cuyo dominio (figura 2.2) se definió, además de la resolución estándar (EUR-44, ~50 km), una resolución mayor, 0.11º, (EUR-11, ~12.5 km). En este informe se han considerado las proyecciones climáticas correspondientes a EUR-11 para España peninsular y las Islas Baleares. Sin embargo, como se muestra en la figura 2.2, en el dominio europeo no están incluidas las islas Canarias, teniendo que recurrir al dominio CORDEX de la región de África (AFR-44). Este dominio tiene solo la resolución estándar de 0.44º, con un escaso número de puntos en la zona de estas islas, como puede observarse en la figura 2.3, donde se muestra la distribución espacial de los puntos de rejilla de CORDEX sobre la Península, Baleares y Canarias.

Por ello, no se ha considerado pertinente considerar la regionalización dinámica para las islas Canarias.



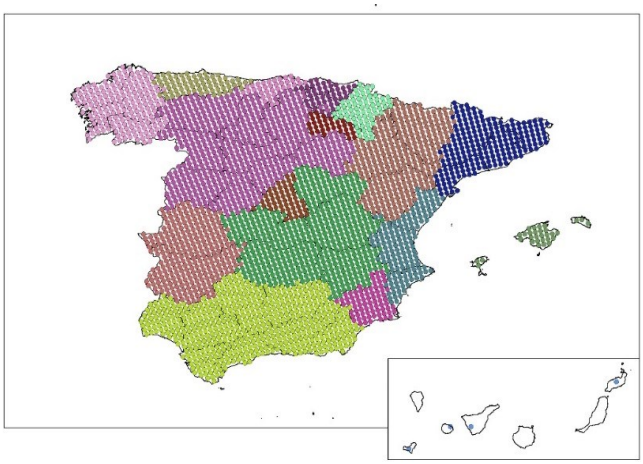


Figura 2.2 (izquierda). Dominio EURO-CORDEX.
Figura 2.3 (derecha). Distribución espacial de los puntos de rejilla de CORDEX sobre España peninsular y Baleares (EUR-11) y sobre Canarias (AFR-44).

En la tabla 2.3 se presentan las combinaciones de modelos globales y regionales utilizados. En principio, no se realizó ninguna selección de modelos, sino que se incluyeron todos aquellos que tenían disponible el dato diario de las variables requeridas por los métodos cuando se inició este estudio.

Institución	Modelo Regional	Modelo Global
Climate Limited-area Modelling Community (CLM-Community)	CCLM4-8-17	CNRM-CM5
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Rossby Centre, Suecia	RCA4	CNRM-CM5
Royal Netherlands Meteorological Institute, Holanda	RACMO22E	EC-EARTH
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Rossby Centre, Suecia	RCA4	IPSL-CM5A-MR
Climate Limited-area Modelling Community (CLM-Community)	CCLM4-8-17	MPI-ESM-LR
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Rossby Centre, Suecia	RCA4	MPI-ESM-LR
Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Climate Service Center, Max Planck Institute for Meteorology, Alemania	REMO2009	MPI-ESM-LR
Climate Limited-area Modelling Community (CLM-Community)	CCLM4-8-17	MOHC-HadGEM2-ES
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Rossby Centre, Suecia	RCA4	MOHC-HadGEM2-ES
Royal Netherlands Meteorological Institute, Holanda	RACMO22E	MOHC-HadGEM2-ES

Tabla 2.3. Combinación de los modelos regionales y globales de CORDEX correspondientes al dominio EURO-CORDEX (EUR-11) utilizado en las proyecciones regionalizadas por métodos dinámicos. Las columnas corresponden a: institución, modelo climático regional y modelo climático global.

No existe una prueba concluyente que demuestre que un enfoque (dinámico) sea superior al otro (estadístico) en términos de reproducir la variabilidad observada de las variables climáticas locales. Sin embargo, el gasto computacional tan elevado de los RCM es la razón del mayor uso de la regionalización estadística (Tryhorn y DeGaetano, 2011). En la mayoría de los trabajos previos, el foco de atención se había situado mayoritariamente en la reproducción del comportamiento medio de las variables y no en la reproducción de los extremos (Haylock *et al.*, 2006; Schmidli *et al.*, 2007; Tolika *et al.*, 2008; Wang y Zhang, 2008).

2.4. Bases de datos utilizadas

Con respecto a la regionalización estadística, en este informe se utilizan tres conjuntos de datos agrupados en dos tipos: datos de referencia y datos procedentes de modelos climáticos. Los datos de referencia proceden de la observación, bien directamente, bien mediante modelos de reanálisis. Los datos obtenidos directamente de la observación, procedentes de las estaciones meteorológicas, proporcionan la información sobre los predictandos o variables locales. Los datos procedentes de los modelos de reanálisis informan sobre variables a gran escala o predictores. El tercer grupo de datos lo forman los datos de simulaciones de modelos climáticos globales tanto para el periodo 1961-1990, correspondientes a simulaciones del clima actual, como para el siglo XXI. A partir de estos datos se estimarán las proyecciones futuras de los predictandos en los puntos de observación mediante las técnicas de regionalización empíricas.

Como predictandos se han seleccionado la precipitación, la temperatura máxima y la temperatura mínima. Ello obedece a ser, por ejemplo, la precipitación una variable fundamental del sistema climático por su influjo en muchos aspectos del ciclo hidrológico como la escorrentía de los ríos, la cantidad de nieve o las sequías. Por otra parte, aquellos impactos que sean más sensibles a la temperatura mínima estival o a la temperatura máxima invernal pueden ser más predecibles que aquellos análisis basados en las proyecciones de las temperaturas promedio diarias.

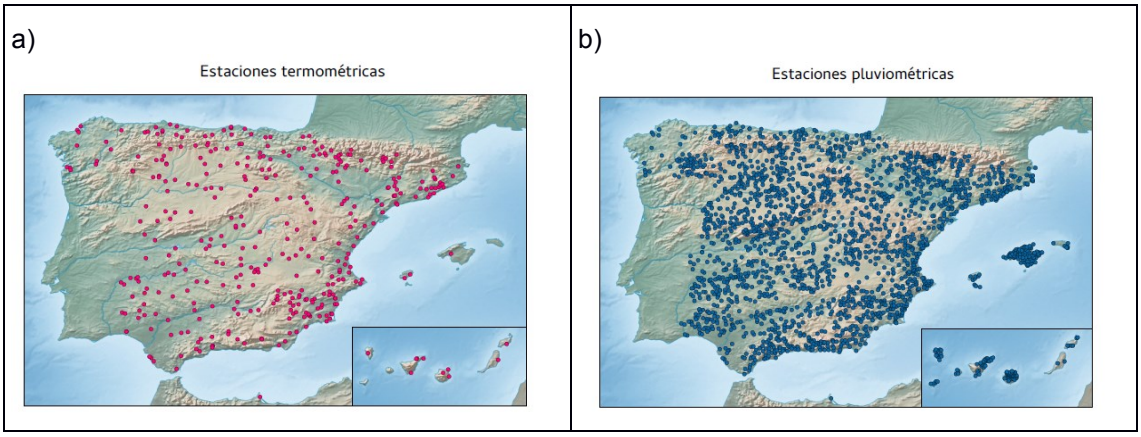


Figura 2.4. Distribución espacial de las estaciones climatológicas utilizadas para la regionalización de: a) temperatura (374) y b) precipitación (2323).

Los datos históricos de precipitación y de temperaturas máximas y mínimas diarias que se han considerado en este informe corresponden a 2323 puntos de observación para la precipitación y 374 puntos de observación para las temperaturas, procedentes del banco de datos de AEMET para el periodo 1951-2005. Estos puntos de observación han sido seleccionados después de haber sido sometidas sus series temporales, en el periodo de interés, a un control de calidad riguroso (Brunet *et al.*, 2008). Se ha procurado que la cobertura espacial fuera la más adecuada (figura 2.4).

Las variables predictoras a gran escala para el clima actual se han obtenido a partir de los campos medios diarios del reanálisis del *National Center for Envoronmental*

Prediction & the National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) (Kalnay *et al.*, 1996), correspondientes al periodo 1951-2005; y para las proyecciones de clima futuro se han obtenido de los modelos climáticos globales indicados en la sección 2.2, y extraídas del portal de datos del CMIP5 (Taylor *et al.*, 2012).

2.5. Limitaciones e incertidumbres de las proyecciones de cambio climático

Las proyecciones climáticas o estimaciones de la evolución futura del clima de la Tierra en escalas temporales decenales y seculares vienen afectadas por diferentes fuentes de incertidumbre. Estas fuentes de incertidumbres en las proyecciones climáticas proceden de las diferentes etapas asociadas a su proceso de generación, pudiéndose describir en forma jerárquica o de cascada (Mitchell y Hulme, 1999), de tal forma que, cada paso conducente a la generación de proyecciones regionales hereda todas las incertidumbres de los pasos anteriores, asunto de capital importancia en los estudios de impacto o de reducción de escala (Sheridan y Lee, 2010).

Las fuentes de incertidumbre en las proyecciones de cambio climático pueden agruparse en tres categorías principales: a) incertidumbre asociada al escenario, debida a las inciertas emisiones y concentraciones futuras de los GEI y aerosoles; b) incertidumbre asociada a la modelización, debida a las limitaciones en nuestra comprensión del sistema climático y de su representación en los modelos climáticos, y c) incertidumbre asociada a la variabilidad natural, incertidumbre que surge de la variabilidad interna del sistema. La figura 2.5 ilustra las contribuciones relativas de estas tres principales fuentes de incertidumbre a las proyecciones de clima para diferentes tiempos en el futuro, estimadas a partir de simulaciones de los modelos del CMIP5 para la temperatura media global y la invernal en Europa.

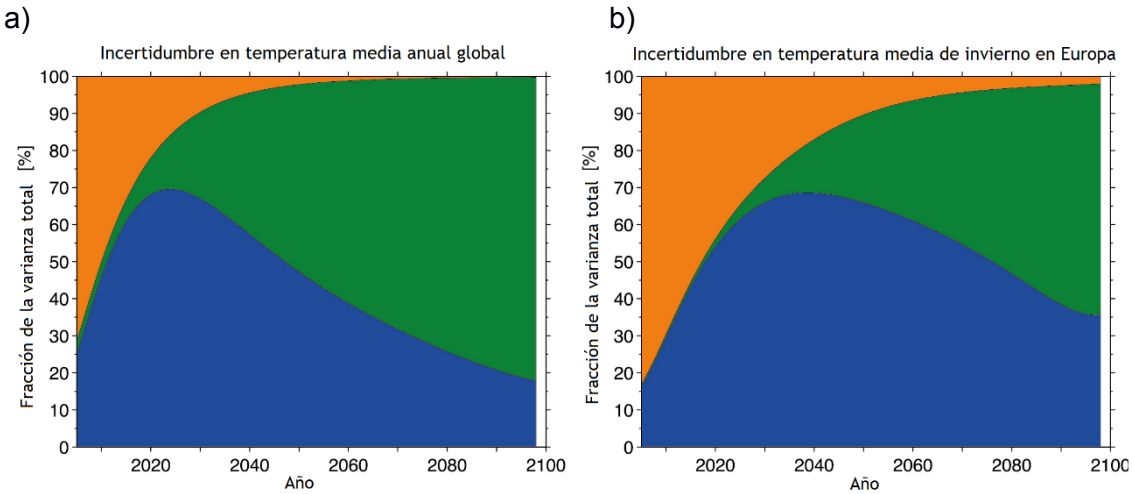


Figura 2.5. Fracción de la varianza total en las proyecciones de la media decadal de la temperatura del aire en superficie explicada por las tres componentes de la incertidumbre total, escenario (verde), modelo (azul) y variabilidad interna (naranja): a) un promedio global de la temperatura media anual y b) media invernal (diciembre-enero-febrero) en Europa (fuente: IPCC, 2013, adaptada).

La incertidumbre asociada al escenario surge del rango de posibles, pero también desconocidas, concentraciones futuras de los GEI y aerosoles en la atmósfera, debido a los ritmos de emisión por las actividades humanas y a sus complejas interacciones con la biosfera y la hidrosfera. Como se ha mencionado, en este informe, la incertidumbre del escenario se considera mediante el uso de los RCP (Moss *et al.*, 2010), tratándose todos los RCP como plausibles. A las incertidumbres relativas a la evolución futura de las emisiones hay que añadir las asociadas a la forma en que esas emisiones afectan a las concentraciones de los GEI, dado que no se conoce exactamente el destino final de las emisiones. Hasta aproximadamente 2030, las concentraciones de los GEI en los varios RCP difieren solo marginalmente y, en consecuencia, la incertidumbre del escenario es pequeña. Su contribución relativa a la incertidumbre total se incrementa en las décadas futuras, convirtiéndose en la fuente dominante de incertidumbre para la temperatura para el final del siglo XXI (sombreado verde en la figura 2.5 a).

La incertidumbre asociada a los modelos es una incertidumbre resultante de las limitaciones en: a) nuestra comprensión del sistema climático, b) nuestra habilidad para simularlo y c) los modelos climáticos que, aunque basados en las mismas leyes físicas utilizan diferentes aproximaciones, hecho que da lugar a diferencias en la simulación. Mientras que la incertidumbre de los modelos se incrementa a lo largo del siglo XXI, su contribución relativa a la incertidumbre total generalmente muestra un pico o meseta alrededor de la mitad del siglo (sombreado azul en la figura 2.5 a).

El cambio proyectado en el clima medio puede superponerse a la variabilidad natural del clima. La incertidumbre en la variabilidad natural surge de la variabilidad climática interna (p. ej., el estado de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO)) y de los mecanismos de forzamientos externos naturales incluyendo las futuras erupciones volcánicas y los cambios en la radiación solar incidente. La importancia relativa de la incertidumbre de la variabilidad interna generalmente decrece con el tiempo a medida que la incertidumbre debida al escenario o a la modelización aumenta (figura 2.5 a, sombreado naranja).

Cuando se analizan los cambios de temperatura sobre regiones más pequeñas como Europa (figura 2.5 b), cada fuente de incertidumbre presenta aproximadamente la misma evolución temporal que la discutida para la Tierra en su conjunto. Las diferencias más notorias son, sin embargo, las mayores contribuciones de la incertidumbre debida a los modelos y la variabilidad interna en la figura 2.5 b, ya que las fluctuaciones internas tienen mayor amplitud en la escala regional que en la escala global.

También contribuyen a la incertidumbre las distintas técnicas de regionalización, encargadas de aumentar la resolución espacial de las proyecciones climáticas generadas por los modelos globales.

Las incertidumbres inherentes a las proyecciones originales (procedentes de los modelos globales) y las surgidas del propio procedimiento de regionalización aplicado, con mucha frecuencia, no se presentan, ni se cuantifican, ni se discuten; tendiendo el usuario a juzgar los resultados numéricos meramente por las apariencias. De acuerdo con Boé *et al.,* (2007), el análisis de la incertidumbre desempeña un papel principal en

cualquier estudio de impacto. A fecha de hoy, la demanda más acuciante de la sociedad para los estudios de impacto se restringe a los primeros decenios del siglo XXI. Para este periodo, la relación señal de cambio climático/ruido emergente es más débil que la que existe a finales del siglo XXI. La cuantificación de las incertidumbres constituye, por tanto, una necesidad para que las evaluaciones de impactos puedan ser realmente útiles en las decisiones a tomar por los gestores y políticos.

2.6. Presentación y tratamiento de las proyecciones regionalizadas de cambio climático

A continuación se explica cómo se presentan las proyecciones regionalizadas en este informe. Para cada punto de observación (regionalización estadística) o de rejilla (regionalización dinámica) seleccionado se ha obtenido un conjunto de proyecciones regionalizadas cuyo número se muestra en la tabla 2.4.

Escenario	TEMPERATURA				PRECIPITACIÓN			
	Análogos	Regresión	CORDEX	Total	Análogos	Regresión	CORDEX	**Total**
RCP8.5	14	19	10	**43**	17	19	10	**46**
RCP6.0	6	7		**13**	7	7		**14**
RCP4.5	13	15	10	**38**	18	15	10	**43**
Total	**33**	**41**	**20**	**94**	**42**	**41**	**20**	**103**

Tabla 2.4. Proyecciones regionalizadas de temperatura (máxima y mínima) y precipitación obtenidas por métodos de regionalización estadística (análogos y regresión) y regionalización dinámica (CORDEX).

Como puede observarse (tabla 2.4), y se detallará posteriormente en la sección 3, no se han utilizado los mismos modelos en los dos tipos de regionalización estadística ya que no utilizan el mismo conjunto de variables predictoras. Por otra parte, en el procedimiento de análogos, tampoco se han utilizado los mismos modelos para la regionalización de las temperaturas y de la precipitación.

Aunque los valores obtenidos son a escala diaria y de punto de observación o de rejilla, para la presentación y análisis de los resultados se han realizado agrupamientos tanto espaciales como temporales. El agrupamiento temporal ha ido dirigido a extraer información a escala estacional (invierno, primavera, verano y otoño) y anual, mientras que los agrupamientos espaciales se han realizado teniendo en cuenta la distribución administrativa de España (17 comunidades autónomas y 59 provincias, incluidas ciudades autónomas e islas) y la distribución por cuencas hidrográficas (15 cuencas).

Este último agrupamiento resulta de bastante interés para la comunidad dirigida a evaluar los recursos hídricos y sus impactos en diferentes sectores como el agrario. Mientras que la primera puede contribuir a realizar estudios de impactos que ayuden a tomar decisiones a los diferentes niveles administrativos. En el agrupamiento estacional se ha considerado la definición climatológica de las estaciones que incluye meses completos. Así, el invierno lo forman los meses de diciembre, enero y febrero; la primavera, los meses de marzo, abril y mayo; el verano, los meses de junio, julio y agosto; y el otoño, los meses de septiembre, octubre y noviembre.

Las proyecciones regionalizadas obtenidas mediante estas técnicas de regionalización pueden tener sesgos heredados de los modelos climáticos utilizados. A efectos de eliminarlos, se han calculado los cambios de las variables respecto al periodo de referencia (1961-1990); puntualmente se usaran cambios relativos (en porcentaje), como en el caso de la cantidad de precipitación, nubosidad, evapotranspiración real y escorrentía.

A partir del conjunto de proyecciones generadas usando las técnicas de regionalización indicadas se ha analizado la evolución futura de los valores medios de las variables y de una selección de sus índices extremos así como sus incertidumbres. Esta información se presenta en dos tipos de gráficos: mapas de proyecciones y gráficos de evolución temporal, que pueden consultarse en la página web de AEMET, http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat/.

Los mapas de proyecciones son representaciones espaciales del valor de una variable en cada punto de observación o de rejilla, mostrado a través de una escala de colores. Este tipo de representación permite obtener una imagen espacial de cómo puede variar el clima futuro sobre España y de su incertidumbre. Se han realizado mapas de proyecciones para dos periodos futuros 2046-2065 y 2081-2100. Para cada periodo, escenario y técnica de regionalización, se ha representado el valor medio y la desviación estándar de los cambios de las temperaturas máximas y mínimas (expresados en grados Celsius) y de la precipitación, escorrentía, evapotranspiración real y nubosidad (expresados en tanto por ciento) a escala estacional y anual. Se han obtenido diez mapas de proyecciones por periodo, escenario y técnica de regionalización. Los cambios de precipitación, escorrentía y evapotranspiración real que se muestran son cambios relativos respecto al valor promedio en el periodo de referencia (1961-1990).

Los gráficos de evolución muestran los cambios esperados de la variable respecto a su valor medio en el periodo de referencia a lo largo del siglo XXI (2010-2100). Se han elaborado gráficos de evolución por provincias, comunidades autónomas, cuencas hidrográficas y para la España peninsular. Para cada zona y método de regionalización se han representado los valores medios a escala anual y estacional y los índices extremos a escala anual. En cada gráfico de evolución se representa la media de todas las proyecciones obtenidas por los distintos modelos para cada una de las técnicas de regionalización utilizadas y su incertidumbre, expresada en forma de banda coloreada como más/menos una desviación estándar (σ) alrededor de la evolución media. El número de modelos utilizados para cada escenario se indica entre paréntesis en las

correspondientes figuras. Como la precipitación, escorrentía y evapotranspiración real muestran una gran variabilidad interanual se ha utilizado un filtro gaussiano para suavizar la representación de las proyecciones.

En el caso de las temperaturas máximas y mínimas se ha incluido también un gráfico de evolución de todas las proyecciones obtenidas con los modelos utilizados por cada técnica de regionalización para mostrar la gran variabilidad de los resultados según los modelos globales utilizados.

3. Proyecciones regionalizadas de cambio climático sobre España

Las proyecciones regionalizadas de cambio climático que se presentan en este informe están basadas en proyecciones futuras del clima obtenidas por métodos de regionalización estadísticos y dinámicos, utilizando los modelos de circulación general participantes en la elaboración del Quinto Informe de Evaluación del IPCC.

Las proyecciones se han obtenido bajo tres sendas representativas de concentración (RCP): RCP 8.5, 6.0 y 4.5 para la regionalización estadística y bajo dos sendas (RCP8.5 y RCP4.5) para la regionalización dinámica. El conjunto de proyecciones generadas nos va a permitir realizar una aproximación a la estimación de las incertidumbres ligadas a los escenarios de emisiones, a los modelos globales y a las técnicas de regionalización.

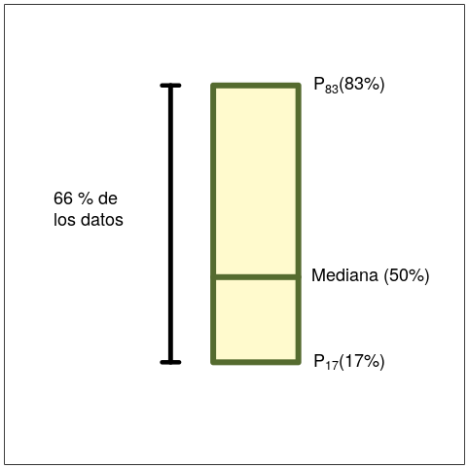


Figura 3.0. Esquema del diagrama de cajas utilizadas para visualizar la distribución de las proyecciones.

El análisis no solo se va a centrar en los cambios previstos en los valores medios o acumulados de estas variables, sino también en una selección de índices de extremos asociados a algunas de ellas. Para ello se utilizarán gráficos de evolución, mapas espaciales y una variante de los diagramas de cajas. El primer y tercer cuartil, utilizados en los diagramas de cajas, son sustituidos por los percentiles 17 y 83 respectivamente, rango usado también por otros autores (Jacob et al., 2014). En este intervalo se encontrarían el 66 % de las proyecciones situadas en torno a la mediana (en una distribución gaussiana el 68 % de los casos se encuentran en un intervalo +/- sigma en torno del valor medio), como se muestra en la figura 3.0. Como medida de la incertidumbre, se utilizará la diferencia entre estos percentiles para dar un rango de valores del cambio de las variables.

3.1. Cambios en los valores medios

Al comienzo de esta sección se sintetizan en un recuadro en color los resultados más relevantes obtenidos.

Las **temperaturas máximas** y **mínimas** muestran un claro aumento progresivo a lo largo del siglo XXI, siendo mayor en verano y para el escenario más emisivo.

Las **temperaturas máximas y mínimas** del verano y otoño muestran un incremento más intenso que las del invierno y primavera, siendo el calentamiento mayor en las zonas interiores y del este que en las zonas del norte.

Las **precipitaciones** parecen mostrar una ligera disminución en la mayor parte de España para finales del siglo XXI, más fiable en las cuencas hidrográficas del sur peninsular al existir más acuerdo entre las proyecciones, aunque existe una dispersión apreciable en los valores. En el caso de apreciarse cambios, en términos porcentuales, tienden a ser menores en invierno que en el resto de las estaciones.

La **nubosidad**, en general, muestra una ligera disminución a lo largo del siglo XXI para el escenario más emisivo, salvo en el norte y región mediterránea en invierno.

La **evapotranspiración real**, en general, muestra una ligera disminución para finales de siglo bajo el escenario más emisivo, salvo en las zonas montañosas y en el invierno.

En respuesta a los cambios especificados de los forzamientos, se obtiene un calentamiento en superficie durante el siglo XXI para todos los escenarios RCP, pero la magnitud del incremento difiere fuertemente, mostrando el impacto potencial de las políticas de mitigación. Para el escenario RCP2.6, el aumento de la temperatura media anual global respecto a los valores pre-industriales está por debajo de 2 ºC durante todo el siglo XXI para el promedio de los resultados de los modelos incluidos en el CMIP5. No sucede así para el resto de los escenarios, con un calentamiento promedio para el periodo 2081-2100 respecto a 1850-1900 de 2.4 ºC para RCP4.5, 2.8 ºC para RCP6.0 y 4.3 ºC para RCP8.5 (IPCC, 2013).

Los incrementos de temperatura son prácticamente los mismos para todos los escenarios RCP durante los dos primeros decenios (véase figura 11.25 del IPCC 2013). A escalas de tiempo más largas, el ritmo de calentamiento empieza a depender más de la trayectoria de concentración de los GEI especificada, siendo más elevada (> 0.3 ºC por década) en el escenario RCP8.5, particularmente después de 2050.

Para el análisis de la temperatura se han considerado sus valores máximos y mínimos diarios, ya que muchos de los efectos de la temperatura sobre determinados sectores están asociados más a sus valores extremos que a sus valores medios diarios.

3.1.1. Cambio en la temperatura máxima

Los cambios proyectados de la temperatura máxima futura bajo el escenario de emisión SRES A1B ya indicaban un patrón de calentamiento a gran escala sobre Europa que se intensifica en el transcurso del siglo XXI (IPCC, 2007). El mayor incremento se proyectaba para el norte de Europa en invierno y para el sur de Europa en verano.

En el caso de la España peninsular, el valor medio de la temperatura máxima anual muestra un aumento progresivo a lo largo de este siglo bajo todos los escenarios analizados, siendo muy significativo para finales de siglo y bajo el escenario RCP8.5 (figura 3.1 a, d y g). Hasta aproximadamente la primera mitad del siglo, la elección del escenario RCP tiene un impacto menor en los resultados de las proyecciones, como ya se ha comentado. Sin embargo, en la segunda mitad del siglo, las estimaciones para los diferentes RCP divergen notablemente, especialmente, el escenario RCP8.5 respecto a los otros dos escenarios intermedios considerados: RCP4.5 y RCP6.0. Estos últimos siguen una evolución muy próxima, divergiendo hacia 2080.

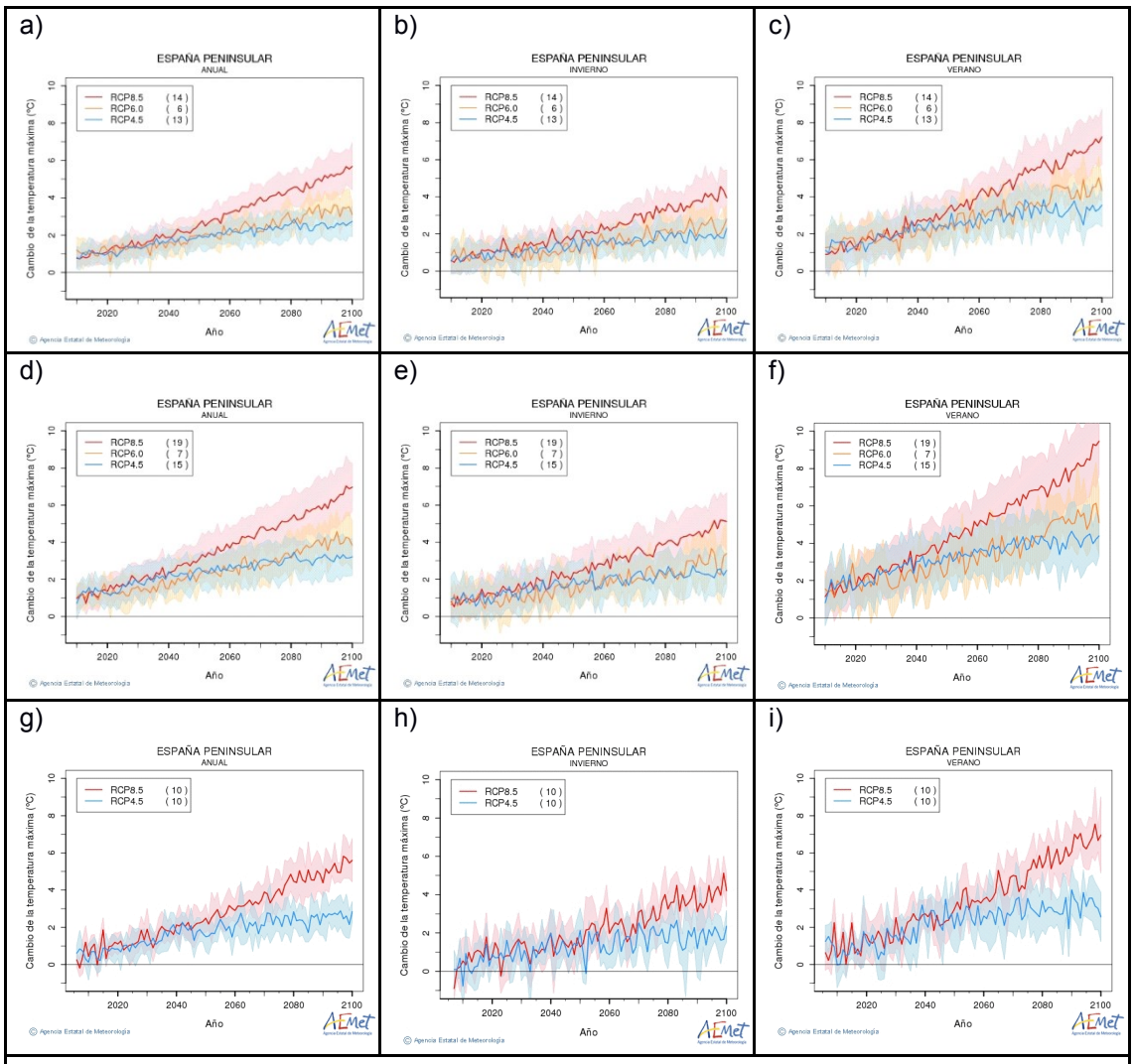


Figura 3.1. Evolución temporal del cambio del valor medio anual (a, d, g), invernal (b, e, h) y estival (c, f, i) de la temperatura máxima diaria (ºC) para España peninsular para cada uno de los RCP analizados, según el método de análogos (a-c), el método de regresión (d-f) y el método dinámico (g-i). Entre paréntesis, el número de modelos utilizados en cada escenario.

Las proyecciones generadas por los tres métodos muestran un aumento progresivo de las temperaturas máximas a lo largo de este siglo, más rápido para el escenario RCP8.5 y más lento para el escenario menos emisivo (RCP4.5). Para finales de siglo, el impacto del escenario RCP en la variación de su valor medio será de unos 3 ºC aproximadamente. Para España peninsular, se observa que los valores mayores se obtienen por el método de regresión (figura 3.1d-f) y los menores por el método de análogos (figura 3.1a-c). En la escala anual, las variaciones estarían comprendidas entre 4.8 ºC y 6.4 ºC para el escenario más emisivo y el periodo 2081-2100 para el método de regresión, entre 4.2 ºC y 5.0 ºC para el método de análogos y entre 4.5 ºC y 5.5 ºC para el método dinámico.

En el invierno, el comportamiento de esta variable es bastante similar en los tres métodos, con aumentos que no superan los 4.5 ºC en el RCP8.5 para finales del siglo XXI. Sin embargo, en el verano, los incrementos son mayores; con valores entre 6.5 ºC y 9 ºC según el método de regresión, entre 5.2 ºC y 6.8 ºC según el método de análogos y entre 5 ºC y 7.5 ºC según el método dinámico, situándose éste entre los dos métodos estadísticos.

Las rangos con valores más bajos corresponden a los escenarios cuyo pico de emisiones se alcanza antes de 2100 (RCP4.5 y RCP6.0), aumentando estos valores a medida que este pico se desplaza hacia el futuro. La magnitud de estos rangos nos da información acerca de la incertidumbre asociada a los modelos globales. Esta incertidumbre va aumentando con el alcance de la proyección. Así, puede observarse en la figura 3.1 cómo la zona sombreada, que informa sobre la incertidumbre ligada a modelos, se va haciendo ligeramente más ancha a medida que nos alejamos en el tiempo. Esto se aprecia mejor en las gráficas asociadas a las técnicas de regionalización estadísticas (las dos filas superiores), elaboradas teniendo en cuenta un mayor número de modelos globales (superior a 10 modelos para los escenarios comunes), que en las gráficas asociadas a la técnica de regionalización dinámica, construidas a partir de solo cinco modelos globales. El contar con un mayor número de modelos permite una mejor exploración de las incertidumbres asociadas a los mismos. No obstante, estas incertidumbres son inferiores a las debidas a los escenarios de emisiones, que también aumentan con el tiempo (los rangos de valores de temperatura máxima por escenarios se van separando cada vez más).

Considerando los cambios obtenidos a partir de todas las proyecciones generadas por los tres métodos, se observa (figura 3.2) que, en el caso anual, hay un aumento progresivo tanto en valores medios como en su incertidumbre. Estos incrementos, para la España peninsular, estarían comprendidas entre 4.2 ºC y 6.4 ºC bajo el escenario más emisivo RCP8.5; entre 3.0 ºC y 4.0 ºC bajo el escenario RCP6.0, y entre 2.0 ºC y 3.4 ºC bajo el escenario RCP4.5. En el análisis estacional, los cambios de la temperatura máxima diaria tienen el mismo comportamiento que los obtenidos para el periodo anual: un aumento progresivo a lo largo del siglo XXI, tanto en valores medios como en su incertidumbre. Los aumentos serán mayores durante las estaciones estival y otoñal y menores en invierno y primavera. Esto conducirá a incrementos en los valores medios de esta variable que, para finales de siglo, considerando el promedio de las estaciones de España peninsular y bajo el escenario más emisivo se situarían: entre 5.4 ºC y 8.4 ºC

en el verano, entre 4.6 ºC y 7.2 ºC en el otoño, entre 3.2 ºC y 5.0 ºC en invierno y entre 3.4 ºC y 5.6 ºC en primavera (figura 3.2). En todas las estaciones, la incertidumbre mayor, como es de esperar, está ligada a los escenarios de emisiones (figura 3.2), siendo especialmente marcada en el caso del verano y otoño.

El incremento de la temperatura máxima es menor en el escenario de emisiones bajas (RCP4.5), que alcanza el pico de emisiones hacia mediados de siglo, y mayor en el escenario en el que las emisiones continúan creciendo a finales de siglo (RCP8.5). Estos resultados concuerdan con los obtenidos con un conjunto de modelos participantes en el AR4. Morata-Gasca (2014), puntualiza que esa tendencia al aumento del valor medio de la temperatura máxima a lo largo de todo el periodo, con un mayor incremento en los escenarios de mayores emisiones, y un aumento de la incertidumbre con el alcance de la predicción es coherente con los resultados obtenidos por Nikulin *et al.,* (2011), quienes encuentran una intensificación estadísticamente significativa de las temperaturas máximas en el sur de Europa entre 4 ºC y 6 ºC al final del siglo XXI. Al analizar el comportamiento en Canarias, los valores resultan ser mucho menores (véase http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat/result_graficos).

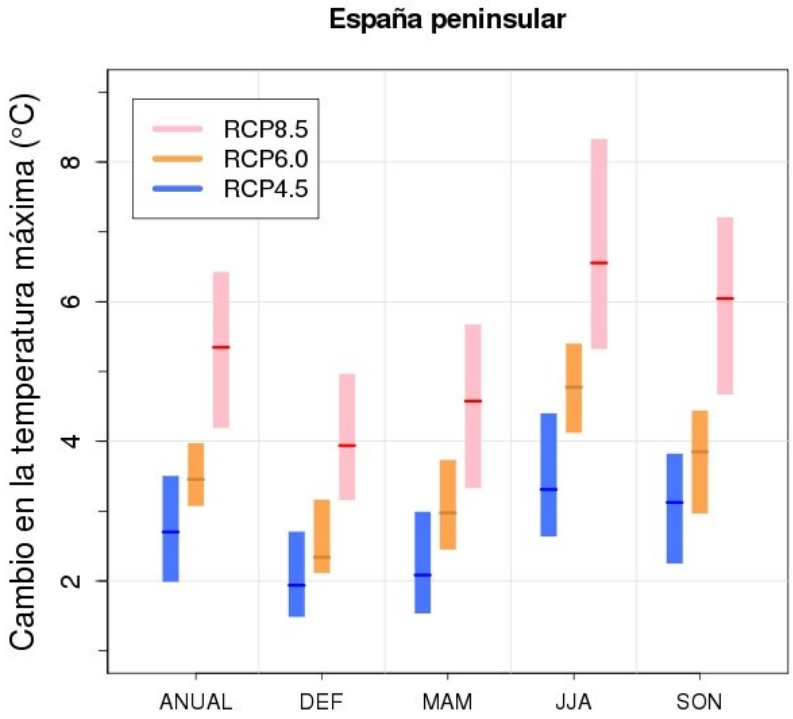


Figura 3.2. Cambios en los valores medios anuales y estacionales de la temperatura máxima de la España peninsular obtenido a partir de todas las proyecciones generadas (por los dos métodos estadísticos: análogos y regresión y por la técnica dinámica) bajo tres escenarios de emisiones (RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5) y para los últimos veinte años del siglo XXI (2081-2100). La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

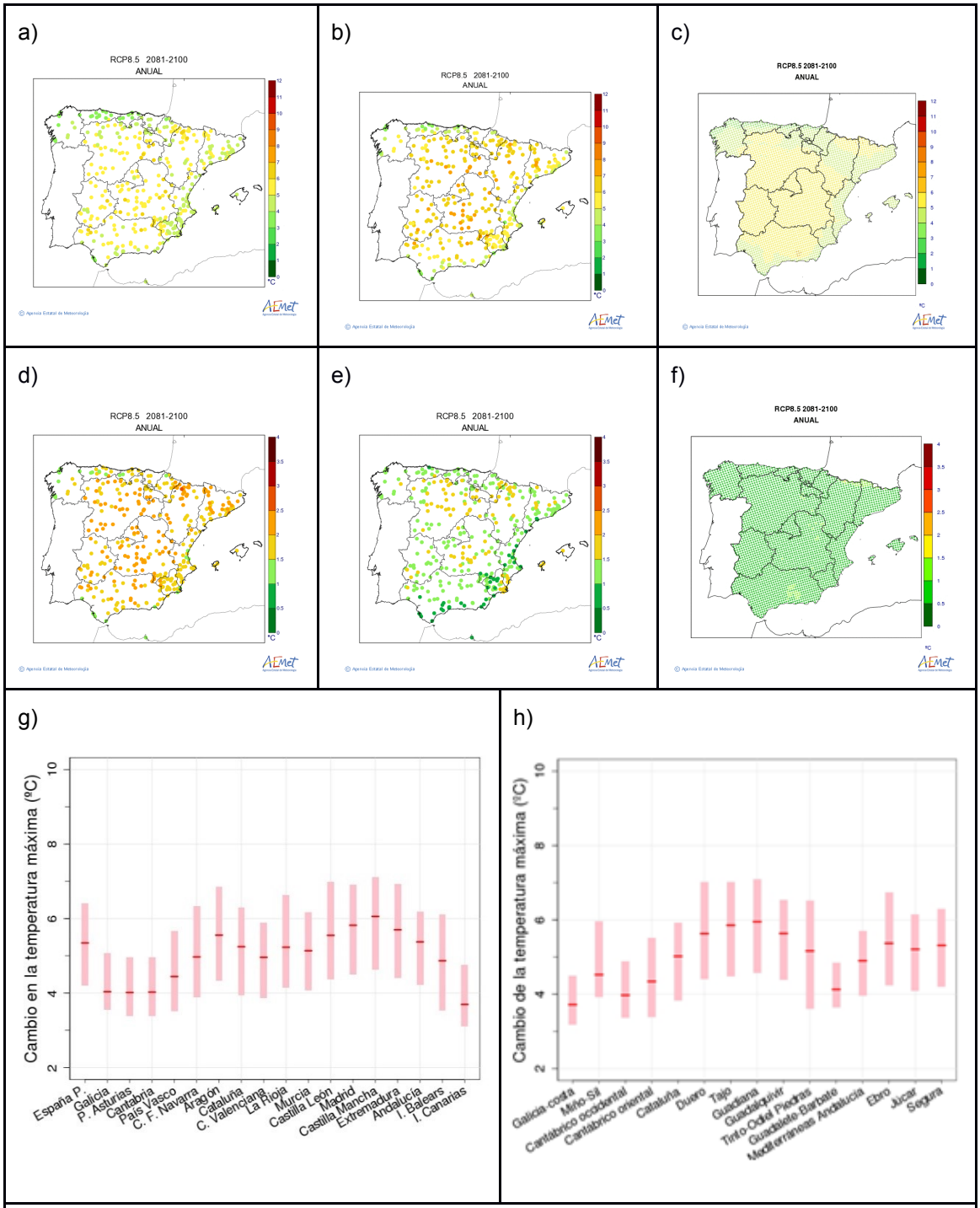


Figura 3.3. Cambio medio de la temperatura máxima (ºC) media anual para el periodo 2081-2100 respecto al periodo de referencia (1961-1990) en el escenario RCP8.5 (a)-c)) e incertidumbre (+/– sigma) asociada (d)-f)), obtenidos mediante el método de análogos a) y d), regresión b) y e) y dinámico c) y f). Diagramas de cajas obtenidos a partir de todas las proyecciones del escenario RCP8.5 por comunidades autónomas g) y por cuencas hidrográficas h). La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

A continuación se va a realizar un análisis espacial a escala estacional y anual del cambio medio de la temperatura máxima centrándonos en los dos últimos decenios del siglo XXI.

La tendencia al aumento de la temperatura máxima diaria a lo largo de este siglo se da en todos los observatorios analizados, conduciendo a incrementos de su valor medio anual para finales de siglo respecto a los valores medios del periodo de referencia, como se observa en la figura 3.3 a-c. Si bien el signo del cambio es el mismo en todos los puntos, no ocurre lo mismo con su magnitud, existiendo algunas variaciones espaciales y de una técnica de regionalización a otra. En general, los aumentos serán mayores en el interior de la Península que en las costas, siendo la metodología dinámica, principalmente, la que proyecta menores cambios. Respecto a la distribución espacial de su incertidumbre (figura 3.3 d-f), ésta es menor en las zonas costeras y mayor en zonas pirenaicas. Comparando estos mapas con los correspondientes del periodo (2046-2065), gráficos no mostrados en el informe pero que se pueden consultar en la página web, se aprecia que la incertidumbre va siendo mayor para alcances más largos. Esta distribución espacial tanto de valores de los cambios como de las incertidumbres asociadas se pone de manifiesto en los valores obtenidos en las agrupaciones realizadas. En la figura 3.3 g-h se muestran los cambios esperados por comunidades autónomas y por cuencas hidrográficas respectivamente. Las comunidades del norte y noroeste peninsular (Galicia, Principado de Asturias y Cantabria) son las que muestran menos cambios, junto con las islas Canarias. Para este archipiélago, el incremento de temperatura máxima podría estar comprendido entre 3.2 ºC y 4.8 ºC. Por el contrario, los cambios mayores se esperan para las comunidades del interior peninsular (Extremadura, Castilla La Mancha y Comunidad de Madrid), con aumentos, por ejemplo, para Castilla La Mancha entre 4.6 ºC y 7.2 ºC. En estas zonas, las incertidumbres, representadas por las longitudes de las barras de las figuras indicadas, son algo superiores.

Como sucede con las comunidades autónomas, observamos *grosso modo, que el* aumento es mayor en las grandes cuencas atlánticas: Duero, Tajo, Guadiana y Guadalquivir; y menor en las cuencas de Galicia Costa y del Cantábrico occidental. Así, para la cuenca del Guadiana, la temperatura máxima media de los dos últimos decenios podría estar entre 4.6 ºC y 7.2 ºC por encima del valor medio del periodo 1961-1990, mientras que para la cuenca de Galicia-Costa, esta horquilla estaría comprendida entre 3.2 ºC y 4.6 ºC.

La diferencia que se encuentra entre las pequeñas cuencas de Guadalete-Barbate y Tinto, Odiel y Piedras con respecto al comportamiento de las cuencas de su entorno puede ser debida a una representatividad espacial insuficiente en esta zona por las estaciones termométricas utilizadas en ambos métodos de regionalización estadística. En general, los valores obtenidos son muy parecidos para el caso de las comunidades autónomas (inferiores a 0.2 ºC). En el caso de las cuencas hidrográficas, solo en las cuencas de pequeña extensión del sur: Guadalete-Barbate y Tinto, Odiel y Piedras, se obtienen mayores diferencias, superiores a 0.5 ºC en valor absoluto. Para estas dos cuencas, se puede considerar que las estaciones utilizadas por las técnicas estadísticas y relacionadas con las temperaturas no representan bien toda la zona. Las estaciones de la primera están concentradas en la parte costera, dando variaciones inferiores de

temperatura, mientras que las estaciones de la segunda cuenca cubren mejor su zona del interior, dando valores superiores a los obtenidos considerando todos los puntos de rejilla. Por ello, estas dos cuencas no se van a considerar en las discusiones posteriores de las temperaturas máximas y mínimas.

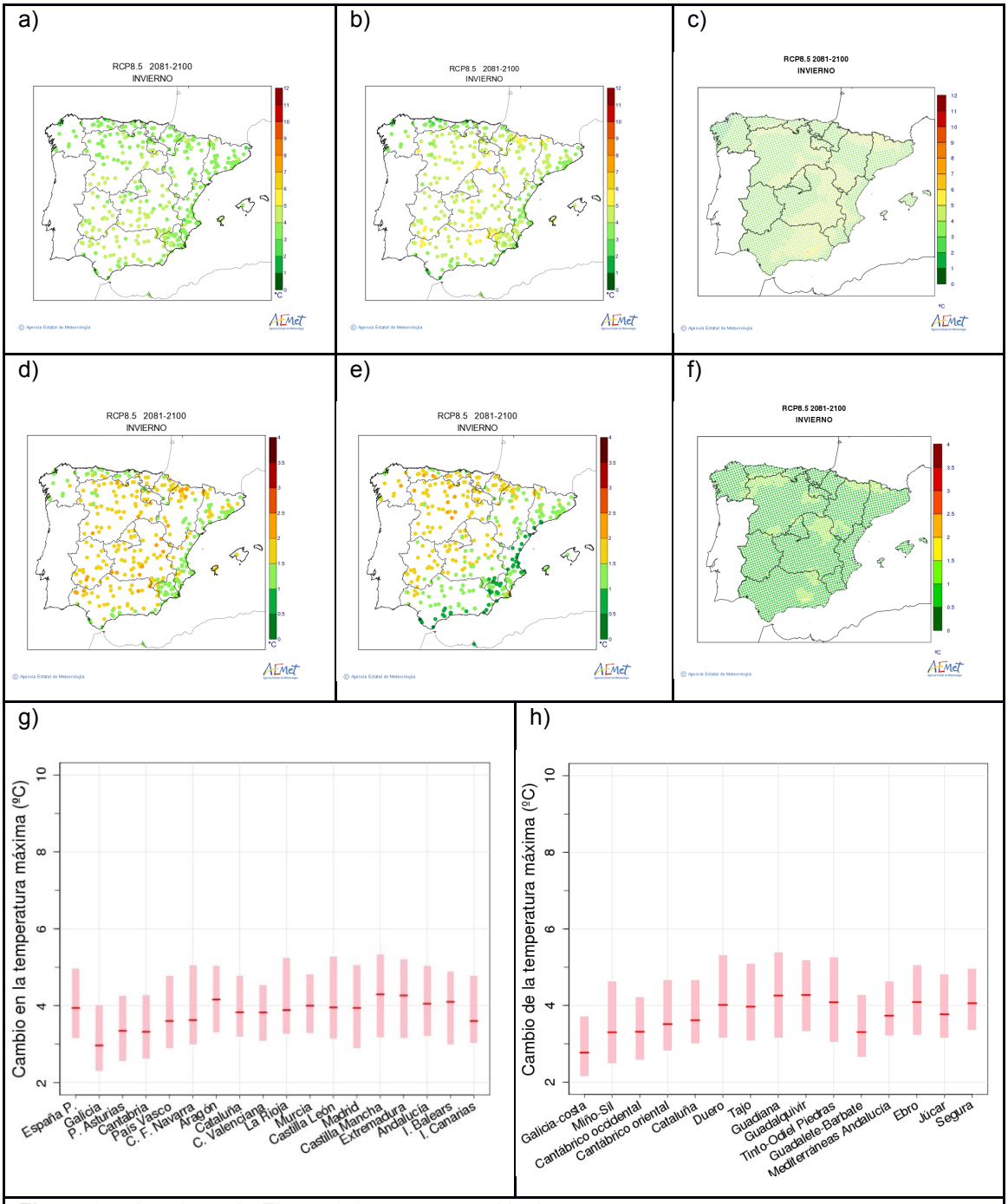


Figura 3.4. Igual que la Figura 3.3, pero para el invierno.

Para el **invierno** (figura 3.4 a-c), en general, los cambios medios son inferiores a los obtenidos para el caso anual, con valores ligeramente más altos en el interior, donde también tienden a ser algo mayores las incertidumbres asociadas a los modelos (figura 3.4 d-f). En el caso de la regionalización dinámica, se repite este patrón pero situando

las mayores variaciones, tanto de valor como de incertidumbre debida a los modelos, en las áreas montañosas y los valores menores en el litoral gallego y cantábrico. De nuevo, las comunidades del extremo noroeste y del cantábrico son las que muestran aumentos más suaves, con valores que podrían estar, por ejemplo, para Galicia entre 2.2 ºC y 4.0 ºC (figura 3.4 g). Mientras que comunidades como Castilla La Mancha y Extremadura tendrían incrementos mayores (horquilla (3.2 ºC, 5.4 ºC)), seguidas de comunidades del sur y del este, incluidas Illes Balears. A diferencia del caso anual, los cambios invernales son más uniformes, con menos variaciones entre comunidades.

Por cuencas hidrográficas, los cambios medios mayores se observan en todas las grandes cuencas españolas (con incrementos en torno a 4 ºC), seguidas por las cuencas mediterráneas (figura 3.4 h). Por el contrario, los aumentos menores se obtienen en pequeñas cuencas del litoral atlántico como la cuenca de Galicia costa, con una horquilla entre 2.2 ºC y 3.8 ºC.

En la **primavera** (figura 3.5 a-c), los cambios medios esperados para finales de siglo siguen siendo positivos y mayores que los obtenidos para el invierno, con variaciones espaciales algo superiores, aunque tiende a reproducirse el patrón de cambios más suaves en las zonas costeras. El método dinámico continúa proporcionando aumentos más moderados que los métodos estadísticos, situando los cambios mayores en la parte interior del sureste peninsular y en la zona pirenaica. Las incertidumbres ligadas a los modelos son mayores, en general, en el interior peninsular y extremo nordeste, siendo inferiores en la técnica dinámica, entre otras cosas por incluir menor número de modelos globales, como ya se ha indicado. Por tanto, las comunidades autónomas con aumentos menores serían el Principado de Asturias, Cantabria y Galicia, además de las islas Canarias, con rangos de valores, por ejemplo, para Cantabria entre 2.4 ºC y 4.2 ºC. Las comunidades con aumentos mayores serían Castilla La Mancha, Castilla y León, Extremadura y la Comunidad de Madrid, con valores entre 3.6 ºC y 6.2 ºC para las dos primeras. En esta zona y en otras comunidades interiores del norte y nordeste peninsular el tamaño de la horquilla supera los 2.5 ºC, indicándonos que las incertidumbres asociadas a los modelos globales y técnicas de regionalización son mayores en primavera que en invierno. Por cuencas hidrográficas (figura 3.5 h), las que experimentarían mayor incremento de temperatura máxima serían las grandes cuencas atlánticas del centro y sur peninsular, con aumentos en torno a 5 ºC.

En el **verano** (figura 3.6 a-c)), los aumentos de temperatura máxima son mayores que los del resto de las estaciones del año, con promedios superiores a los 5 ºC, aunque, hasta cierto punto, se vuelve a reproducir el patrón espacial que sitúa los valores inferiores en las zonas costeras. En este caso, se aprecia mayor incertidumbre tanto debida a modelos como a las técnicas de regionalización, especialmente en el centro y cuadrante nordeste peninsular, quedando reflejado en la mayor longitud de las barras de la figura 3.6 g, donde existen comunidades en las que la incertidumbre supera los 3.5 ºC (Aragón, Cataluña y Castilla y León, entre otras). Los incrementos menores de esta variable se producirán en el archipiélago canario con valores entre 3.0 ºC y 4.8 ºC, mientras que, en la Península, estos incrementos menores se localizan en las comunidades situadas en el extremo norte (Principado de Asturias y Cantabria) con valores entre 4 ºC y 6 ºC. Sin embargo, las comunidades del interior, como Castilla La Mancha y la Comunidad de Madrid, experimentarían aumentos apreciables de

temperatura con una horquilla entre 6 ºC y 9 ºC. Por cuencas hidrográficas (figura 3.6 h), los incrementos mayores se esperan que se produzcan en las grandes cuencas del centro y norte peninsular (Duero, Tajo, Guadiana y Ebro), mientras que los incrementos menores se localizan en pequeñas cuencas del noroeste peninsular (Galicia Costa, el Cantábrico Occidental y el Cantábrico Oriental). Asociado a los valores mayores, se encuentran, en general, las horquillas más amplias.

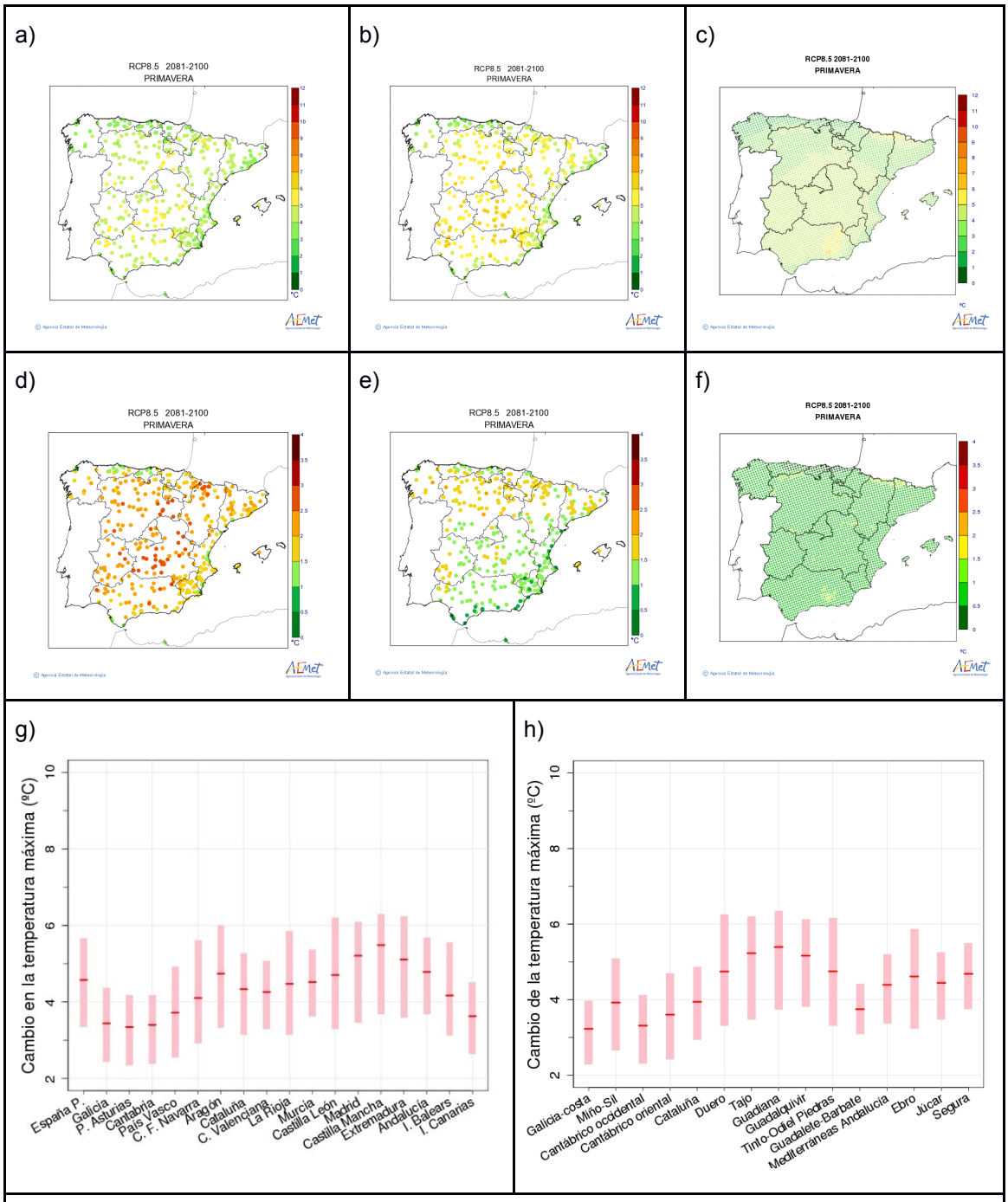


Figura 3.5. Igual que la Figura 3.3, pero para la primavera.

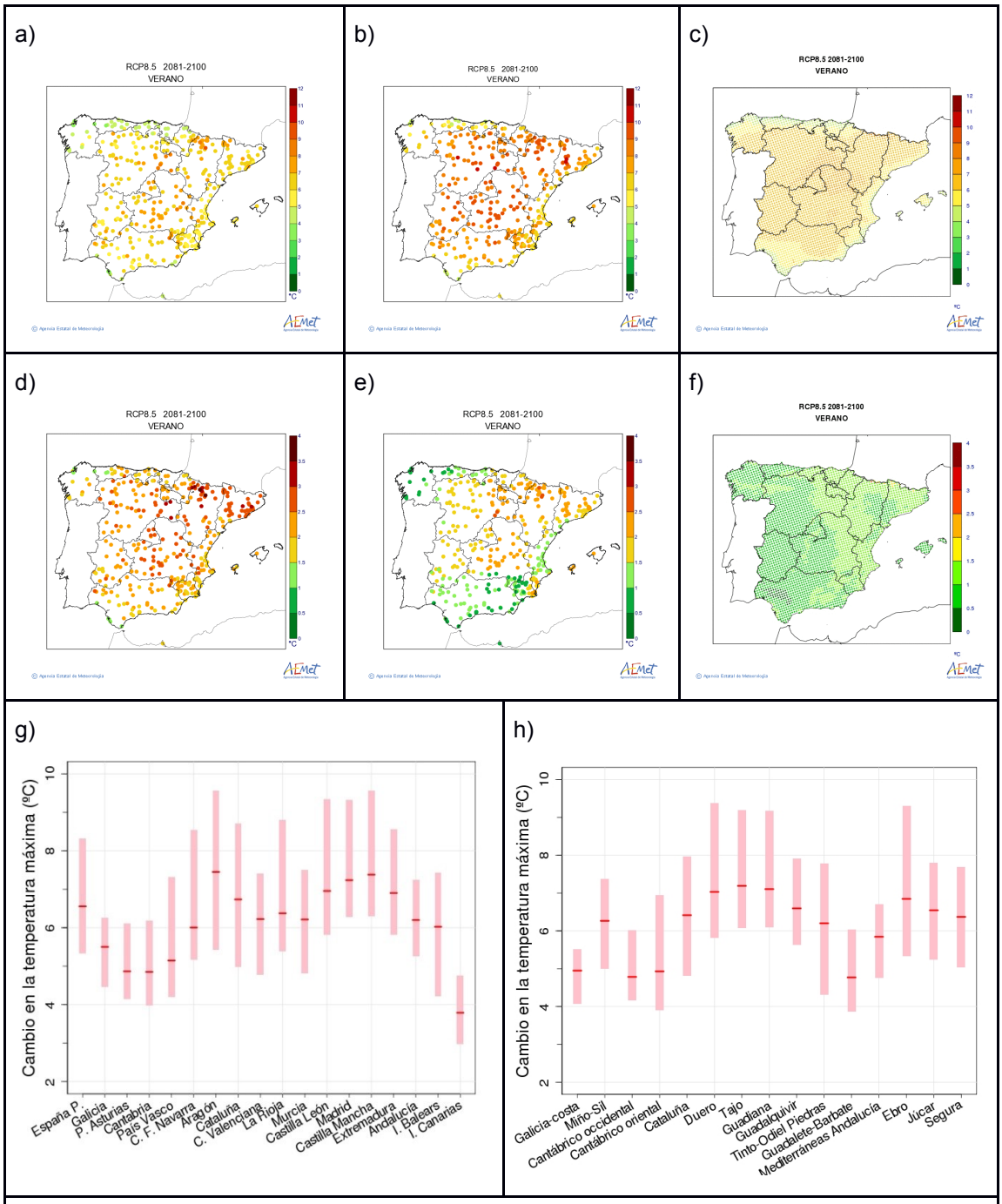


Figura 3.6. Igual que la Figura 3.3, pero para el verano.

Finalmente, en el **otoño**, el aumento de la temperatura máxima se asemeja al obtenido para la primavera, repitiéndose el patrón de cambios inferiores en zonas costeras (figura 3.7 a-c). Por tanto, las comunidades con incrementos mayores vuelven a ser Castilla y León, Castilla La Mancha, Comunidad de Madrid y Extremadura, con horquilla, por ejemplo, para Castilla y León de 5.2 ºC a 7.8 ºC (valores ligeramente más elevados que los de primavera) (figura 3.7 g). En el archipiélago canario y en las comunidades costeras del noroeste peninsular (Cantabria, Principado de Asturias y Galicia) estos incrementos son menores, siendo el rango de valores entre 3.6 ºC y 5.4 ºC por para las islas Canarias entre. De nuevo, las grandes cuencas españolas son las que tendrían

aumentos mayores de temperatura máxima para finales de siglo, siendo las cuencas de Galicia-Costa y del Cantábrico Occidental las que presentarían aumentos menores (figura 3.7 h).

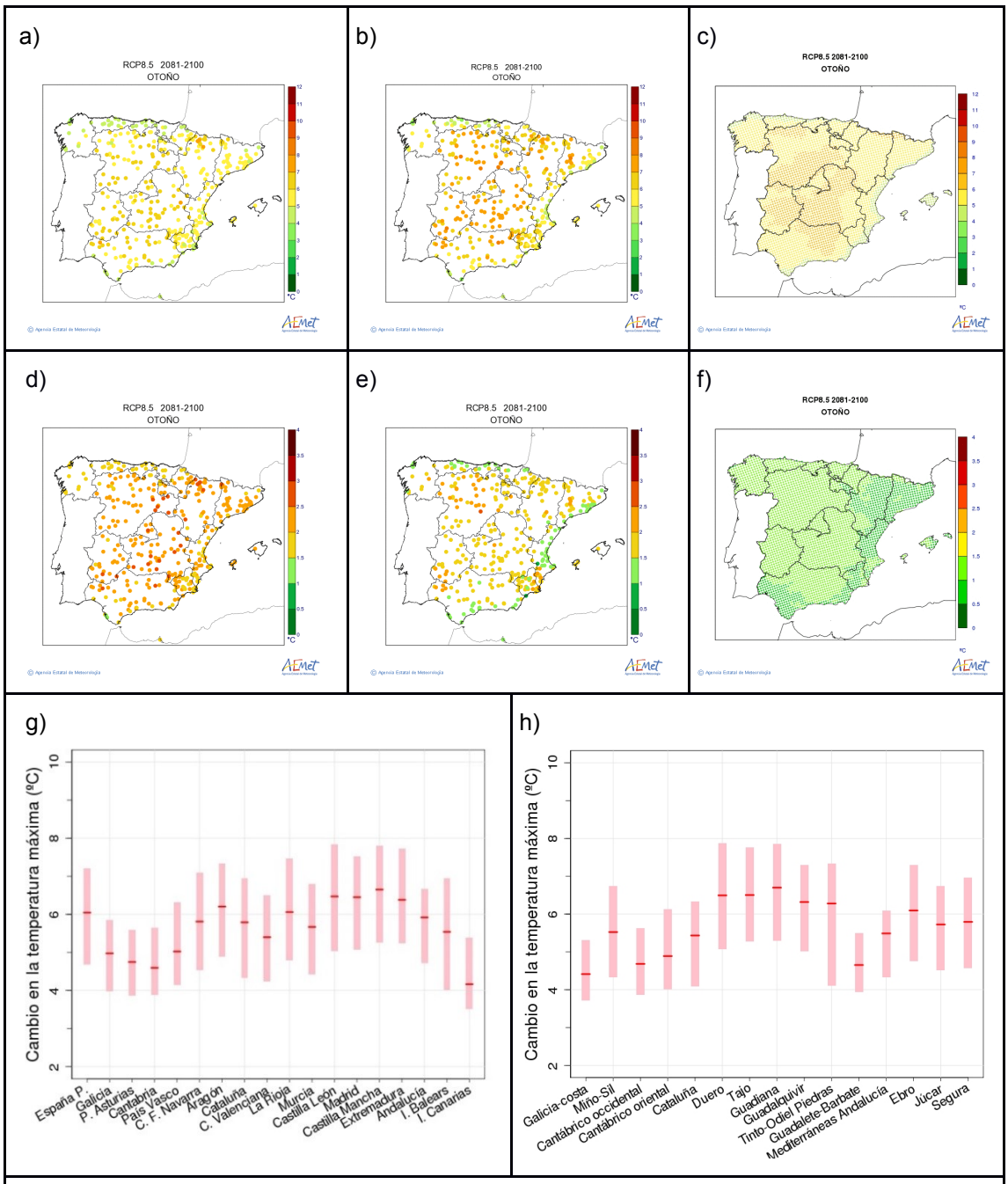


Figura 3.7. Igual que la Figura 3.3, pero para el otoño.

Estos resultados ya fueron descritos por Amblar-Francés *et al.*, (2016), quienes observan que las mayores anomalías se detectan en verano y otoño, siendo más pronunciadas en las cuencas interiores y en la zona este de la península ibérica. La tendencia al aumento en la temperatura anual y estacional se obtiene en todas las técnicas de regionalización utilizadas y para todas las cuencas; siendo los incrementos mayores en la técnica de regresión e inferiores en la técnica dinámica. Se observa

concordancia en la tendencia que muestran los tres escenarios frente a las diferencias cuantitativas, por las características de cada uno de ellos.

En consecuencia, se aprecia un mayor incremento de temperatura máxima en el verano y en el otoño, localizándose los menores valores en la cornisa cantábrica. En invierno, por el contrario, el cambio de la temperatura máxima presenta menor valor. Se han obtenido patrones espaciales ligeramente diferentes en función de la estación. Estos resultados son similares a los encontrados por Giorgi y Coppola, (2007) y Elguindi *et al.*, (2014).

Las diferencias regionales y estacionales en las señales de calentamiento son comparativamente pequeñas, pero se hacen más acusadas hacia el final del siglo. Resultados que concuerdan con el Informe del IPCC (2007) donde se afirma que los modelos climáticos indican que las temperaturas del verano muestran un incremento más intenso que en el invierno y que el calentamiento es mayor en las zonas interiores y del este, que en las zonas del norte de Europa.

3.1.2. Cambio en la temperatura mínima

Todas las proyecciones generadas por los tres métodos de regionalización muestran un aumento progresivo de las temperaturas mínimas a lo largo de este siglo, más rápido para el escenario RCP8.5 y más lento para el escenario menos emisivo (RCP4.5) (fig. 3.8); aumento que es menor que el observado en el caso de las temperaturas máximas. Para los escenarios intermedios RCP4.5 y RCP6.0, el comportamiento de esta variable es muy similar hasta 2075, para luego divergir al final del periodo. No solo existe diferencia en la magnitud del incremento del valor de esta variable de un escenario a otro, sino que, también, se aprecian variaciones de un modelo climático global a otro y de una técnica de regionalización a otra. El impacto del escenario RCP en la variación de su valor medio anual para España peninsular va variando a lo largo del periodo y, para finales de siglo, podría ser del orden de unos dos grados respecto al valor de referencia (1961-1990). Como en el caso de la temperatura máxima, la incertidumbre debida a los modelos climáticos globales va aumentando con el alcance de la proyección, apreciándose como se va ensanchando la zona sombreada de los gráficos (figura 3.8), especialmente en los casos en los que se disponen de más modelos (técnicas estadísticas). Respecto a las técnicas de regionalización, como sucedía con la temperatura máxima, el aumento es más rápido según el método de regresión (figura 3.8 d-f) y algo más lento según el método de análogos (figura 3.8 a-c), ocupando el método dinámico un lugar intermedio entre los métodos de regionalización estadísticos. Esto conlleva un aumento medio anual para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo (RCP8.5) entre 4.0 ºC y 5.2 ºC según el método de regresión, entre 3.8 ºC y 4.6 ºC según el método de análogos y entre 4.0 ºC y 4.8 ºC según el método dinámico. Este mismo comportamiento se aprecia en los valores estacionales de esta magnitud, tanto en valores medios como en su incertidumbre (fig. 3.8 b, e y h para el invierno; c, f y i para el verano)

En el invierno el comportamiento es bastante similar entre los tres métodos, oscilando los cambios entre 3 ºC y 4 ºC para el RCP8.5 y el último periodo. En el verano, la

variación de la temperatura mínima es la mayor; mostrando el método de regresión los valores mayores entre 5.2 ºC y 7.0 ºC para el RCP8.5, entre 4.8 ºC y 5.5 ºC para el método de análogos y entre 4.5 ºC y 6.4 ºC para el método dinámico.

Tanto los métodos de regionalización estadísticos (análogos y regresión) como el método dinámico presentan resultados coherentes entre sí, resultados que concuerdan con los de Morata-Gasca (2014), en los que afirma que, a partir de 2050, los escenarios con mayores concentraciones de los GEI (SRES A2 y SRES A1B) dan cuenta de incrementos de temperatura mayores que los escenarios SRES B1 y E1, cuyas series temporales mantienen una pendiente menos pronunciada que las anteriores.

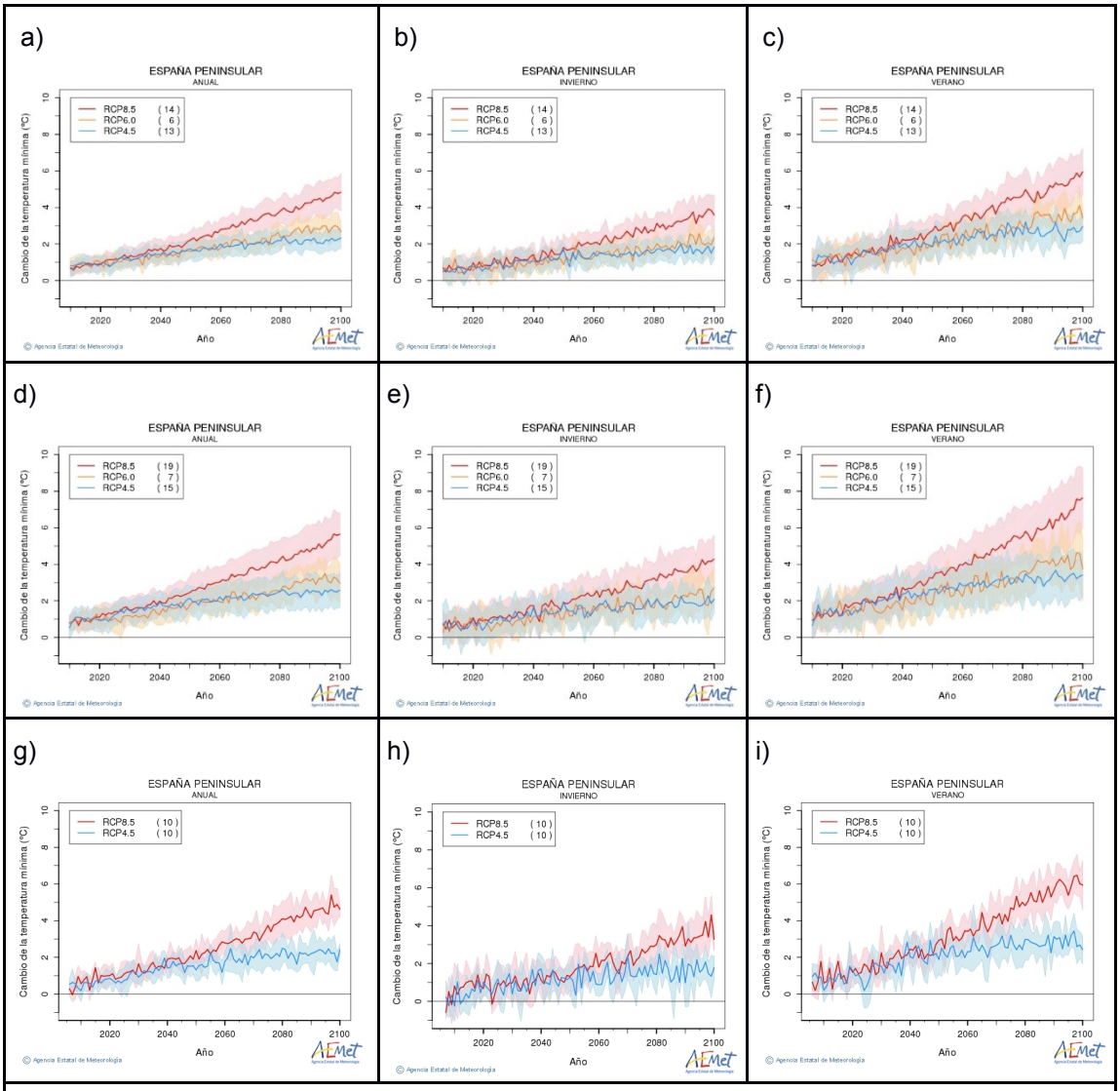


Figura 3.8. Evolución temporal del cambio del valor medio anual (a, d, g), invernal (b, e, h) y estival (c, f, i) de la temperatura mínima diaria (ºC) para España peninsular para cada uno de los RCP analizados, según el método de análogos (a-c), el método de regresión (d-f) y el método dinámico (g-i). Entre paréntesis, el número de modelos utilizados en cada escenario.

Los cambios proyectados en la temperatura mínima, tomando en consideración los tres métodos de regionalización en la España peninsular, tanto anual como estacionalmente

y para los dos últimos decenios del siglo XXI; se sintetizan en la figura 3.9. Como sucedía en el caso de la temperatura máxima, los aumentos bajo el escenario más emisivo (RCP8,5) se diferencian claramente de los aumentos de los otros dos escenarios, con incrementos mayores en todas las estaciones y anualmente. Para el caso anual, la horquilla de valores para el cambio de esta variable bajo el escenario RCP8.5 iría de 3.7 ºC a 5.5 ºC frente a la del escenario RCP4.5 que iría de 1.7 ºC a 2.9 ºC o la del RCP6.0 que iría de 2.7 ºC a 3.1 ºC. La menor longitud de la horquilla obtenida bajo el escenario RCP6.0 podría estar ligada al menor número de modelos climáticos utilizados en el mismo. Análogamente al caso de la temperatura máxima, los incrementos para el verano y el otoño son mayores que para el invierno y la primavera. Para el escenario RCP8.5, estos incrementos se situarían entre 4.8 ºC y 6.8 ºC para el verano y entre 4.0 ºC y 6.1 ºC para el otoño, frente a aumentos entre 2.7 ºC y 4.3 ºC para la primavera y 2.6 ºC y 4.2 ºC para el invierno. En todas las estaciones, la incertidumbre mayor está ligada a los escenarios de mayores emisiones, siendo especialmente marcado en el caso del verano y otoño.

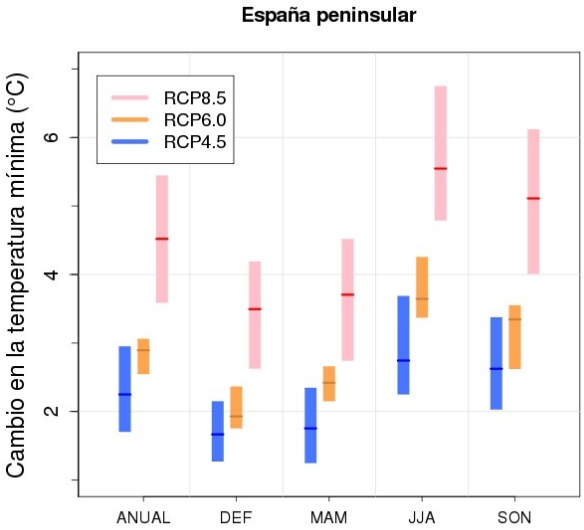


Figura 3.9. Cambios en los valores medios anuales y estacionales de la temperatura mínima de la España peninsular obtenido a partir de todas las proyecciones generadas (por los dos métodos estadísticos: análogos y regresión y por la técnica dinámica) bajo tres escenarios de emisiones (RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5) y para los últimos veinte años del siglo XXI (2081-2100). La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

A continuación se realiza un análisis espacial del cambio del valor medio anual y estacional de la temperatura mínima de los dos últimos decenios del siglo XXI obtenido a partir de las proyecciones realizadas con los tres métodos.

En escala **anual** (figura 3.10 a-c), se presenta el mismo patrón que se ha obtenido para la temperatura máxima, un aumento en todos los observatorios utilizados, más acusado en el interior que en las costas; y siendo también mayor el aumento en el horizonte temporal más lejano (2081-2100). Los métodos estadísticos muestran coincidencia en el escenario RCP4.5, donde se observa un aumento entre 1 ºC y 3 ºC, mostrando valores muy similares para toda la España peninsular. Sin embargo, para el escenario RCP8.5, el método de regresión muestra cambios algo mayores que los otros métodos.

El aumento es menor en la zona de Galicia y del Cantábrico. En general, los aumentos obtenidos para esta variable son algo menores que los correspondientes de la temperatura máxima. Esto mismo sucede con las incertidumbres asociadas, que en este caso oscilan entre 1 ºC y 2.5 ºC, siendo mayores en el interior y en el cuadrante nordeste peninsular y con algunas variaciones de un método a otro.

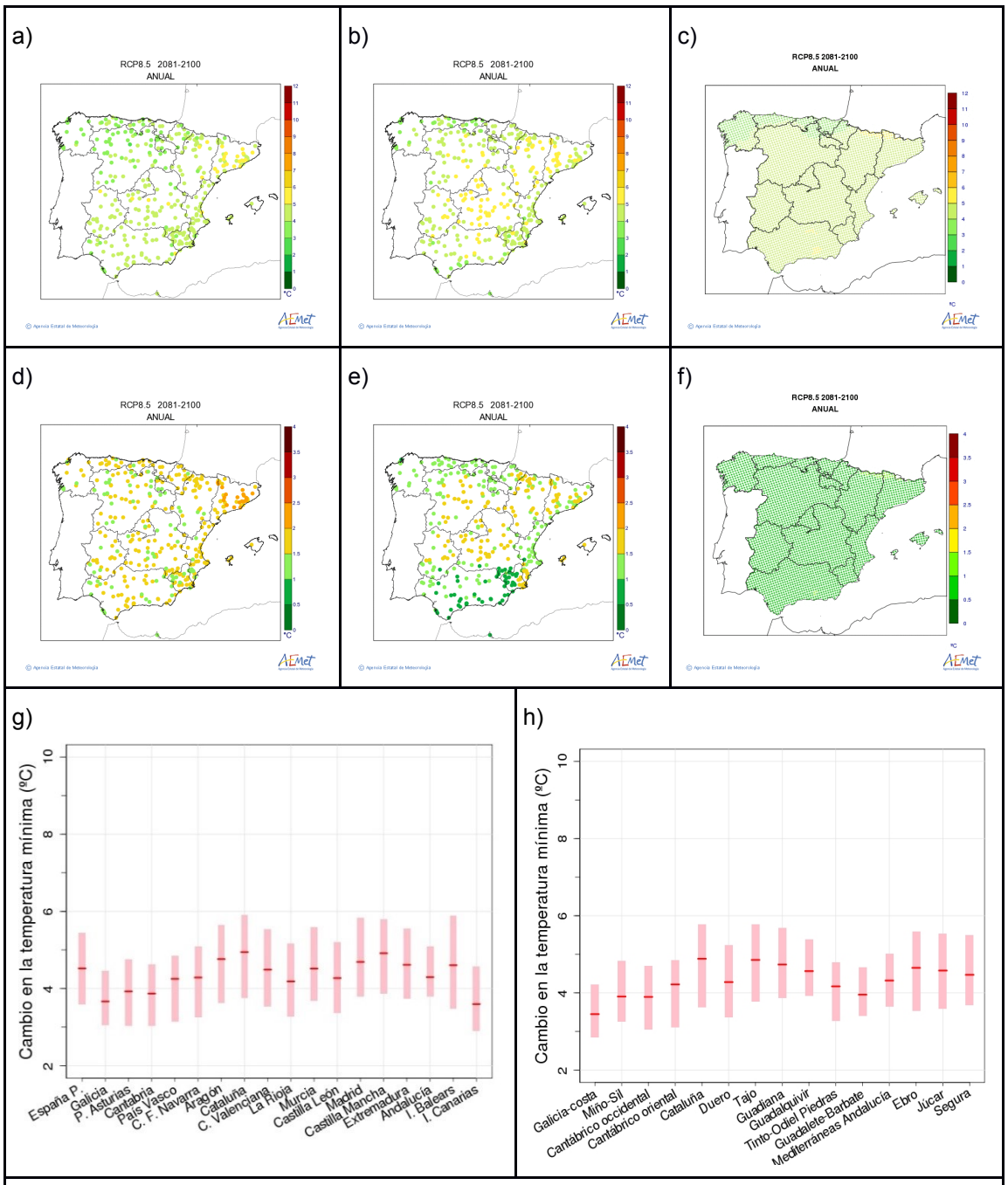


Figura 3.10. Cambio medio de la temperatura mínima (ºC) media anual para el periodo 2081-2100 respecto al periodo de referencia (1961-1990) en el escenario RCP8.5 (a)-c)) e incertidumbre (+/–sigma) asociada (d)-f)), obtenidos mediante el método de análogos a) y d), regresión b) y e) y dinámico c) y f). Diagramas de cajas obtenidos a partir de todas las proyecciones del escenario RCP8.5 por comunidades autónomas g) y por cuencas hidrográficas h). La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

Por comunidades autónomas (figura 3.10 g) y centrándonos en la estimación de la mediana, se obtiene un calentamiento de 4.6 ºC para la España peninsular, estando comprendido en un rango entre 3.6 ºC (Canarias y Galicia) y 5.0 ºC (Castilla La Mancha y Cataluña). Este calentamiento es inferior al obtenido para las temperaturas máximas, pudiéndose tender a un aumento de la oscilación térmica. Los menores valores se localizan, dentro de la España peninsular, en las comunidades del norte y los valores mayores en las comunidades del nordeste e interiores de la mitad sur peninsular. La incertidumbre debida tanto a los métodos de regionalización como a los modelos globales es menor en Andalucía y en Galicia y mayor en las comunidades del nordeste y en las Illes Balears.

Con respecto a las cuencas hidrográficas, los menores calentamientos de la temperatura mínima (figura 3.10 h) se sitúan en Galicia Costa (3.4 ºC), aumentando ligeramente por la cornisa cantábrica; alcanzando los valores mayores en las cuencas internas de Cataluña (4.8 ºC). Hay un ligero decrecimiento de la magnitud de esta calentamiento de las cuencas interiores hacia el SE, p. ej. Tajo o Guadiana, remontando ligeramente al ascender hacia el Ebro.

Para el **invierno**, el cambio de la temperatura mínima muestra una distribución espacial bastante homogénea en el escenario RCP8.5 (figura 3.11 a-c), con incrementos ligeramente inferiores en el litoral cantábrico y extremo noroeste. Respecto a las incertidumbres, éstas oscilan entre 0.5 ºC y 3.5 ºC para los tres métodos, siendo mayores en Cataluña, zonas de Levante y zonas del centro en los métodos estadísticos, mientras que, en el método dinámico, las mayores incertidumbres se localizan en áreas montañosas como la Pirenaica y Sierra Nevada. Los valores menores se observan en puntos aislados de la costa gallega y costas andaluzas (figura 3.11 d-f).

Esta uniformidad espacial hace que no haya muchas diferencias de unas comunidades autónomas a otras. Así, las variaciones irían desde Galicia, una de las comunidades con menor variación (entre 2.4 ºC y 3.6 ºC), hasta Illes Balears, donde podrían darse incrementos mayores (entre 2.8 ºC y 4.8 ºC) (figura 3.11 g), comunidad donde la dispersión debida a modelos y técnicas de regionalización es también mayor.

Por cuencas hidrográficas (figura 3.11 h), las variaciones se centran en torno a 3 ºC, ligeramente más bajos en la cuenca de Galicia-Costa, con una horquilla entre 2.2 ºC y 3.4 ºC, y algo más altos en las cuencas catalanas, con rango entre 2.8 ºC y 4.4 ºC. Como puede apreciarse, la longitud de la horquilla de valores de las distintas cuencas son superiores a 1 ºC e inferiores a 2 ºC.

En **primavera** (figura 3.12 a-c), las temperaturas mínimas podrían aumentar en todas las estaciones de España para finales de siglo con valores en torno a 3 ºC para el escenario más emisivo (RCP8.5), localizándose los valores menores, de nuevo, en el extremo noroeste y el litoral cantábrico, zona donde también las incertidumbres son menores. Por su parte, en el escenario RCP4.5, los métodos muestran mapas muy homogéneos con valores en torno a 2 ºC. Por tanto, se espera que las comunidades situadas en el este y mitad sur peninsular sean las que puedan experimentar mayor

aumento de las temperaturas mínimas (fig. 3.12 g), con incrementos entre 2.8 ºC y 4.8 ºC para Cataluña. Por el contrario, en las comunidades de la parte noroeste se esperan aumentos algo menores (2.2 ºC a 3.6 ºC para Galicia). Estos aumentos tienden a ser algo más altos que los obtenidos para el caso invernal, observándose el mismo comportamiento en la longitud de las horquillas de variación. Esto mismo se refleja en los cambios que pueden producirse en las cuencas hidrográficas (figura 3.12 h). De esta forma, los aumentos mayores se producirían en las grandes cuencas atlánticas del centro-sur peninsular (Tajo, Guadiana y Guadalquivir).

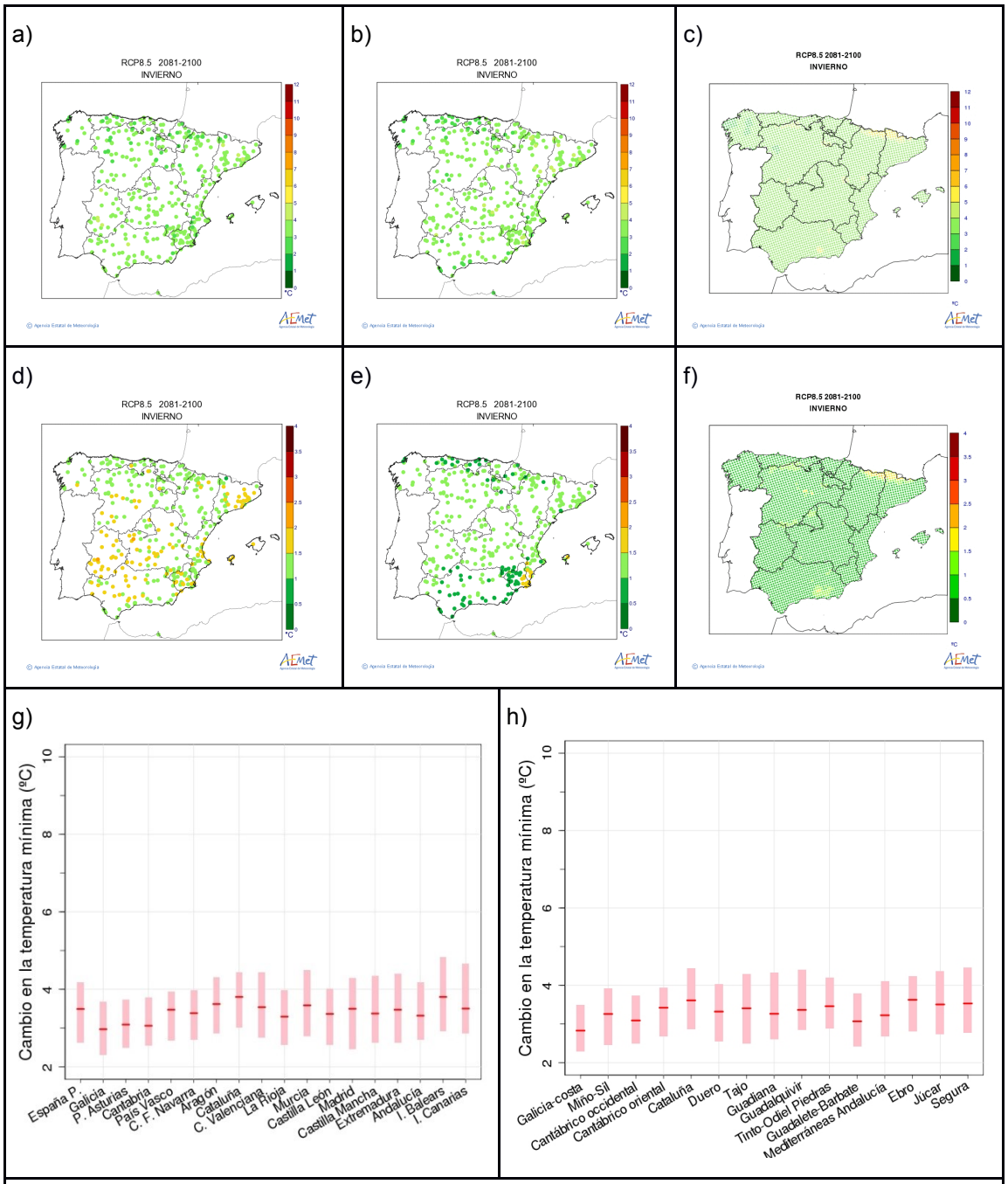


Figura 3.11. Igual que la Figura 3.10, pero para el invierno.

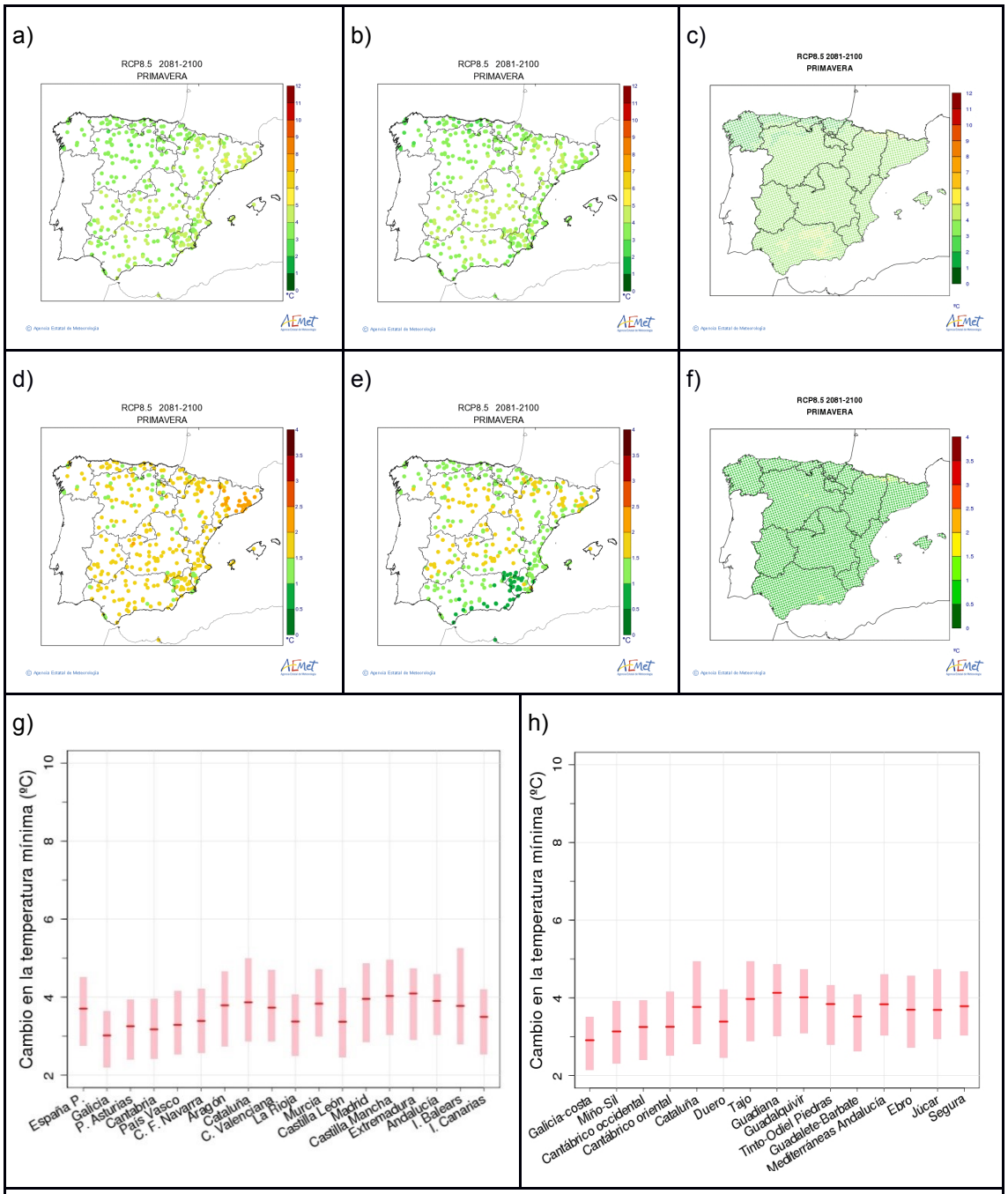


Figura 3.12. Igual que la Figura 3.10, pero para la primavera.

En **verano**, (figura 3.13 a-c), se obtiene un aumento de las temperaturas mínimas en todas la estaciones de España, con algunas diferencias según la técnica de regionalización utilizada. El método dinámico da un aumento muy suave comparando el horizonte cercano y el lejano en el RCP8.5 mientras que el método de regresión, en el horizonte lejano, da un aumento más acentuado que en el caso de los otros dos métodos.

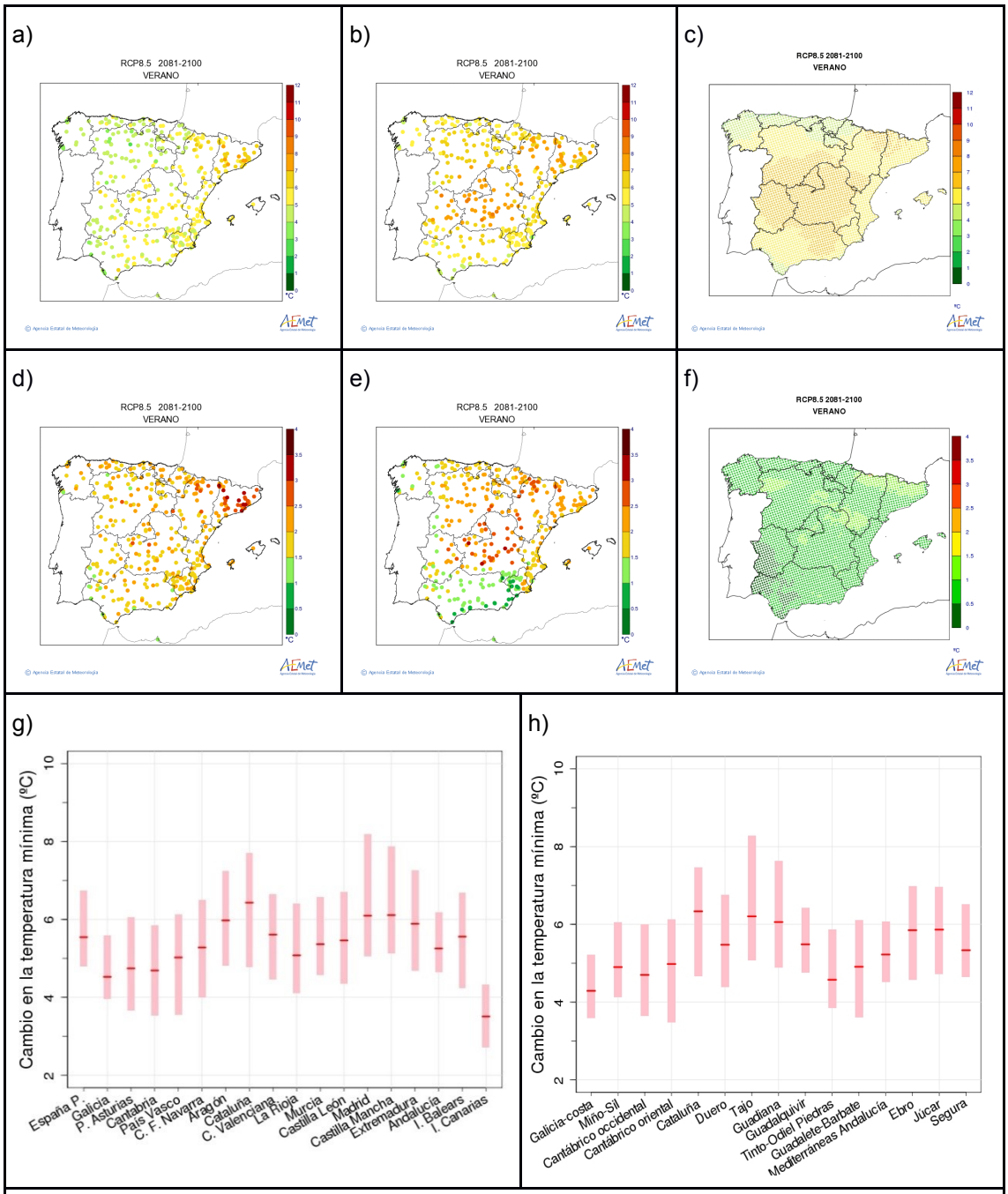


Figura 3.13. Igual que la Figura 3.10, pero para el verano.

Según la distribución espacial, los aumentos mayores se localizan en el centro y parte nordeste de la Península, con valores mayores en Cataluña (4.8 ºC-7.8 ºC), Castilla La Mancha (5.0 ºC-7.8 ºC), Aragón (4.8 ºC-7.2 ºC) y Comunidad de Madrid (5.0 ºC-8.2 ºC). Por el contrario, las variaciones menores se producirán en las islas Canarias (2.8 ºC-4.4 ºC) (figura 3-13 g). Estos valores son superiores a los obtenidos para las otras estaciones, con medianas situándose en torno a los 5 ºC en gran parte de las comunidades. Junto con el incremento de los valores, también se aprecia un aumento de las incertidumbres, con longitudes de horquillas que superan los 2 ºC en la mayoría de las comunidades autónomas. Por cuencas hidrográficas (figura 3.13 h), las del centro

y del nordeste peninsular son las que tendrían incrementos mayores de temperatura mínima en esta estación (cuencas catalanas, Tajo y Guadiana), así como mayores incertidumbres (longitud de horquillas superiores a 2.7 ºC).

Por lo que respecta a las incertidumbres (figura 3.13 d-f), en el método de análogos, aumentan en el último periodo, estando más localizadas en el caso de las temperaturas mínimas que en el caso de las temperaturas máximas. En el caso del método de regresión, el mapa de incertidumbre del cambio de temperatura mínima en el verano muestra una gran variación, localizándose las mayores incertidumbres en la zona centro, Extremadura y sur de Aragón, y los valores menores en Andalucía, mientras que en el método de regionalización dinámica, la menor dispersión de valores se localiza en el cuadrante suroeste peninsular, parte occidental de Extremadura y Andalucía.

En el **otoño** (figura 3.14 a-c), al igual que para las otras estaciones analizadas, se espera un aumento de las temperaturas mínimas en todos los puntos de España, variando la magnitud de unas zonas a otras. En general, la distribución de los incrementos esperados es bastante homogénea, con valores algo más bajos en la zona del Cantábrico. Por lo que respecta a las incertidumbres, en el método de análogos, oscilan entre 1 ºC y 3 ºC, localizándose en este caso los valores mayores en la cornisa cantábrica —especialmente la parte oriental—, Pirineos, y Cataluña. Por su parte, en el método de regresión, el mapa de incertidumbres tiende a mostrar el mismo aspecto que mostraba el mapa estival en el horizonte lejano y en el escenario más emisivo, oscilando entre 1 ºC y 3.5 ºC; localizándose los valores menores, en líneas generales, en Galicia, la cornisa cantábrica y Andalucía y los valores mayores en la frontera entre Alicante y Murcia. El método dinámico sitúa las mayores incertidumbres en el centro y en zonas del sureste y del nordeste peninsular, como en los casos anteriores, sus valores son más bajos que los obtenidos con los métodos estadísticos, probablemente, por el menor número de modelos globales considerados.

Después del verano, el otoño es la estación con mayores incrementos de temperatura mínima en todas las comunidades autónomas y cuencas hidrográficas, con valores entre 4 ºC y 6 ºC. Las variaciones mayores se esperan para las comunidades autónomas del centro y del nordeste peninsular (Castilla La Mancha, Extremadura, Cataluña e Illes Balears), mientras que los valores menores se localizan en la comunidad de Galicia y en el archipiélago canario (figura 3.14 g). Por tanto, hay un incremento por el norte, de oeste hacia el este, manifestándose también en las cuencas hidrográficas (figura 3.14 h), siendo las del noroeste peninsular las que tienden a mostrar valores menores (Galicia-Costa, Cantábrico Occidental y Miño-Sil). Por el contrario, cambios mayores se esperan para las cuencas catalanas, aparte de las grandes cuencas atlánticas que discurren por el centro peninsular (Tajo y Guadiana), las cuencas de Levante (Júcar) y la gran cuenca del Ebro que discurre en gran parte por el nordeste peninsular.

Como se apunta en Morata-Gasca (2014), el estudio estacional muestra resultados similares a los descritos en la temperatura máxima, que concuerdan igualmente con los obtenidos por Giorgi y Coppola, (2007) y Elguindi *et al.*, (2014). El incremento de

temperatura mínima se espera que sea mayor en la estación estival. En Canarias, los resultados no muestran variación estacional.

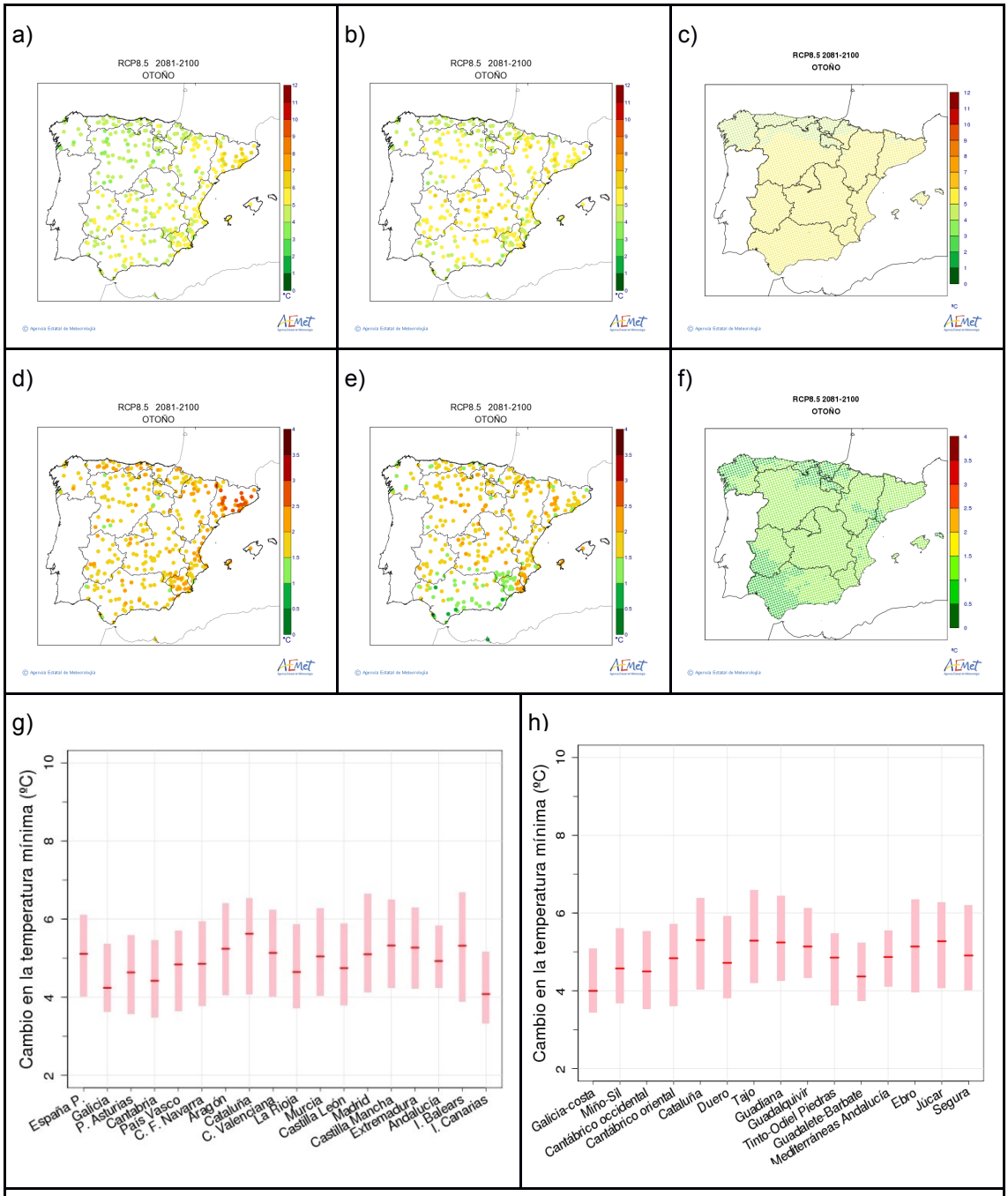


Figura 3.14. Igual que la Figura 3.10, pero para el otoño.

3.1.3. Cambio en la precipitación

En el ámbito europeo, los cambios en la precipitación (expresada porcentualmente respecto al valor de referencia) muestran unas variaciones geográficas pronunciadas que tienden a intensificarse al final del siglo (IPCC, 2007). Mientras que las simulaciones indican un incremento de precipitación para el norte de Europa de hasta un 25 % (Jacob *et al.*, 2014) bajo el escenario más emisivo (RCP8.5), se proyecta un decrecimiento para

el sur de Europa, con una franja intermedia de cambios poco significativos (aunque sí robustos). Esta zona se desplaza hacia el sur en el verano y hacia el norte en el invierno (CH2011 (2011)).

Para el caso de España peninsular, en general, las gráficas de evolución del cambio relativo de la precipitación (figura 3.15) apuntan a un decrecimiento o disminución, aunque con incertidumbres que en algunos casos son apreciables. Las incertidumbres asociadas, por ejemplo, a los modelos y técnicas de regionalización predominan sobre la incertidumbre asociada a las emisiones (figura 3.15). Este comportamiento difiere del encontrado para las temperaturas, donde la incertidumbre asociada a los escenarios domina sobre las otras incertidumbres de las proyecciones. Este mismo comportamiento se aprecia en la evolución esperada de las precipitaciones estacionales, aunque con incertidumbres mayores que las obtenidas para el caso anual.

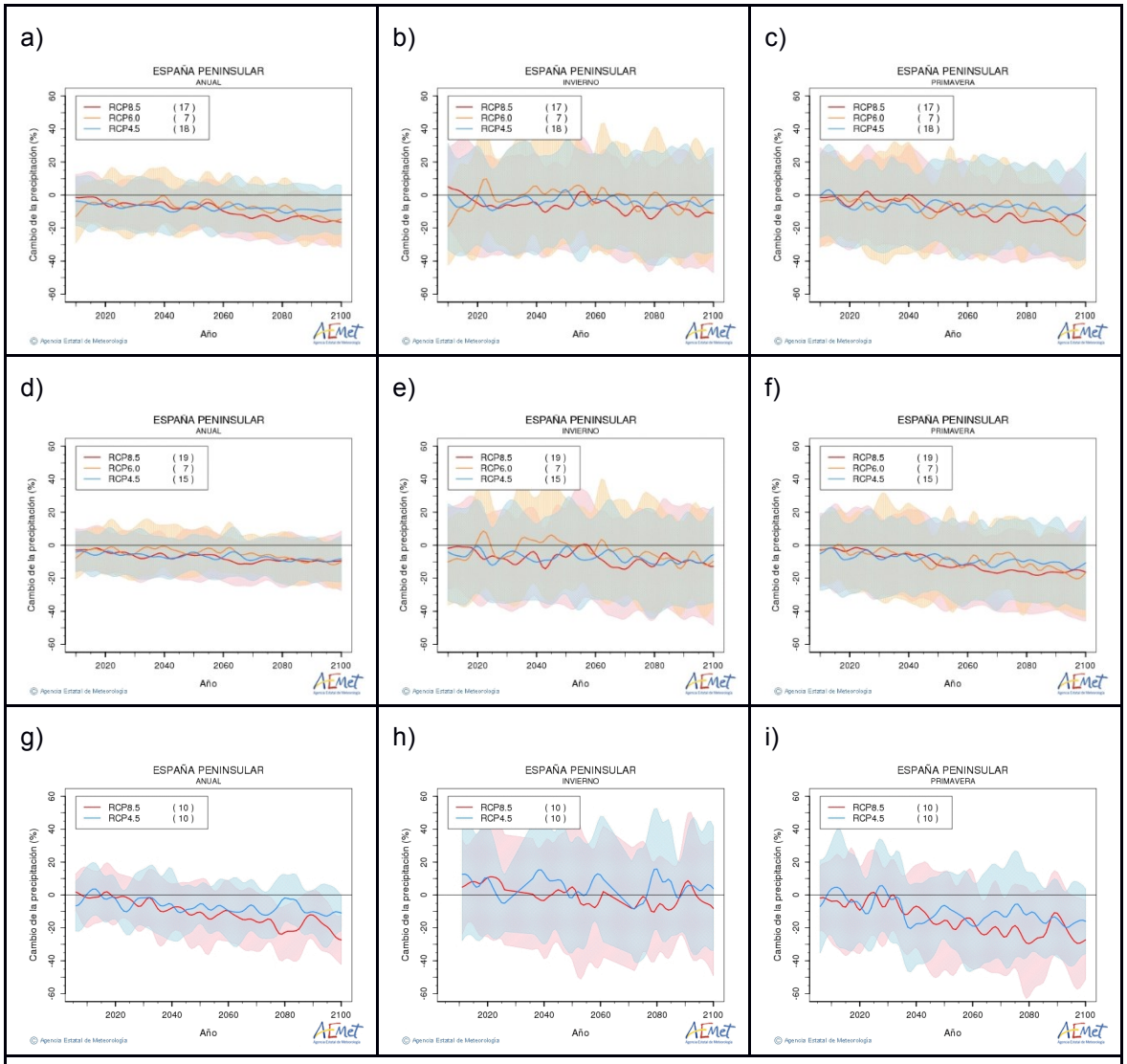


Figura 3.15. Evolución temporal del cambio relativo de la precipitación (%) anual (a, d, g), invernal (b, e, h) y primaveral (c, f, i) para España peninsular para cada uno de los RCP analizados, según el método de análogos (a-c), el método de regresión (d-f) y el método dinámico (g-i). Entre paréntesis, el número de modelos utilizados en cada escenario.

Para los dos últimos decenios del siglo y bajo el escenario más emisivo (RCP8.5), los cambios de temperatura respecto al periodo de referencia de todas las proyecciones presentaban el mismo signo. En el caso de la precipitación no sucede lo mismo, existiendo proyecciones que indican aumento de la precipitación mientras que otras indican un descenso de la misma; si bien es cierto que esta discordancia va siendo menor a medida que se analizan periodos más alejados en el tiempo. Para el periodo 2046-2065 el 87 % de las proyecciones muestran un descenso de precipitaciones medias anuales, porcentaje que aumenta hasta el 93 % en el periodo 2081-2100. Este mismo comportamiento se observa en las precipitaciones medias estacionales, siendo la concordancia mayor en primavera y en otoño, con el 83 % y el 91 % de las proyecciones, respectivamente, indicando un descenso de las precipitaciones para el último periodo, como puede apreciarse en la figura 3.16.

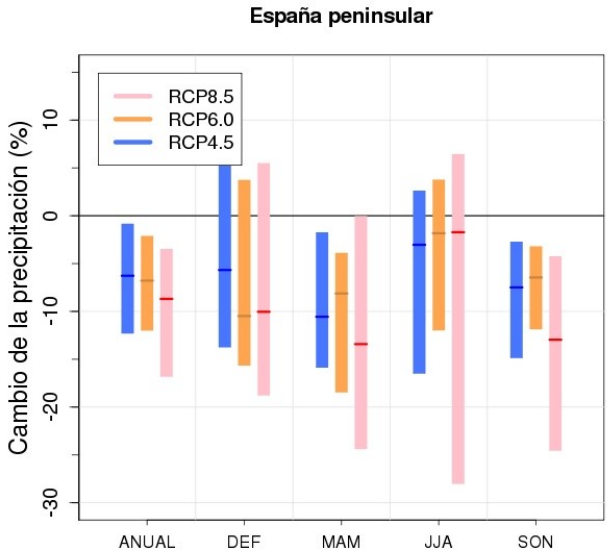


Figura 3.16. Cambios en la precipitación media anual y estacional de la España peninsular obtenido a partir de todas las proyecciones generadas (por los dos métodos estadísticos: análogos y regresión y por la técnica dinámica) bajo tres escenarios de emisiones y para los últimos veinte años del siglo XXI (2081-2100). La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

Para finales de siglo, la proporción de anomalías negativas es superior a la de las positivas en las precipitaciones anuales y estacionales de España peninsular. Este predominio de valores negativos es mayor en otoño y primavera, estaciones con disminuciones relativas de precipitación mayores que el resto. Por el contrario, los cambios relativos menores se producirían en la estación estival pero con una fiabilidad menor.

La incertidumbre inducida por las técnicas de regionalización es especialmente importante en el caso del verano, estación en la que se observa, en las proyecciones obtenidas mediante la técnica dinámica, un marcado descenso para finales de siglo. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la contribución de la precipitación de esta estación a la precipitación anual es pequeña en la mayor parte de España peninsular. Esta escasa contribución puede inducir un incremento en el valor absoluto del cambio de la anomalía relativa. A efectos de algunos impactos, aunque se muestren cambios importantes en la precipitación estival, estos pueden tener mucha menos importancia precisamente por la menor contribución a la cantidad total de precipitación anual en la mayor parte de las regiones de España.

Para el caso de las **precipitaciones anuales**, ni la concordancia en el signo del cambio de precipitación entre las proyecciones ni su magnitud son los mismos en todas las regiones de España, apreciándose diferencias entre las diferentes técnicas de regionalización (figura 3.17a-c) y entre los diferentes modelos globales (figura 3.17d-f).

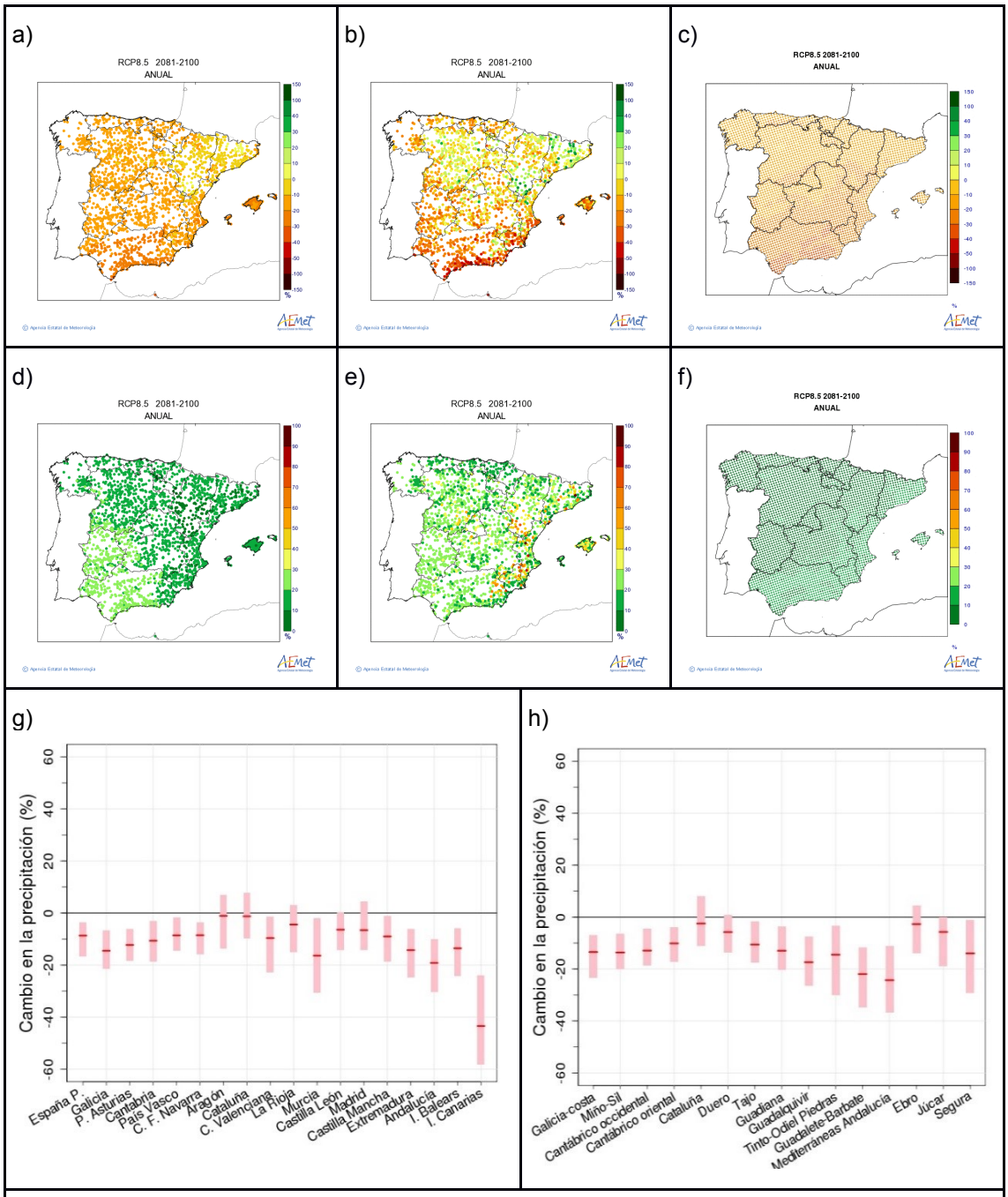


Figura 3.17. Cambio medio de la precipitación media acumulada (%) anual para el periodo 2081-2100 respecto al periodo de referencia (1961-1990) en el escenario RCP8.5 (a)-c)) e incertidumbre (+/–sigma) asociada (d)-f)), obtenidos mediante el método de análogos a) y d), regresión b) y e) y dinámico c) y f). Diagramas de cajas obtenidos a partir de todas las proyecciones del escenario RCP8.5 por comunidades autónomas g) y por cuencas hidrográficas h). La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

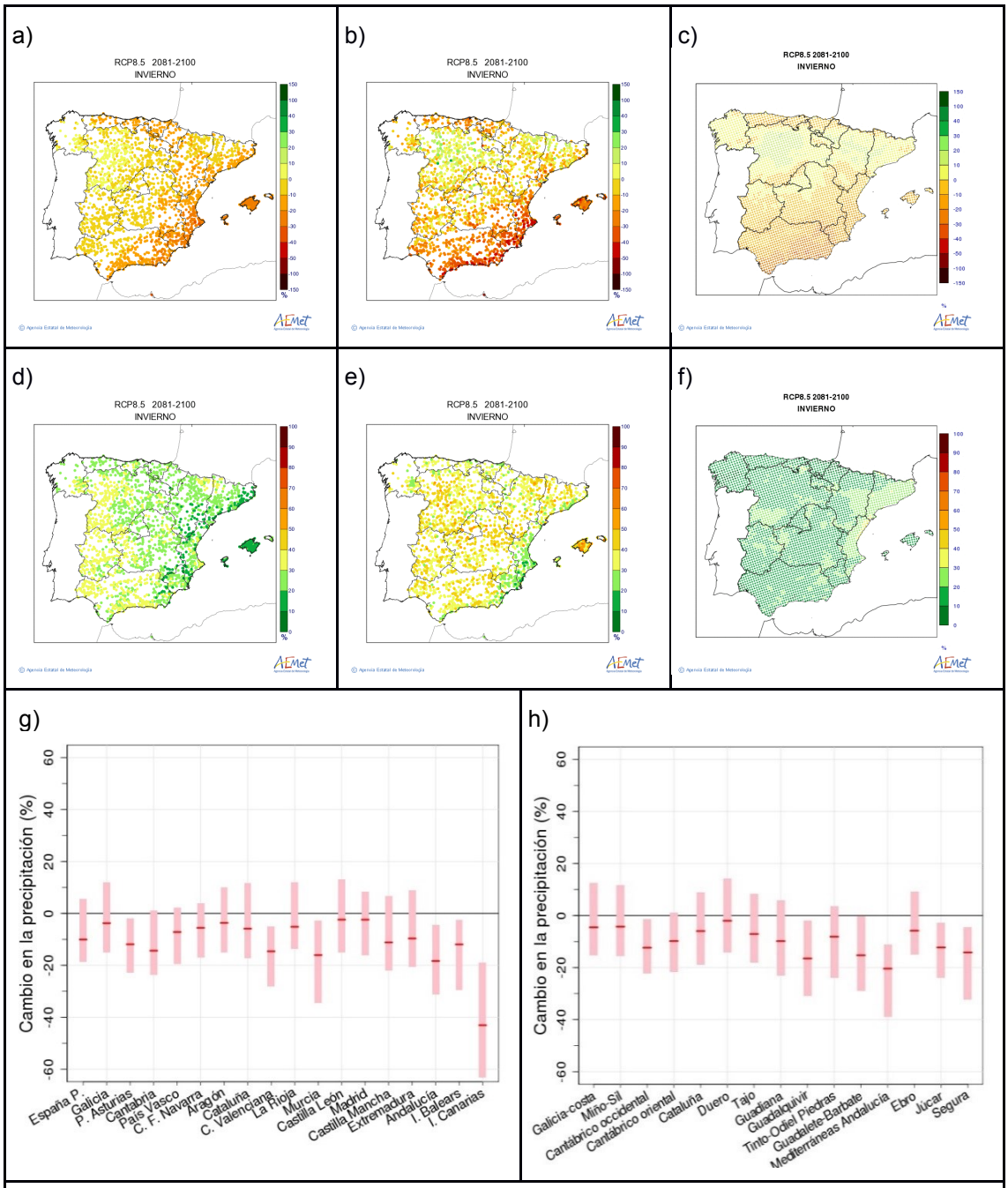


Figura 3.18. Igual que la Figura 3.17, pero para el invierno.

La mayor concordancia en el signo del cambio proyectado para esta variable bajo el escenario más emisivo y para finales de siglo se obtiene para la comunidad de Andalucía (todas las proyecciones analizadas muestran una disminución de la precipitación), seguida por los dos archipiélagos donde el 98% de las proyecciones presentan disminución (figura 3.17 g). Si para la primera, esta disminución podría situarse entre el 10 % y el 30 %, para el archipiélago canario los cambios son mayores, con una horquilla entre el 24 % y el 58 %. En esta zona del sur peninsular, también se sitúan las cuencas en las que, según todas las proyecciones analizadas, habría una disminución de la precipitación (figura 3.17 h). Estas cuencas son las Cuencas Mediterráneas Andaluzas y la

cuenca del Guadalete-Barbate, con reducciones de precipitaciones entre 36 % y 12 % para la primera y entre 34 % y 12 % para la segunda. Otras comunidades con bastante concordancia entre las proyecciones (más del 95 %) son Galicia y la Comunidad Foral de Navarra. Respecto a las cuencas hidrográficas, se considerarían también las dos cuencas gallegas: Galicia Costa y Miño-Sil. Las cuencas del sur peninsular experimentarían descensos mayores que las del norte. Por el contrario, la menor concordancia entre proyecciones está en el extremo nordeste peninsular, afectando a las comunidades de Aragón y Cataluña y a las cuencas internas de Cataluña.

En el **invierno**, aunque se observan algunas diferencias de un método de regionalización a otro y de unos modelos a otros, pueden apreciarse descensos mayores en gran parte del levante español y en la cornisa cantábrica para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo (RCP8.5) (figura 3.18 a-c) con desviaciones típicas menores (figura 3.18 d-f). La mayor concordancia en el signo del cambio relativo esperado se localiza en el sur y el levante, junto con ambos archipiélagos, (más del 89 % de las proyecciones con signo negativo). Este descenso será más acusado en el archipiélago canario, (–64 %, –20 %), seguido de Andalucía (–32 %, –4 %), la Región de Murcia (– 34 %, –2 %) y la Comunidad Valenciana (–28 %, –6 %). En las cuencas hidrográficas del sudeste peninsular se producirá también una disminución de precipitaciones invernales, especialmente en las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, cuya disminución podría estar comprendida entre 12 % y 38 %. Por el contrario, las comunidades del oeste peninsular (Galicia y Castilla y León), junto con las del extremo nordeste (Cataluña, Aragón y La Rioja) y regiones del centro (Comunidad de Madrid), son las que muestran menos concordancia en el sentido del cambio, existiendo un número similar de proyecciones indicando aumento o disminución. Por tanto, en estas regiones el comportamiento de esta variable es poco fiable (figura 3.18 g), al igual que en las cuencas atlánticas del norte (Galicia-Costa, Mino-Sil y Duero) y en la cuenca del Ebro (figura 3.18 h).

Para las precipitaciones de **primavera** (figura 3.19 a-c), el patrón espacial es bastante similar en todos los métodos utilizados. Los cambios menores se localizan en el cuadrante nordeste peninsular, donde la concordancia en el sentido del cambio entre proyecciones es también menor (63 % con valores negativos), y los cambios mayores en la parte sur y sudeste. En general, para casi todas las zonas de España (excepto el extremo nordeste), la proporción de proyecciones que apuntan a un descenso de las precipitaciones primaverales para finales de siglo es mayor que la proporción obtenida para el caso invernal. Para todas las comunidades autónomas y cuencas hidrográficas se observa un descenso relativo de estas precipitaciones. Estos descensos serán más acusados en Andalucía (–40 %, –2 %), Región de Murcia (–38 %, 1 %), Extremadura (– 34 %, –3 %), Galicia (–27 %, –7 %) y Castilla La Mancha (–28 %, 1 %), además del archipiélago canario (–61 %, –18%) (figura 3.19 g) y en las cuencas del sur peninsular (Guadalete-Barbate (–38 %, –6 %), y las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (–42 %, – 3 %)) (figura 3.19 h). Por el contrario, la disminución será menor en el extremo norte peninsular, en comunidades como la Comunidad Foral de Navarra (–18 %, 5 %) y en cuencas como las cuencas internas de Cataluña (–16 %, 2 %) y la cuenca del Ebro (– 17 %, –4 %).

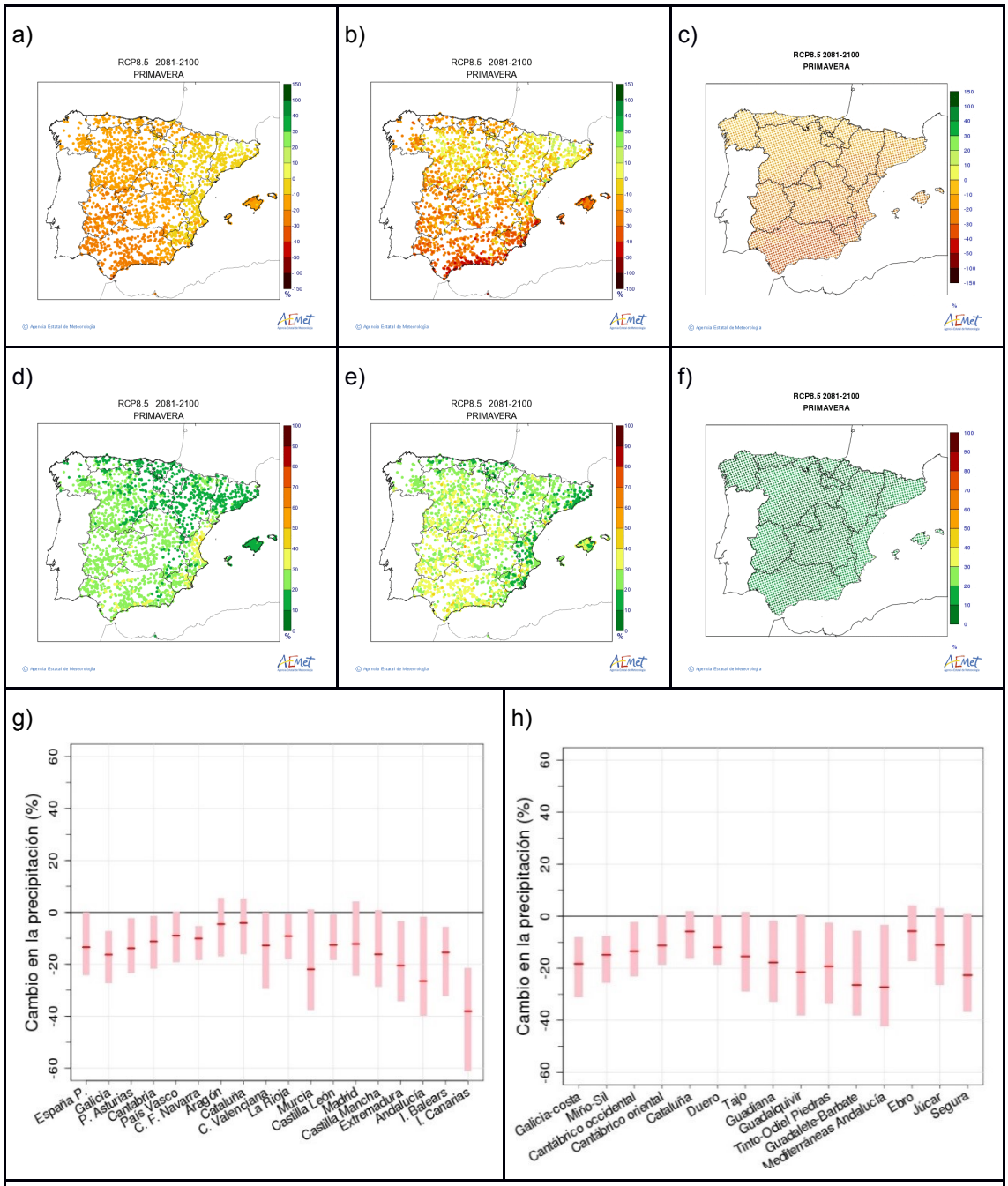


Figura 3.19. Igual que la Figura 3.17, pero para la primavera.

En el comportamiento de las precipitaciones **estivales**, a pesar de las diferencias entre los métodos de regionalización, se aprecia que los valores mayores (figura 3.20 a-c) se localizan en la parte sur peninsular y en el extremo noroeste de la Península. Sin embargo, existen zonas como el centro peninsular donde la dispersión entre modelos es mayor, especialmente las obtenidas por uno de los métodos de regionalización, el de regresión (figura 3.20 e). A diferencia de lo obtenido para estaciones como la primavera, en el verano, la proporción de proyecciones con valores negativos es inferior en gran parte de las regiones. Para las comunidades del norte (La Rioja, Cantabria, el País Vasco, Aragón, la Comunidad Foral de Navarra, Cataluña, Castilla y León y el Principado de Asturias) y centro (Comunidad de Madrid y Castilla La Mancha) y las cuencas

hidrográficas de estas zonas (Ebro, Duero, Cantábrico Occidental, Cantábrico Oriental y cuencas internas de Cataluña), además de la cuenca del Júcar, no se obtiene un comportamiento futuro claro para esta variable. En estas áreas el número de proyecciones que indican ligeros aumentos es similar al número de proyecciones que indican disminución. Para el resto de comunidades autónomas (figura 3.20g) y cuencas hidrográficas (figura 3.20h) se esperaría un descenso relativo, más acusado en el noroeste (comunidad de Galicia (–43 %, –7 %) y cuenca hidrográfica de Galicia Costa (–49 %, –24 %) y en las islas Canarias (–62 %, –14)).

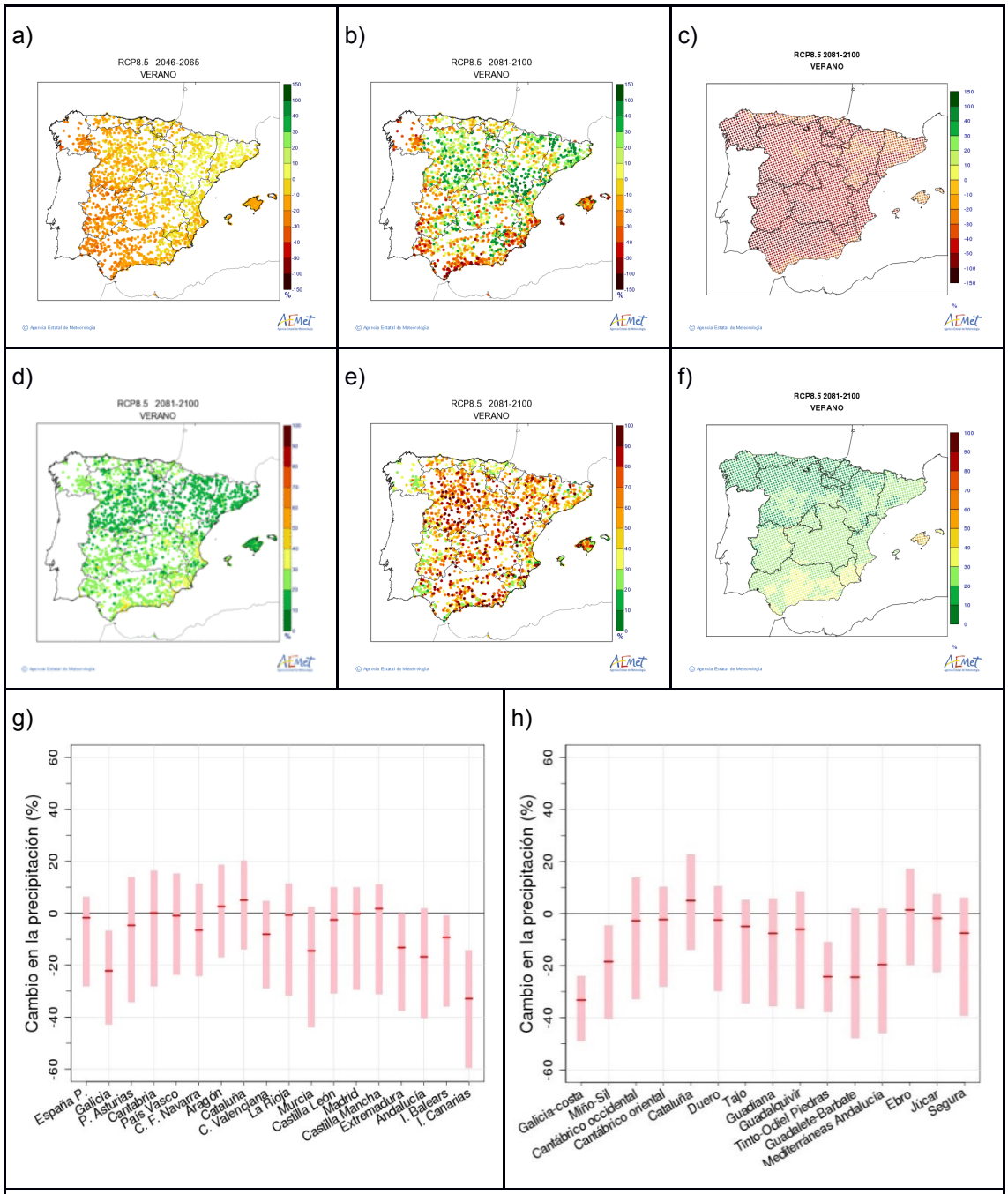


Figura 3.20. Igual que la Figura 3.17, pero para el verano.

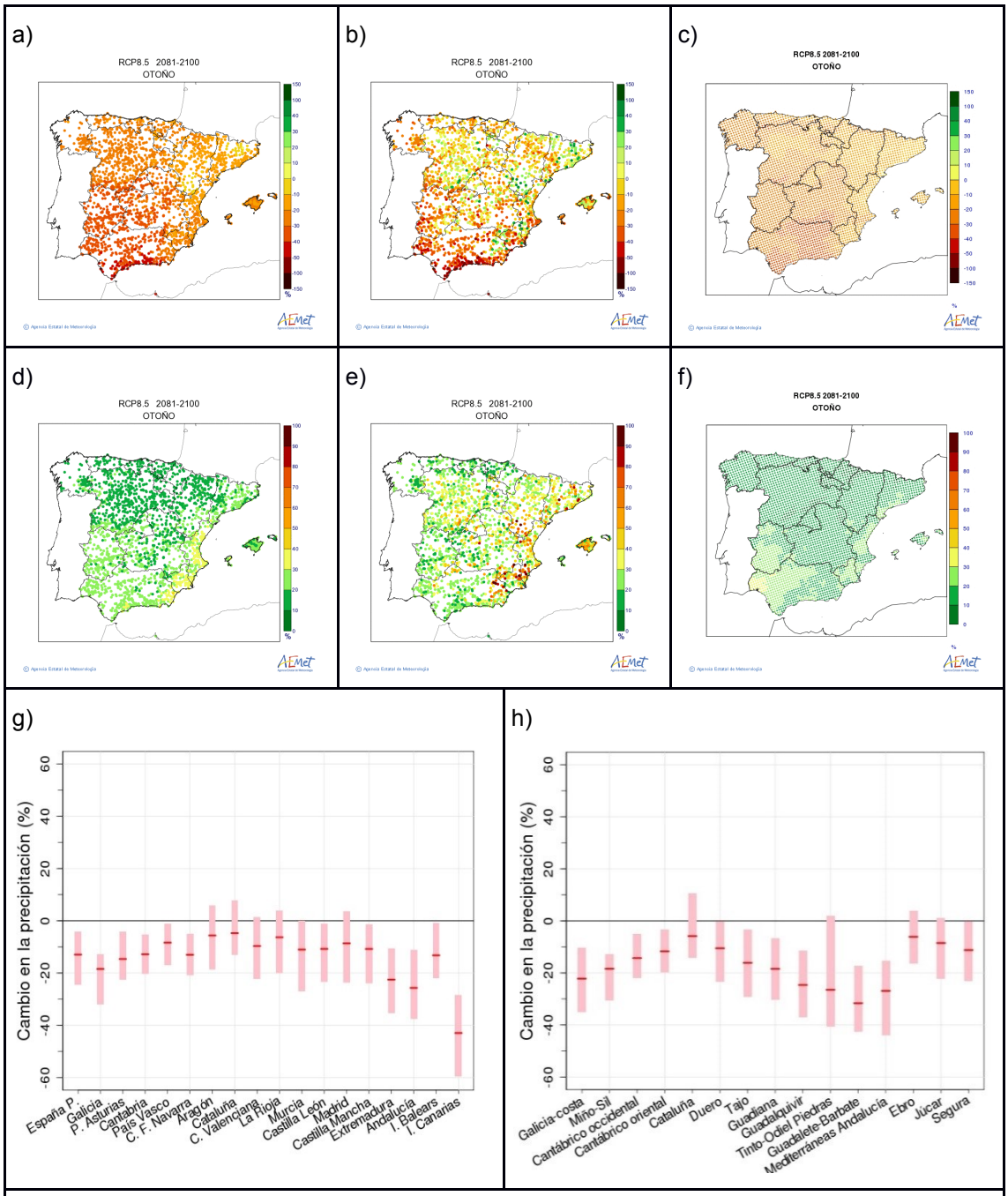


Figura 3.21. Igual que la Figura 3.17, pero para el otoño.

Finalmente, respecto a las precipitaciones **otoñales**, se pueden apreciar algunas diferencias entre los métodos utilizados, volviéndose a localizar los mayores cambios en el sur peninsular (figura 3.21 a-c). El menor acuerdo entre proyecciones, bien debido a los modelos, bien debido a las diferencias entre las técnicas de regionalización, se encuentra en el cuadrante nordeste peninsular y en algunas zonas del centro. Así, para la comunidad de Cataluña (figura 3.21 g) aproximadamente la mitad de las proyecciones apuntan a un incremento de la precipitación y la otra mitad a un descenso. Esta comunidad, junto con las cuencas internas de Cataluña, son la única comunidad autónoma y

cuenca hidrográfica donde no se aprecia un comportamiento claro. Para el resto de comunidades y cuencas hidrográficas se espera que las precipitaciones otoñales de finales de siglo sean menores que las producidas en el periodo de referencia de este estudio. Las mayores disminuciones porcentuales, además de en las islas Canarias (– 62 %, –28 %), se producirán en comunidades del sur (Andalucía (–38 %, –11 %), y Extremadura (–35 %, –11 %)) y del nordeste peninsular (Galicia (–32 %, –13 %)) y en cuencas hidrográficas de estas zonas (Guadalete y Barbate (–43 %, –17 %), Guadalquivir (–37 %, –11 %), Cuencas Mediterráneas Andaluzas (–44 %, –15 %), Tinto, Odiel y Piedras (–41 %, 2 %) y Galicia Costa (–35 %, –10 %)) (figura 3.21 g-h). Por el contrario, las disminuciones porcentuales menores se producirían en comunidades del nordeste peninsular (Aragón y La Rioja) y en las cuencas hidrográficas del levante (Ebro, Júcar y Segura).

Por tanto, para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo, la mayor parte de España podría experimentar descenso de precipitaciones tanto en primavera como en otoño, estaciones que tienen, en general, una contribución apreciable a la precipitación anual. En la estación invernal, se aprecia una diferencia entre la zona peninsular con influencia atlántica y la zona peninsular con influencia más mediterránea.

3.1.4. Cambio en la nubosidad

Las nubes desempeñan un papel primordial en los procesos meteorológicos y climáticos y sus interacciones con los constituyentes atmosféricos continúan siendo un reto importante para la comprensión del impacto del hombre en el clima. Las nubes y los aerosoles ejercen una influencia esencial en el balance radiativo de la Tierra y son el modulador principal de los flujos radiativos en la superficie y en la cima de la atmósfera.

Las nubes producen dos efectos climáticos contrapuestos, por una parte, producen un efecto de calentamiento al retener la radiación infrarroja; por otra parte, producen un efecto de enfriamiento al aumentar el albedo planetario por reflexión de la radiación solar. El impacto neto del efecto de realimentación global de las nubes va a depender del lugar de la Tierra donde se formen, de sus propiedades macro y microfísicas, etc. Estos dos efectos antagónicos generan incertidumbres significativas en la modelización del clima futuro. Ya los artículos de Wielicki *et al.,* (1995) y Houghton *et al.,* (2001) mostraron que las nubes son una de las principales fuentes de incertidumbres en las proyecciones del clima futuro.

Desde la década de 1970, los científicos han reconocido y subrayado la importancia de las nubes en el equilibrio energético, el clima y las condiciones meteorológicas de la Tierra. Las nubes contribuyen al ciclo del agua y a todo el sistema climático y, por otra parte, influyen en una gran variedad de procesos que ocurren en un amplio rango de escalas tanto espaciales como temporales. Entender las nubes es esencial para predecir las condiciones meteorológicas, modelizar los impactos del cambio climático y predecir la disponibilidad de los recursos hídricos.

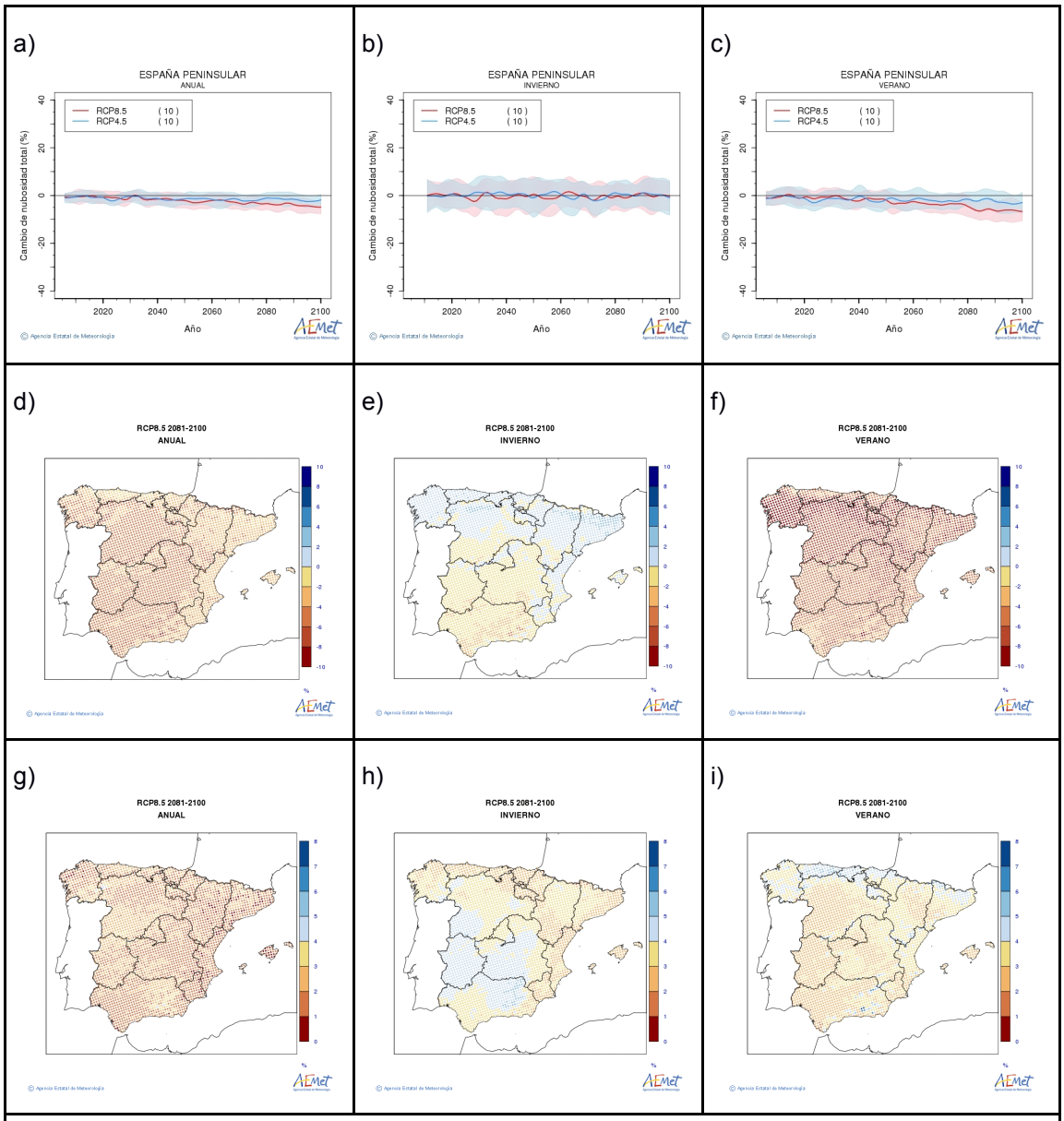


Figura 3.22. Evolución temporal del cambio de la nubosidad de España peninsular (a-c), distribución espacial del valor medio del periodo 2081-2100 (d-f) e incertidumbre calculada como la desviación típica de las proyecciones obtenidas (g-i), para el caso anual (a, d, g), el invierno (b, e, h) y el verano (c, f, i) a partir de los valores proyectados mediante el método dinámico (las distribuciones espaciales se muestran bajo el escenario RCP8.5).

Para analizar la relación entre las nubes y el clima se recurre al uso de los modelos climáticos, habiéndose demostrado que el forzamiento radiativo debido a las nubes, definido como la diferencia entre la radiación medida en el suelo y la radiación hipotética que se tendría en ausencia de nubes (aire claro), constituye, por su deficiente simulación actual, la mayor fuente de incertidumbre de las proyecciones de cambio climático (Andrews *et al.*, 2012; Tsushima *et al.*, 2013; Arakawa, 2004; Randall *et al.*, 2003; Bony *et al.*, 2006). Esta deficiente simulación de las nubes en los modelos climáticos es debida en gran parte al proceso de parametrización, mediante el que se trata de incorporar todos aquellos fenómenos que ocurren a una escala inferior a la resolución de los modelos climáticos y que, en general, presentan gran complejidad. En la simulación de las

nubes en los modelos climáticos intervienen varias parametrizaciones complejas como las de la turbulencia, los procesos microfísicos, la transferencia radiativa, la cantidad de nubes resultante, así como el transporte de aerosoles y especies químicas a escala inferior a la rejilla.

En los modelos climáticos actuales, muchas de estas parametrizaciones son poco realistas y, como tal, la respuesta de las nubes al cambio climático sigue siendo incierta (IPCC, 2013). La complejidad de las parametrizaciones mencionadas y la respuesta de la nubosidad al forzamiento climático son muy diversas, induciendo esto grandes diferencias entre modelos, una de las fuentes de incertidumbre más importantes.

En la figura 3.22 se muestran los cambios esperados de la nubosidad de España peninsular promediados anualmente y para las estaciones invernal y estival para el escenario RCP8.5. Considerando la evolución temporal (figura 3.22a-c), en todas las estaciones salvo en el invierno, se observa una ligera tendencia al descenso de la nubosidad a lo largo del siglo XXI, más acusada en el escenario RCP8.5, con variaciones del orden del 5 % a finales de siglo a escala anual. Es importante mencionar que estos resultados son consistentes con los correspondientes del proyecto ENSEMBLES en lo que respecta al signo del cambio, pero no a su intensidad, ya que los descensos, en este caso, son más acusados, del orden del 20 % al final de siglo, en especial en el verano (Morata-Gasca, 2014). Tanto en CORDEX como en ENSEMBLES, en la estación invernal, la nubosidad no presenta ninguna variación.

La distribución espacial de las anomalías de nubosidad respecto al periodo de referencia para el escenario RCP8.5 y periodo 2081-2100 se muestra en la figura 3.22 d-f. Se observa que estas variaciones de la nubosidad y las del periodo 2046-2065 presentan, en general, una disminución comprendida entre el 2 % y 8 % en toda España en primavera, verano y otoño. En la estación invernal, estos descensos son del orden del 2 % y 4 % en el centro y sur peninsular, con aumentos del 2 % al 4 % en el norte peninsular y mediterráneo. Con respecto al escenario RCP4.5, se observan, en general, las mismas tendencias en cuanto al signo del cambio, siendo los descensos y aumentos menos pronunciados que para el escenario RCP8.5.

Las incertidumbres, bajo el escenario RCP8.5 y para el periodo 2081-2100 (figura 3.22g-i), están comprendidas, en general, entre 2 % y 5 %, con valores mayores en invierno que en verano en la mitad sur peninsular. Para el periodo 2046-2065, el rango de incertidumbre oscila entre 2 % y 4 %. Para el escenario RCP4.5 y para ambos periodos, las incertidumbres son algo inferiores, entre 1 % y 2 % principalmente, mostrando el verano los valores más altos.

La distribución espacial de los cambios relativos mostrados por la nubosidad son, en general, consistentes no solo con los obtenidos por el proyecto ENSEMBLES y el escenario SRES A1B (Morata-Gasca, 2014), salvo pequeñas diferencias observadas debidas a la variabilidad espacial, sino también con los resultados obtenidos por los modelos globales utilizados en el Quinto Informe de Evaluación del IPCC. Estos modelos muestran, para el periodo 2081-2100, una ligera disminución de la nubosidad en España del orden del 2 % al 3 % para el escenario RCP4.5 y del 3 % al 4 % para RCP8.5.

3.1.5. Cambio en la evapotranspiración real

Conviene recordar que el cambio climático se mide frecuentemente a partir de los cambios en las principales variables climáticas, tales como la temperatura global del aire en superficie y la precipitación. Las proyecciones de los modelos climáticos globales de estas variables muestran que la Tierra estará más caliente en el futuro. Ello implica un ritmo creciente en la evapotranspiración que podría dar lugar a un desequilibrio del contenido de agua en la atmósfera y en la superficie. De ahí que los estudios del impacto del cambio climático global en diferentes sectores (ordenación de los recursos hídricos, agricultura y ecosistemas) se hayan convertido en una importante área de investigación científica, amén de su importancia social y económica. Esto es así porque los cambios en la precipitación y en la temperatura tienen un impacto directo en la ocurrencia de sequías e inundaciones y, por tanto, pueden ocasionar serios efectos tanto en los seres humanos como en las infraestructuras y el medio ambiente. En un futuro, se espera que tanto la precipitación como la evapotranspiración varíen con el calentamiento global a diferentes escalas espaciales y temporales a través del globo.

La evapotranspiración real (ETR) es la combinación de dos procesos: a) la evaporación desde el suelo y desde la superficie cubierta por las plantas y b) la transpiración desde las hojas de las plantas. Para que se produzca la ETR tienen que darse las siguientes condiciones: 1) la presencia de agua, 2) la existencia de alguna fuente de energía que convierta el agua líquida en vapor de agua y 3) la producción de un fenómeno físico capaz de separar el vapor de agua de la superficie de evaporación. La evapotranspiración es continua en tanto en cuanto se mantienen las tres condiciones antes comentadas.

La evapotranspiración constituye un eslabón esencial entre los balances de energía, agua y carbono en la superficie terrestre, siendo la humedad del suelo determinante para la disponibilidad de agua y para la evapotranspiración. La variabilidad de la humedad del suelo es un motor, un controlador de la variabilidad climática en regímenes climáticos en transición que podrían desplazarse bajo condiciones de cambio climático. La correcta representación de la humedad del suelo es esencial para las simulaciones realistas de la misma, y, de ahí, su importancia en el acoplamiento climático y realimentaciones en los modelos climáticos. Estudios previos documentaron un descenso reciente en la tendencia de la evapotranspiración terrestre global, de la que no se comprenden todavía muy bien los mecanismos subyacentes. El Mediterráneo es probable que experimente una presión creciente en los recursos hídricos debido a la precipitación en descenso y a las temperaturas en aumento. Sin embargo, la evaluación de cantidades hídricas en las cuencas mediterráneas se ve con frecuencia obstaculizada por la falta de datos observacionales. Para superar el problema de la escasez de datos, las variables hidrológicas importantes tales como la escorrentía total, la evaporación superficial, la precipitación y la temperatura del aire se toman directamente de las simulaciones de los modelos climáticos (Gampe *et al.*, 2017).

Como se hace alusión en el punto dedicado a la escorrentía, las series de los cambios esperados en las tasas de anomalías de la escorrentía y de la evapotranspiración real,

promediadas anualmente para todo el territorio peninsular, muestran variabilidad conjunta con oscilaciones decenales (Morata-Gasca, 2014).

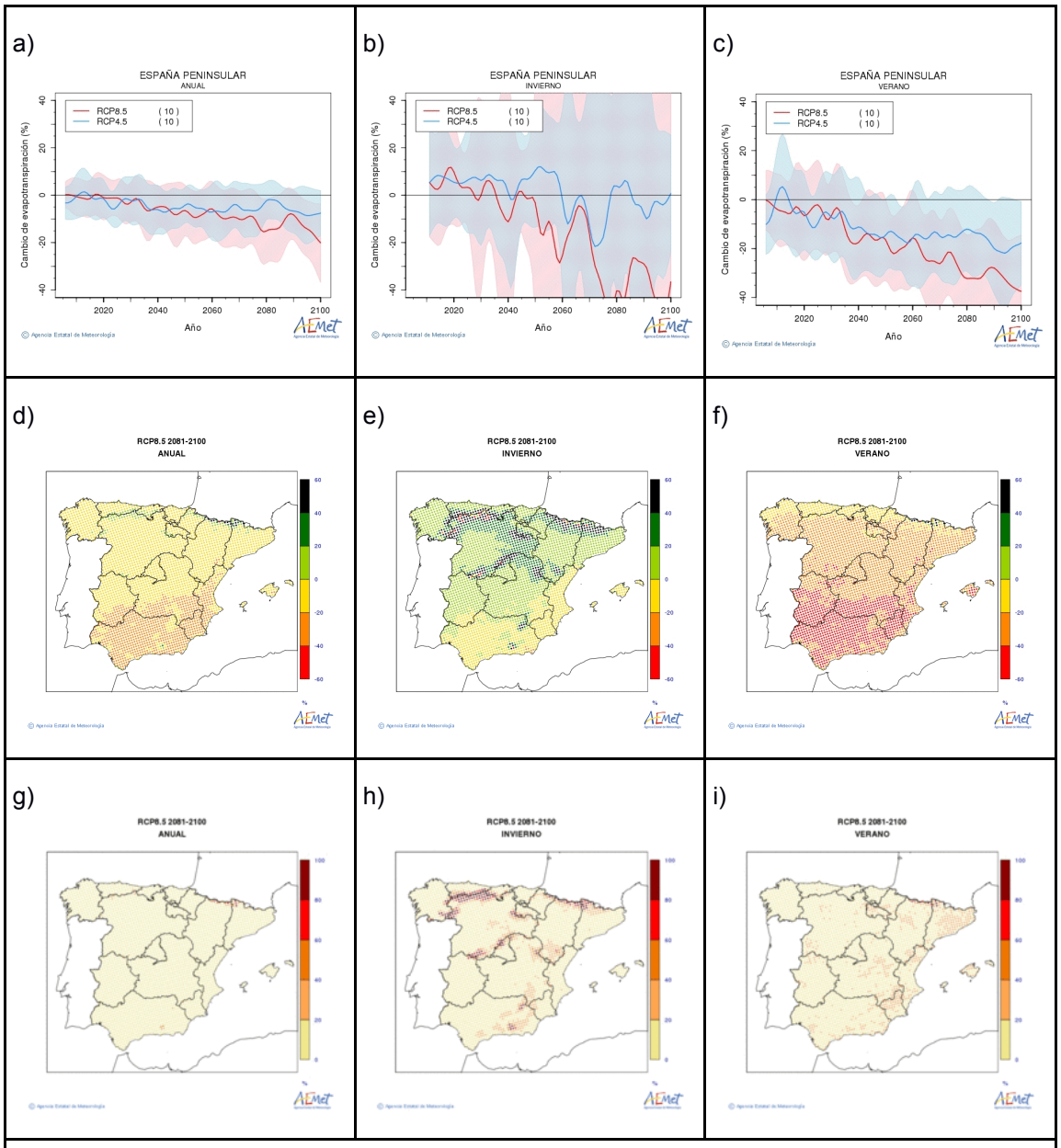


Figura 3.23. Evolución temporal del cambio relativo de la evapotranspiración real de España peninsular (a-c), distribución espacial del valor medio del periodo 2081-2100 (d-f) e incertidumbre calculada como la desviación típica de las proyecciones obtenidas (g-i), para el caso anual (a, d, g), el invierno (b, e, h) y el verano (c, f, i) a partir de los valores proyectados mediante el método dinámico (las distribuciones espaciales se muestran bajo el escenario RCP8.5).

En la figura 3.23 (a-c) se muestran las gráficas de evolución de la evapotranspiración real correspondientes a la regionalización dinámica realizada en CORDEX para la escala anual, invierno y verano. La evapotranspiración real media de España peninsular

presenta, en todas las estaciones salvo en la primavera, un descenso progresivo a lo largo del siglo XXI y para el escenario más emisivo, RCP8.5, con variaciones relativas anuales del orden del 25 % y estivales del 40 % a finales del siglo XXI. En concordancia con lo apuntado por Morata-Gasca (2014), resulta claro que se alcanzan los valores más elevados de disminución en el periodo final y en el escenario más emisivo (RCP8.5). Este comportamiento también se aprecia en la escorrentía y en la precipitación.

En la figura 3.23 (d-f) se muestran, las distribuciones espaciales del valor medio anual, invernal y estival de las anomalías relativas de la evapotranspiración real para el escenario RCP8.5 y el periodo 2081-2100. El patrón de la variación de la evapotranspiración real, al igual que el de la escorrentía, viene condicionado en gran medida por el de precipitación. En la escala anual, dominan los valores inferiores a 0 %, situándose los mayores descensos en la parte sur y este de la Península (entre 20 % y 40 %) y zonas de Mallorca, alcanzándose los ascensos en la cordillera Cantábrica, Pirineos y Sierra Nevada. En el invierno, en líneas generales, más de las dos terceras partes de Iberia muestra valores entre 0 % y 20 %, localizándose los mayores aumentos en las proximidades de los grandes sistemas montañosos, mientras que los descensos generalizados se presentan en el archipiélago balear, Levante y gran parte de Andalucía. En el verano, excepto un área muy reducida de los Pirineos centrales en donde dominan los valores positivos (superiores al 40 %), en el resto, dominan los valores negativos; existiendo un claro gradiente sur/norte con los descensos mayores en la mitad sur (superiores al 40 %) y en Baleares, especialmente en Mallorca. En el caso del escenario RCP4.5, se obtienen, en esencia, los mismos patrones que en el caso del escenario RCP8.5, pero, como era de esperar, más suavizados. Estos resultados coinciden con el comportamiento del patrón espacial de la evapotranspiración en Morata-Gasca (2014) para el escenario SRESA1B, produciéndose las mayores disminuciones en verano.

Como puede observarse en la figura 3.23 (g-i), las incertidumbres comprendidas entre 0 % y 20 % en la escala anual dominan en el escenario RCP8.5 y periodo 2081-2100, con los valores mayores en los Pirineos y Sierra Nevada. En el invierno, estos valores se sitúan en la cordillera Cantábrica, Montes de León, Montes de Vitoria, Sistema Central, Gredos, Pirineos, y Sierra Nevada. En el verano, dominan, en general, las incertidumbres comprendidas entre el 0 % y 20 %; predominando los descensos en áreas de la zona mediterránea (del orden del 40 %) y con los valores mayores en zonas aisladas de los Pirineos. Por último, respecto al otoño, además de en los Pirineos, también se localizan valores altos en Sierra Nevada. En el caso del RCP4.5, se obtienen, en esencia, los mismos patrones aunque menos intensos que en el RCP8.5.

A modo de síntesis, parece que las señales más intensas del cambio de esta variable, de cualquier signo, se localizan principalmente en regímenes secos, donde la evapotranspiración real (ETR) está limitada por el agua más que por la energía. Se subraya también la importancia de las proyecciones climáticas de alta resolución que representan un enfoque factible a la hora de evaluar los impactos climáticos sobre la escasez de agua en regiones que también sufren de la escasez de datos.

3.1.6. Cambio en la escorrentía

El efecto que el calentamiento global puede jugar en los recursos hídricos suscita serias preocupaciones relativas a la futura disponibilidad del agua, especialmente bajo la presión de la población mundial en aumento y, en consecuencia, la necesidad creciente de la producción de alimentos. Las proyecciones futuras apuntan a que el número de personas que tendrán que hacer frente a una disponibilidad del agua significativamente reducida aumentará aproximadamente en un 15 % a escala global debido al cambio climático, mientras que el porcentaje de la población mundial viviendo bajo condiciones de absoluta escasez de agua se proyecta que aumente (Schewe *et al.,* 2014).

La escorrentía engloba la parte de precipitación que circula en superficie y que llega al curso superficial, bien por circulación directa en superficie, bien por circulación indirecta a través del subsuelo. Existen distintos tipos de escorrentías dependiendo de su procedencia: a) escorrentía superficial o directa, b) escorrentía hipodérmica o subsuperficial y c) escorrentía subterránea. Aparte de las tres formas referidas, la escorrentía de un curso de agua está constituida por la precipitación que cae directamente sobre su superficie de nivel, fracción que en la mayor parte de los casos reviste una importancia muy escasa en relación con las otras aportaciones.

La escorrentía está influida por cuatro grupos de factores: meteorológicos, geográficos, hidro-geológicos y biológicos. Los factores meteorológicos fundamentales son las precipitaciones y la temperatura. La duración, intensidad, frecuencia, tipo y extensión de las precipitaciones tienen un papel muy importante, así como el contenido de humedad del suelo en el momento de producirse la precipitación. Este último factor depende fundamentalmente de las precipitaciones previas, temperatura y evapotranspiración. La temperatura es representativa de las pérdidas por evaporación. Los factores geográficos son la localización geográfica de la cuenca y su morfología. La localización geográfica comprende la latitud, longitud y altitud; y la morfología, las pendientes de la cuenca, la importancia de las superficies de agua libre, el perfil de los cursos de agua, etc. Los factores hidro-geológicos comprenden la permeabilidad de los terrenos y la profundidad de las capas freáticas. Por último, los factores biológicos comprenden la cubierta vegetal y la acción humana. Además, el aumento de la concentración de CO_2 influye de manera directa en las variables que participan en el ciclo del agua que, a su vez, están interrelacionadas (Morata-Gasca, 2014).

En este contexto, se necesita evaluar el estado hidrológico futuro. La producción de escorrentía es la componente del ciclo hidrológico más representativa para describir la disponibilidad del agua dulce ya que expresa la cantidad de agua disponible tras las pérdidas por evapotranspiración e infiltración y antes de que intervenga cualquier proceso de formación de corrientes o ríos. Además, las proyecciones de escorrentía estacional y anual media pueden proporcionar información sobre el impacto del cambio climático en los flujos de los ríos (Döll y Schmied, 2012). Estudios recientes han mostrado que los cambios en la escorrentía no se encuentran linealmente correlacionados con los cambios de la temperatura media global (Arnell y Gosling, 2013).

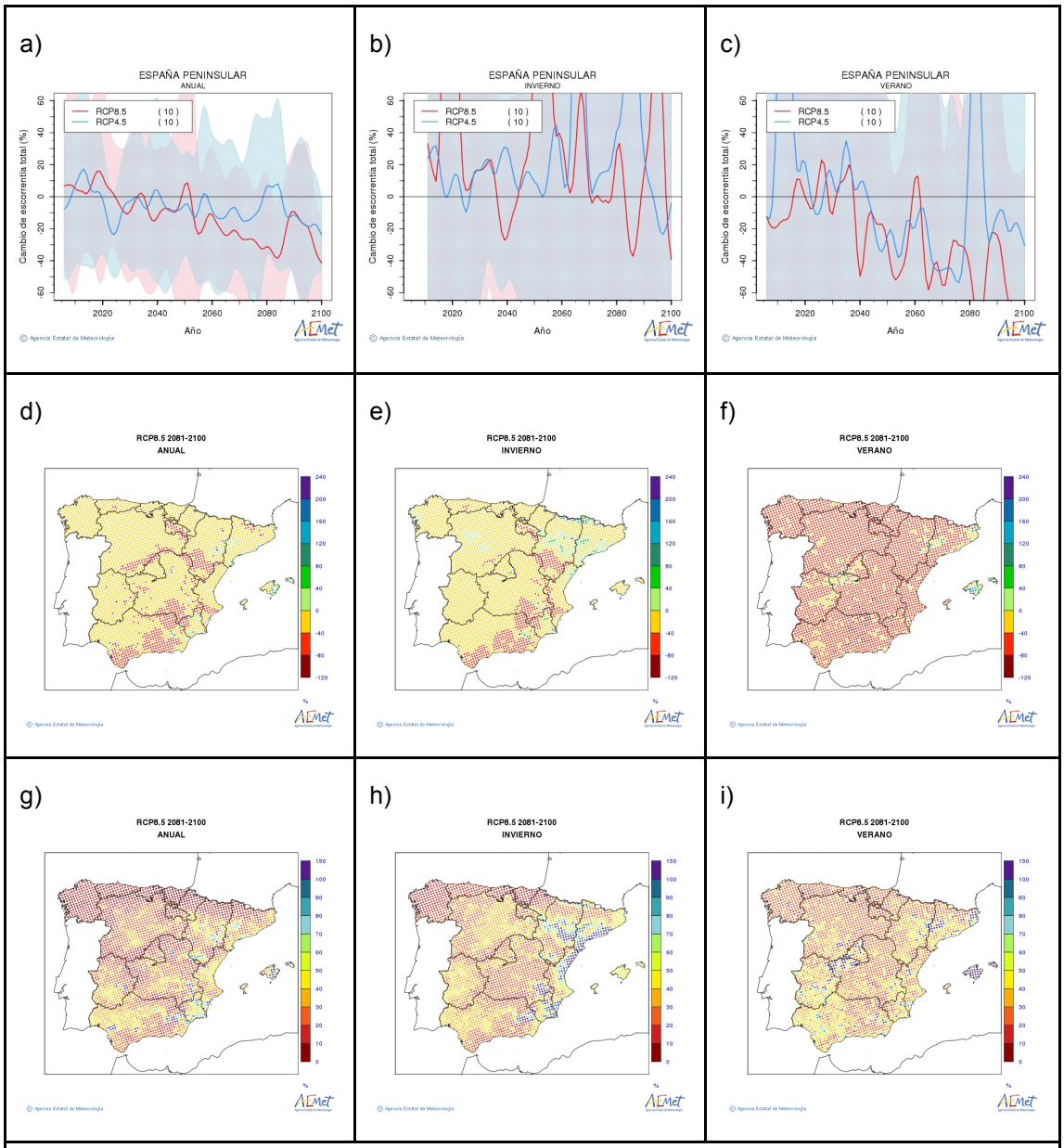


Figura 3.24. Evolución temporal del cambio relativo de la escorrentía de España peninsular (a-c), distribución espacial del valor medio del periodo 2081-2100 (d-f) e incertidumbre calculada como la desviación típica de las proyecciones obtenidas (g-i), para el caso anual (a, d, g), el invierno (b, e, h) y el verano (c, f, i) a partir de los valores proyectados mediante el método dinámico (las distribuciones espaciales se muestran bajo el escenario RCP8.5).

La figura 3.24 (a-c) muestra los cambios relativos esperados de la escorrentía total de la España peninsular, promediados anualmente y para las estaciones de invierno y verano, para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. En general, a nivel de España peninsular y a escala anual, se esperan pocos cambios hasta mediados de siglo, siendo para finales cuando se puede apreciar una ligera disminución, algo mayor para el escenario más emisivo. Este mismo comportamiento se observa especialmente en la estación de verano, con disminuciones superiores al 40 %.

Es necesario indicar que la anomalía relativa de una variable es inversamente proporcional a su valor medio en el periodo de referencia que, en este caso, es el valor medio de la escorrentía estimada por los modelos para el clima actual en el periodo 1961-1990. Este valor puede ser muy pequeño (inferior a 1 mm) y llegar a producir anomalías relativas muy grandes, como por ejemplo en la estación estival y/o para la zona del sur y este peninsular. Estas anomalías relativas tan grandes no nos indican que vaya a existir una variación muy importante de esta variable sino que su cambio es considerable respecto al valor medio del periodo de referencia del clima actual (que es muy pequeño). Por ello, en algunos casos, podría ser más ilustrativo presentar las gráficas de anomalías de la escorrentía en lugar de las de anomalías relativas, sin embargo, para mantener la coherencia con las otras variables involucradas en el ciclo del agua se ha optado por presentar las gráficas de anomalías relativas de la escorrentía en lugar de las gráficas de anomalías.

En la figura 3.24 (d-f) se muestran las distribuciones espaciales de las anomalías relativas medias anual, invernal y estival de la escorrentía total para el escenario RCP8.5 y para el período (2081-2100). En general, los mapas presentan descensos relativos en la mayor parte de España, siendo más acusados en el verano y en la zona sur y este peninsular. En el invierno, existe producción positiva de escorrentía en algunas zonas pirenaicas. En el escenario RCP4.5, al pasar del horizonte próximo (2046-2065) al lejano (2081-2100), el rasgo más sobresaliente es la reducción de las zonas de producción positiva de escorrentía.

En la figura 3.24 (g-i), se representan las distribuciones espaciales de la incertidumbre de esta variable en el escenario RCP8.5 y periodo 2081-2100 para la escala anual y estaciones invernal y estival. Las incertidumbres son ligeramente inferiores a los cambios esperados en toda España, salvo la zona del este en invierno donde son mayores; siendo de un orden de magnitud equivalente a las anomalías relativas de escorrentía. En el caso del RCP4.5, se obtienen, en esencia, los mismos patrones que en el escenario RCP8.5 aunque menos acentuados.

El patrón espacial de la escorrentía debe ser similar al de la precipitación aunque con mayor variabilidad debido a las características del terreno (Libro Digital del Agua, 2008). Este patrón concuerda con los resultados de diversos autores (Olsson *et al.,* 2016), donde todos los modelos coinciden en un patrón de producción creciente de escorrentía en el norte de Europa, una parte pequeña en Europa central y una producción decreciente de escorrentía en España, Grecia y áreas de Italia. En lo que respecta a las tendencias negativas mostradas en el sur de Europa es importante que, aunque pequeñas en términos absolutos, incrementan en magnitud cuando se expresan como porcentaje, significando que cambios negativos pequeños pueden ocasionar consecuencias severas (Gampe *et al*., 2017).

3.1.7. Cambio en la velocidad media del viento a 10 metros

La velocidad del viento es otra de las variables que despierta un interés creciente por sus implicaciones en los sistemas energéticos. Los requerimientos de reducción de emi-

siones de CO_2 a la atmósfera hacen que cada día adquieran más importancia las energías renovables. La energía eólica, obtenida a partir del viento, es la segunda fuente de energía renovable a nivel mundial, detrás de la energía hidroeléctrica (Santos *et al.*, 2015). Por ello, el conocer cómo puede cambiar la velocidad del viento en zonas concretas, dentro del marco en el que nos encontramos de un clima que está cambiando, tiene gran interés. Además, el viento también influye en la calidad del aire de las zonas por su contribución a la dispersión de contaminantes (Cabello y Orza, 2010).

La velocidad del viento en superficie está determinada por los patrones de presión y por la configuración orográfica del lugar. Por tanto, cambios en la circulación general como los proyectados: desplazamiento hacia el polo de la corriente en chorro (entre 1 y 2º de latitud según el IPCC (IPCC, 2013)) y el probable ensanchamiento de la célula de Hadley, con el consiguiente desplazamiento hacia el norte de la zona seca subtropical, puede afectar a la configuración de los vientos en la zona europea y, en concreto, en España. Además, la influencia orográfica introduce una gran variabilidad espacial en esta variable.

En esta sección se analizan las proyecciones de la velocidad de viento a 10 m obtenidas dentro del proyecto EURO-CORDEX para la zona de España. Como se ha indicado, estos resultados se han obtenido mediante la aplicación de la técnica dinámica a cinco modelos climáticos globales. A través de ellos, se realiza una exploración insuficiente de la incertidumbre de estas proyecciones ya que la climatología del viento en superficie está fuertemente acoplada al forzamiento sinóptico y, por tanto, la señal del cambio climático tiene una fuerte dependencia del modelo climático global utilizado (Pryor *et al.*, 2012).

En general, no se esperan grandes cambios en la velocidad media del viento a lo largo del siglo XXI, pudiéndose apreciar una ligera disminución para finales de siglo (figura 3.25a-c). Al igual que ocurría con la precipitación, la incertidumbre asociada a los cambios de esta variable está asociada principalmente a los modelos globales más que a los escenarios de emisiones. Con objeto de tener en consideración la consistencia de los resultados, en la discusión se considerará el porcentaje de proyecciones que dan cambios negativos de esta variable para los dos últimos decenios del siglo XXI con respecto al valor medio de la misma en el periodo de referencia. Basándose en ello, a escala de España peninsular, todas las proyecciones indican un cambio negativo para finales de siglo de la velocidad media del viento a escala anual y para la primavera y el otoño. Estas variaciones, en general, son pequeñas, con mayor dispersión en el invierno. Resultado que concuerda con lo encontrado por otros autores de que para latitudes superiores a 45º N existe una tendencia significativa al aumento de la velocidad media del viento y a un debilitamiento para las regiones situadas más al sur (Nikulin *et al.*, 2011). Sin embargo, para la estación estival, donde el forzamiento sinóptico ejerce menos peso sobre el viento, la mayor parte de las proyecciones indican un cambio positivo o aumento de la velocidad del viento.

Atendiendo a la distribución espacial, la velocidad media anual para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo (RCP8.5), en promedio, sería ligeramente inferior a la del periodo de referencia en gran parte del territorio, excepto en la zona del Estrecho y en

algunas zonas de Andalucía y del valle del Ebro donde sería mayor (figura 3.25). Una configuración muy similar se encuentra para las estaciones del año, excepto para el verano. Para el periodo estival, se proyectan aumentos de la velocidad del viento para gran parte de la Península, siendo mayores en zonas del tercio norte peninsular (Galicia, valle del Ebro y zona de la submeseta norte). Esto está de acuerdo con lo encontrado por Santos *et al.,* (2015) en el estudio realizado sobre los cambios proyectados para el potencial de energía eólica para España.

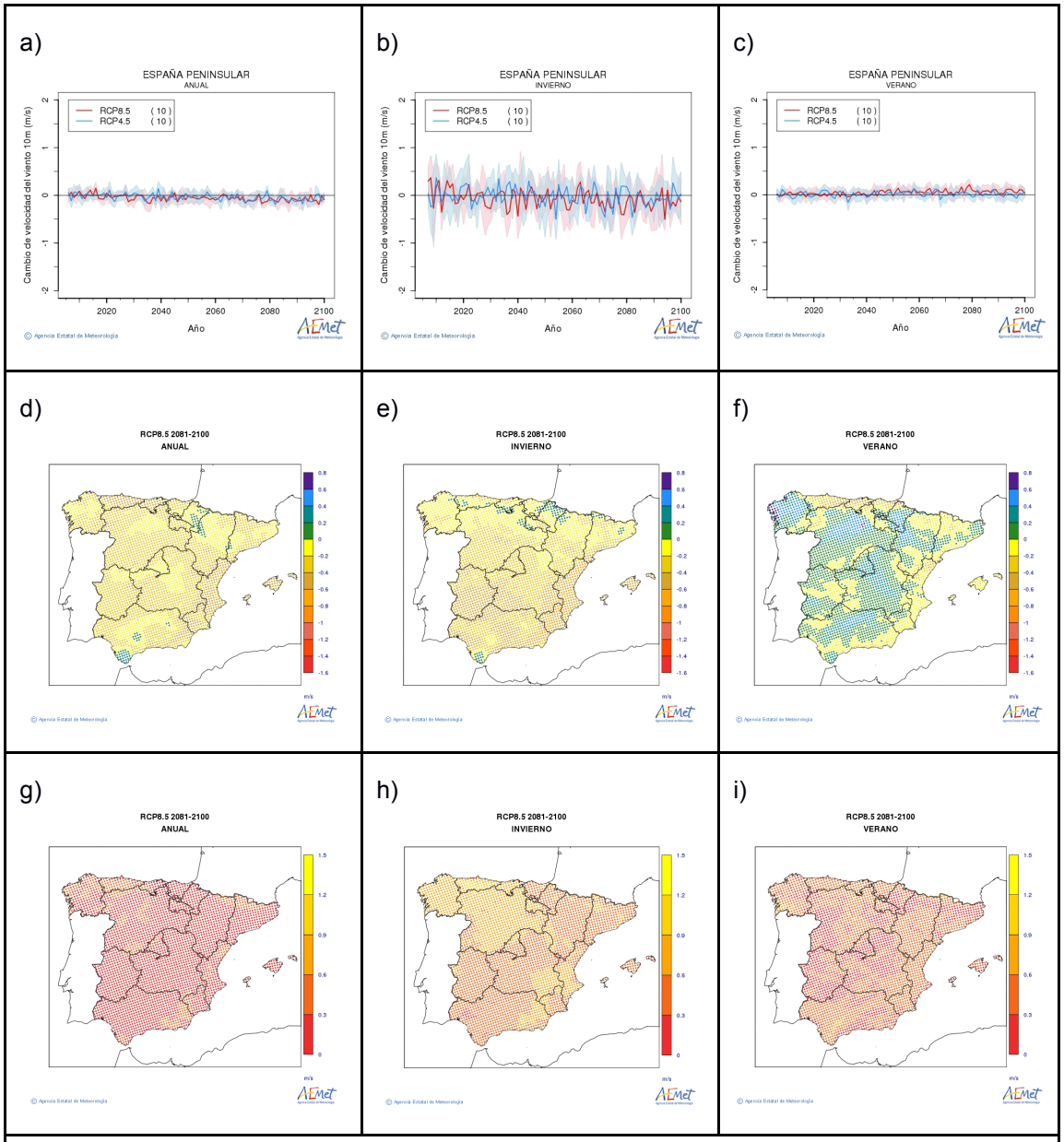


Figura 3.25. Evolución temporal del cambio de la velocidad media del viento a 10 metros de España peninsular (a-c), distribución espacial del valor medio del periodo 2081-2100 (d-f) e incertidumbre calculada como la desviación típica de las proyecciones obtenidas (g-i), para el caso anual (a, d, g), el invierno (b, e, f) y la primavera (c, f, i) a partir de los valores proyectados mediante el método dinámico (las distribuciones espaciales se muestran bajo el escenario RCP8.5).

Las concordancias mayores en el signo de la anomalía de la velocidad media del viento a 10 m se obtienen para el periodo otoñal en gran parte de las comunidades autónomas y cuencas hidrográficas, coincidiendo todas las proyecciones en un descenso de la velocidad media del viento en todas las comunidades, excepto en la Comunidad Foral de Navarra (70 %) donde no se puede apreciar cambio en esta variable, con disminuciones mayores en las costas del Cantábrico y en la zona balear. También se obtiene una concordancia alta para el invierno en la zona del nordeste peninsular (Cataluña y Aragón) y del centro (Madrid, Castilla La Mancha y Extremadura), localizándose los descensos mayores en el sur (Cuencas Mediterráneas Andaluzas) y en la zona oriental (cuencas del Júcar y del Segura e Illes Balears). Para la primavera, los descensos mayores se sitúan en el Levante, así para la Comunidad Valenciana la disminución podría estar entre 0.14 m/s y 0.19 m/s (existiendo una concordancia alta (100 %) entre las proyecciones). Para el verano, como se ha indicado, el mayor número de proyecciones apunta a un aumento en la velocidad media del viento, especialmente en el norte, con valores en Galicia y la Comunidad Foral de Navarra entre 0.1 m/s y 0.3 m/s y en la cuenca de Galicia Costa entre 0.2 m/s y 0.4 m/s.

En general, se espera un aumento de la velocidad media del viento en verano y una disminución en el otoño en gran parte de la Península. Esto estaría de acuerdo con los cambios de circulación esperados. Un desplazamiento hacia el norte del cinturón de los vientos del Oeste haría que disminuyera la frecuencia con que este cinturón puede alcanzar las latitudes peninsulares en invierno y, especialmente, en otoño (estación de transición). Además, el fortalecimiento y la extensión hacia el nordeste del anticiclón de las Azores conducirá a un debilitamiento de los flujos del oeste sobre la Península (Santos *et al.*, 2015). Por el contrario, en el verano, se proyecta una disminución de la presión a nivel del mar sobre la cuenca mediterránea y el sur de Europa y un fortalecimiento de los vientos del este sobre nuestra zona.

3.1.8. Cambio en la velocidad máxima del viento a 10 metros

El cambio en los patrones atmosféricos también puede afectar a la velocidad máxima del viento. La variación en esta variable es relevante, por un lado, por su impacto en la generación de energía eólica y, por otro, por el impacto negativo que pueden presentar velocidades grandes del viento tanto en la seguridad de la vida de las personas como de sus bienes. Por ello, en este apartado se analizarán los cambios proyectados de la velocidad máxima del viento a 10 m obtenidos mediante el método de regionalización dinámica. Al igual que en el caso del viento medio, esta variable está muy influida por el forzamiento sinóptico, estando ligada su señal de cambio climático a los modelos climáticos globales. Como se ha indicado, la exploración de la incertidumbre de las proyecciones de esta variable no es exhaustiva por el escaso número de modelos globales considerados. En general, el comportamiento de esta variable es bastante similar, como es de esperar, al de la velocidad media del viento, presentando más dispersión en sus valores. También, en este caso, la incertidumbre asociada a los modelos utilizados tanto regionales como globales domina sobre la incertidumbre asociada a los escenarios de emisiones (figura 3.26), siendo mayor que la obtenida para el viento medio.

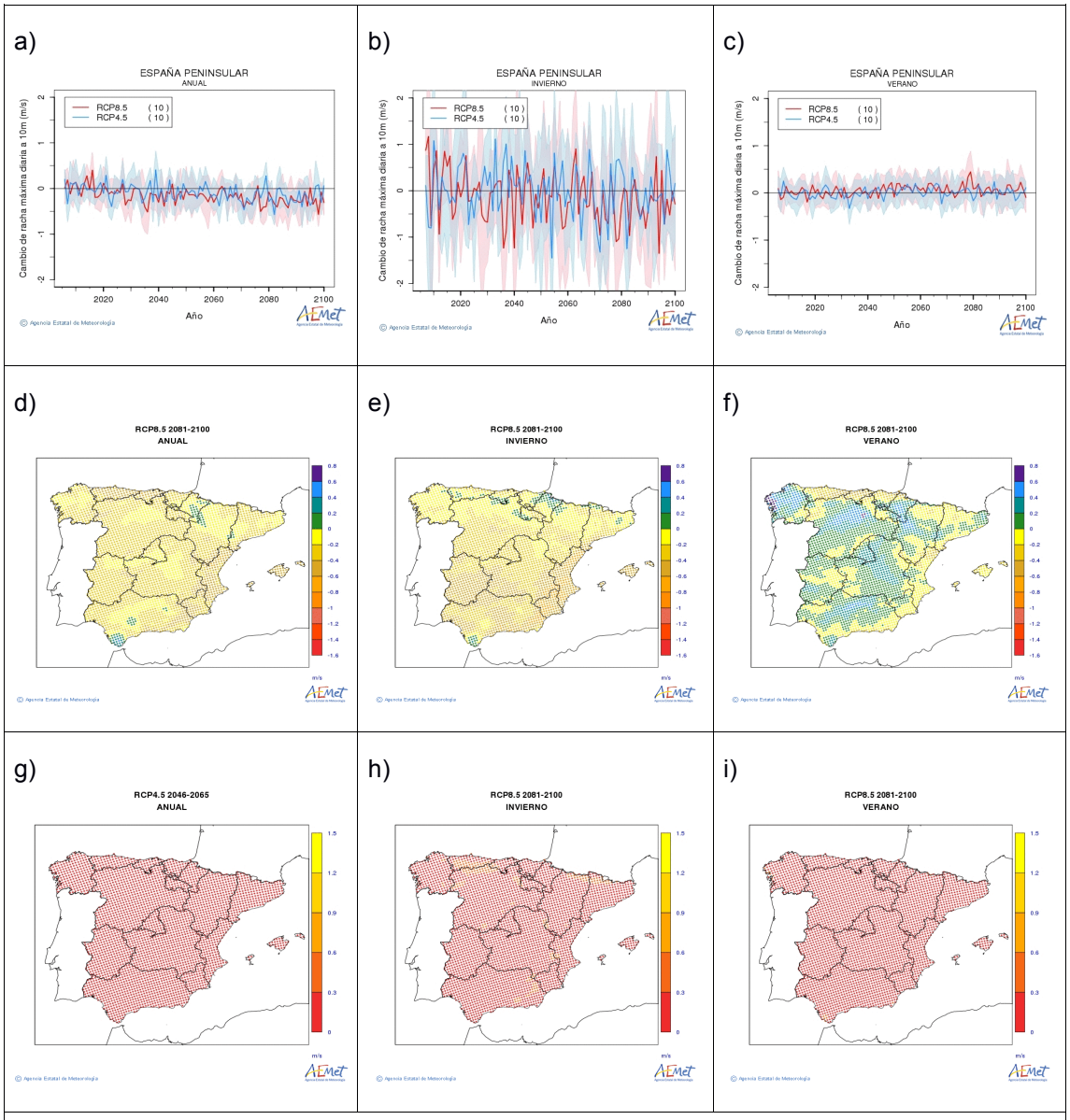


Figura 3.26. Evolución temporal del cambio de la velocidad máxima del viento a 10 metros de España peninsular (a-c), distribución espacial del valor medio del periodo 2081-2100 (d-f) e incertidumbre calculada como la desviación típica de las proyecciones obtenidas (g-i), para el caso anual (a, d, g), el invierno (b, e, f) y la primavera (c, f, i) a partir de los valores proyectados mediante el método dinámico (las distribuciones espaciales se muestran bajo el escenario RCP8.5).

Para el caso de España peninsular (figura 3.26), podría apreciarse un ligero decrecimiento a lo largo del siglo XXI en primavera y otoño (gráficos no mostrados) y, por tanto, a escala anual. Aunque este es el comportamiento que predomina en promedio, sin embargo, no es igual en todo el territorio, como se muestra en la figura 3.26 (d-f) donde se representa su anomalía media respecto al periodo de referencia en los dos últimos decenios del siglo XXI y bajo el escenario RCP8.5, ni en todas las estaciones, como ya se ha indicado. Focalizándonos en el caso anual, aunque en la mayor parte de la Península parece vislumbrarse un cambio hacia la disminución, sin embargo existen áreas

donde este comportamiento parece invertirse. Estas zonas se sitúan en la parte sur peninsular (zona del Estrecho y del valle del Guadalquivir) y en áreas de la cuenca del Ebro. Un patrón muy similar se encuentra para las estaciones de primavera y otoño, quizás con una mayor extensión de estas áreas en el caso de la primavera. Por el contrario, durante el verano, el comportamiento es diferente al de las otras estaciones, con un predominio de las zonas donde existe un aumento de la velocidad máxima del viento, al igual que ocurría con la velocidad media. En esta estación, las áreas con valores mayores se sitúan en Galicia, parte nordeste de Castilla y León y áreas de Navarra y Aragón.

Analizando los cambios medios de esta variable por comunidades autónomas y cuencas hidrográficas, se obtiene que gran parte de las proyecciones (> 83 %) indican disminución del viento máximo a escala anual para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo para la mayoría de las comunidades autónomas y cuencas hidrográficas. Para el otoño, todas las comunidades autónomas y cuencas hidrográficas muestran, en promedio, una disminución de esta magnitud con una concordancia alta (superior al 83 %). Los cambios mayores se obtienen para el Principado de Asturias (–0.6 m/s, –1.3 m/s) y Cantabria (–0.6 m/s, –1.1 m/s) y para la cuenca del Cantábrico occidental (–0.6 m/s, – 1.2 m/s). En la primavera se reducen tanto las zonas de concordancia alta como la magnitud de los cambios con respecto al obtenido para el otoño. En verano, en Galicia y la Comunidad Foral de Navarra, gran parte de las proyecciones (100 % para la primera y 90 % para la segunda) apuntan a un aumento de la velocidad máxima del viento con valores entre 0.1 m/s y 0.6 m/s para la primera y entre 0.2 m/s y 0.4 m/s para la segunda. También se producirán aumentos en la cuenca de Galicia Costa con valores entre 0.2 m/s y 0.7 m/s con una concordancia del 100 % de las proyecciones. Para el resto de comunidades autónomas y cuencas hidrográficas la concordancia es menor. Finalmente, en el invierno, en la mayor parte de las comunidades y cuencas, salvo las situadas en la zona oriental (Región de Murcia e Illes Balears con el 100 % y la Comunidad Valenciana y la cuenca del Segura con el 90 %) y el sur peninsular (Andalucía con el 90 % y las Cuencas Mediterráneas Andaluzas con el 100 %), el número de proyecciones que apuntan a una disminución de esta variable es menor. En estas zonas las mayores disminuciones se localizan en la cuenca del Segura (–0.2 m/s, –0.9 m/s) y en la Región de Murcia (–0.3 m/s, –0.9 m/s).

Por tanto, en el clima futuro podría haber un fortalecimiento del efecto del estrecho de Gibraltar, como indican otros autores (Santos *et al.*, 2015), y un aumento de la variabilidad intra-anual al proyectarse aumento de valores en verano y disminución en otoño, como en el caso del extremo noroeste de la Península. Estos cambios estarían en consonancia con las variaciones proyectadas, para el hemisferio norte, de la circulación general contempladas en el IPCC (2013), esto es, desplazamiento hacia el norte de la corriente en chorro y probable ensanchamiento de la célula de Hadley. Esto conllevaría, como indica Santos *et al.,* (2015), a un debilitamiento de los vientos actuales del oeste sobre la península ibérica, mientras que en el verano se podría producir un fortalecimiento de los flujos del este.

3.2. Cambios en los índices de extremos

El IPCC define un fenómeno meteorológico extremo o evento meteorológico extremo como un suceso que es “raro” en un lugar y época del año determinados. Aunque la definición de “raro” puede variar, se puede definir un fenómeno meteorológico extremo como aquel que sería normalmente tan raro como o más que los percentiles 10 o el 90 de la función de densidad de probabilidad estimada a partir de las observaciones. Por definición, las características de las condiciones meteorológicas extremas pueden, en el sentido absoluto, variar de un lugar a otro.

Cuando las condiciones meteorológicas extremas persisten durante un periodo de tiempo, por ejemplo, una estación; podrán ser consideradas como un fenómeno climático extremo. También es preciso tener en cuenta el efecto que puede ocasionar un número de valores erróneos que no hayan sido eliminados por métodos de comprobación de la calidad de los datos o si estos métodos de comprobación han sido demasiado rigurosos.

El cambio climático ha dado lugar a cambios en la ocurrencia de algunos sucesos extremos (IPCC, 2013). Los sucesos extremos climáticos pueden originarse a partir del forzamiento externo del sistema climático debido al incremento de los GEI, o por la variabilidad natural, o, más probable, a la combinación de ambos.

Los análisis más recientes que utilizan los modelos del CMIP5 (Kim *et al*., 2016) muestran que la generación más actual de los modelos simula la magnitud de las tendencias observadas, en cuatro métricas de temperaturas extremas, significativamente mejor que la generación anterior (Shiogama *et al.,* 2006; Christidis *et al*., 2011, y Min *et al.,* 2013).

Entre las señales de cambio climático más sólidas relacionadas con los extremos, tanto en el registro observacional como en las simulaciones de los modelos para el futuro, se destacan los descensos en el número de días y noches inusualmente fríos y el incremento en el número de noches inusualmente cálidas (Seneviratne *et al.,* 2012; Min *et al.,* 2013; Kim *et al.*, 2016).

En este informe se analizan una serie de índices de extremos relevantes asociados a las temperaturas máximas y mínimas y a la precipitación, extraídos de los índices sugeridos por la OMM, CCI/CLIVAR/JCOMM, Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI) y el proyecto STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions), (https://crudata.uea.ac.uk/projects/stardex/). Los cambios siempre están referidos al valor medio del periodo de referencia 1961-1990.

3.2.1. Índices extremos asociados a la temperatura máxima

El número de **días cálidos** muestra un aumento progresivo a lo largo del siglo XXI para los tres escenarios analizados tanto en la España peninsular como en Baleares y Canarias. Para finales del siglo XXI, a nivel de España peninsular, el incremento de la proporción de días cálidos se podría situar entre el 37 % y el 60 % para el escenario más emisivo (RCP8.5).

La duración máxima de las **olas de calor** va aumentando a lo largo del siglo XXI, existiendo una concordancia entre todas las proyecciones generadas en que las olas de calor serán más largas, siendo este incremento más acusado en el escenario más emisivo (RCP8.5) y a finales del siglo XXI, pero con algunas diferencias en la magnitud del mismo de unos modelos a otros y de una técnica de regionalización a otra.

Entre los extremos ligados a la temperatura máxima, se han seleccionado dos de ellos ligados a la cola de valores más altos de la distribución de temperatura máxima: el número de días cálidos y la longitud máxima de las olas de calor.

3.2.1.1. Número de días cálidos

Se acostumbra a definir un día cálido como aquel cuya temperatura máxima supera el valor del percentil 90 de las temperaturas máximas de dicho día en el periodo de referencia, obtenido a partir de una ventana de 5 días centrada en el mismo. Dado que no todos los modelos climáticos utilizan el mismo tipo de calendario, en vez de analizar el número de días cálidos de un periodo de tiempo determinado se opta por usar la proporción de días cálidos en dicho periodo expresada en tanto por ciento.

La evolución del número de días cálidos (figura 3.27 a-c) muestra un aumento progresivo a lo largo del siglo XXI para los tres escenarios analizados tanto en la España peninsular como en Baleares y Canarias, existiendo concordancia entre los modelos analizados y las técnicas de regionalización aplicadas; destacándose el mayor incremento obtenido en Baleares y Canarias, especialmente en el método de regresión. Por el contrario, el método dinámico tiende a dar incrementos menores que los otros dos métodos, en general. Este comportamiento es coherente con la evolución de los valores medios de la temperatura máxima mostrados. Para finales del siglo XXI, a nivel de España peninsular, se espera que la proporción de días cálidos se incremente en casi un 50 % (con una horquilla entre el 34 % y el 58 %) para el escenario más emisivo (RCP8.5), mientras que para el escenario de estabilización RCP4.5, este aumento estará en torno al 24 % (con una horquilla entre el 14 % y el 31 %), observándose un aumento de la incertidumbre a lo largo del siglo. Este resultado concuerda con el obtenido con modelos del AR4 (Petisco de Lara *et al.*, 2012), que registraban a final de siglo un mayor incremento en los escenarios más emisivos (SRES A2 y SRES A1B).

Por comunidades autónomas (http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/cambio_climat/result_graficos), el incremento en la proporción de días cálidos se manifiesta en todas ellas, aunque el

ritmo de cambio es distinto. Las comunidades del área mediterránea y del sur peninsular experimentarían cambios mayores (figura 3.27 d). Por ejemplo, mientras que en Andalucía y bajo el escenario RCP8.5, la proporción de días cálidos podría aumentar un 5 % por década; en las comunidades de la cornisa cantábrica, las variaciones serían ligeramente menores (aproximadamente 4 % por década). Este patrón ya se recogía en Petisco de Lara *et al.* (2012), donde, con un subconjunto de modelos del AR4 (CMIP3), se aludía a un incremento general en todas las zonas geográficas, siendo menor en las zonas situadas más al norte, especialmente en la cornisa cantábrica, y mayor en zonas del sur peninsular, costa mediterránea, Baleares y Canarias.

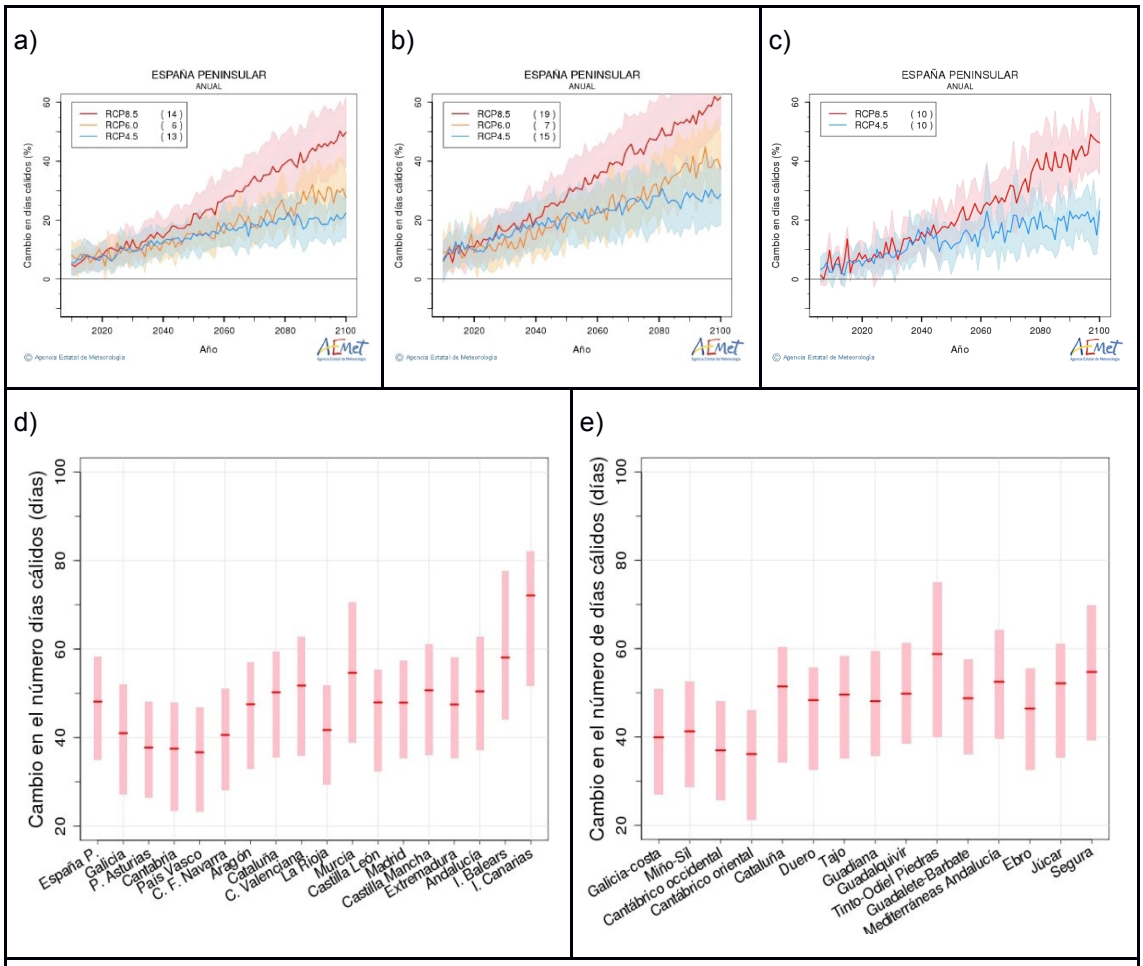


Figura 3.27. Evolución temporal del cambio en la proporción del número de días cálidos para España peninsular bajo los tres escenarios RCP obtenidos mediante: a) el método de análogos, b) el método de regresión y c) método dinámico. Variación media de este índice para el periodo 2081-2100 bajo el escenario RCP8.5: d) por comunidades autónomas y e) por cuencas hidrográficas. La línea central indica la mediana de las proyecciones y la barra el rango entre los percentiles 17 y 83.

Respecto a las cuencas hidrográficas, las cuencas de Galicia y del Cantábrico son las que podrían experimentar variaciones menores, mientras que las cuencas que tendrían incrementos mayores son las Cuencas Mediterráneas Andaluzas y la del Segura (figura 3.27 e).

El aumento de días cálidos difiere según la época del año, siendo el verano y el otoño cuando el aumento sería mayor (entre el 57 % y el 75 % en el verano), mientras que en la primavera las variaciones serían más suaves, (entre el 26 % y el 45 %). Los valores indicados son los correspondientes para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo (RCP8.5). En Petisco de Lara *et al*., (2012), se insiste en que este incremento es bastante acusado en verano en todo el territorio aunque algo menor en la zona cantábrica, donde también se registra un incremento significativo aunque menor en invierno.

3.2.1.2. Duración de las olas de calor

La duración de las olas de calor se define como la longitud del periodo más largo de días cálidos consecutivos, siempre que ésta sea mayor o igual a cinco. En la figura 3.28 a-c puede observarse que la duración de las olas de calor aumenta a lo largo del siglo XXI. Para finales de siglo, todas las proyecciones generadas presentan anomalías positivas respecto al periodo de referencia, con valores mayores en el escenario más emisivo (RCP8.5), aunque existen algunas diferencias de unos modelos a otros y de una técnica de regionalización a otra. Tan solo en el caso de Canarias existe más acuerdo entre las técnicas. La dispersión de los datos obtenidos a partir de los modelos y técnicas de regionalización da lugar a un aumento de la horquilla de valores probables para finales de siglo, donde la ola de calor más larga tendrá una duración entre unos 15 a 50 días más que su promedio en el periodo de referencia a nivel de España peninsular. Este comportamiento es coherente con los cambios de temperatura máxima y con los valores proyectados con los modelos utilizados en el cuarto informe del IPCC, con valores próximos a los 40 días para finales del siglo XXI y bajo el escenario SRES más emisivo (A2) (Morata-Gasca, 2014). No se puede dejar de mencionar que algunas de las señales de cambio climático más intensas y relacionadas con los extremos, tanto en el registro observacional como en las simulaciones de clima futuro de los modelos, radican en el número tan inusual de días cálidos (Seneviratne *et al.,* 2012; Min *et al*., 2013; Kim *et al*., 2016).

Las variaciones de este índice no presentan la misma magnitud en todos los lugares de España. Los cambios menores se producirían en Galicia, comunidades de la cornisa cantábrica y La Rioja, para dispararse en las comunidades del levante español, como en la Región de Murcia, en Baleares y especialmente en Canarias (figura 3.28 d). En estas áreas la horquilla de valores es muy grande debido a la incertidumbre inducida por los métodos de regionalización y por los modelos globales. Por cuencas hidrográficas (figura 3.28 e), se aprecia que los cambios menores se darían en las cuencas del norte peninsular, concretamente en las dos cuencas gallegas y las dos cántabras, mientras que las mayores variaciones tenderían a producirse en Cataluña, las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, Júcar y Segura, áreas donde la dispersión entre valores es mayor.

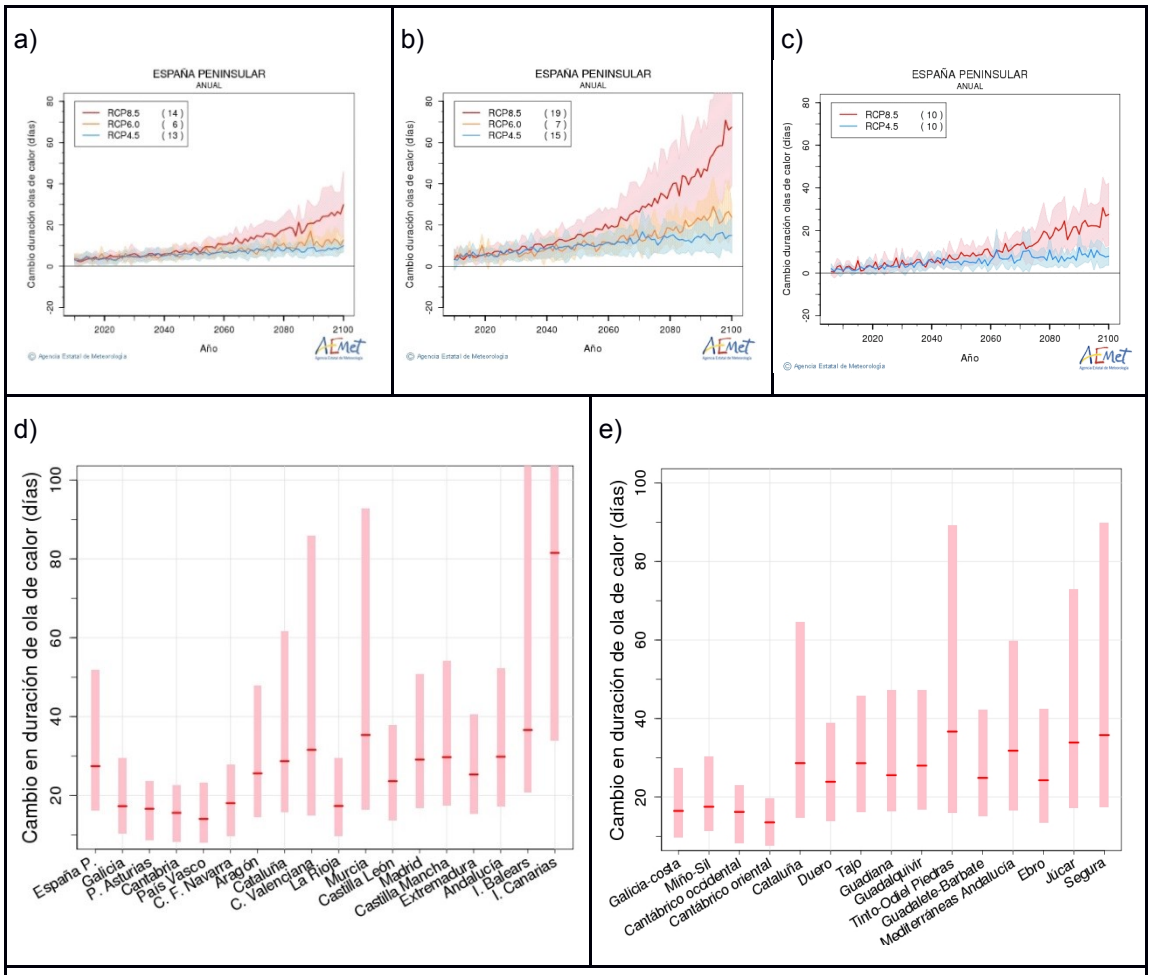


Figura 3.28. Igual que la Figura 3.27, pero para la duración de las olas de calor.

3.2.2. Índices extremos asociados a la temperatura mínima

El cambio en el número de **noches cálidas** en la España peninsular muestra, en líneas generales, un aumento progresivo a lo largo del siglo XXI, siendo más rápido bajo el escenario más emisivo (RCP8.5).

Para la España peninsular, se observa una disminución en el número de **días de helada** en la escala anual, con una evolución muy similar entre los escenarios hasta 2050 y un descenso más pronunciado para el escenario más emisivo (en torno a los 20 días para ambos métodos de regionalización).

Para la temperatura mínima, los índices seleccionados son: el número de noches cálidas y el número de días de helada.

3.2.2.1. Número de noches cálidas

El número de noches cálidas viene definido como el número de días con temperatura mínima superior al percentil 90 diario del periodo de referencia, calculado con una ventana de 5 días.

La frecuencia de las noches cálidas es otra medida del estrés del calor persistente con considerables impactos. En comparación con el cambio en la frecuencia en las olas de calor, la frecuencia de las noches cálidas no muestra un patrón geográfico marcado, sino que más bien sigue estrechamente el patrón del calentamiento estival.

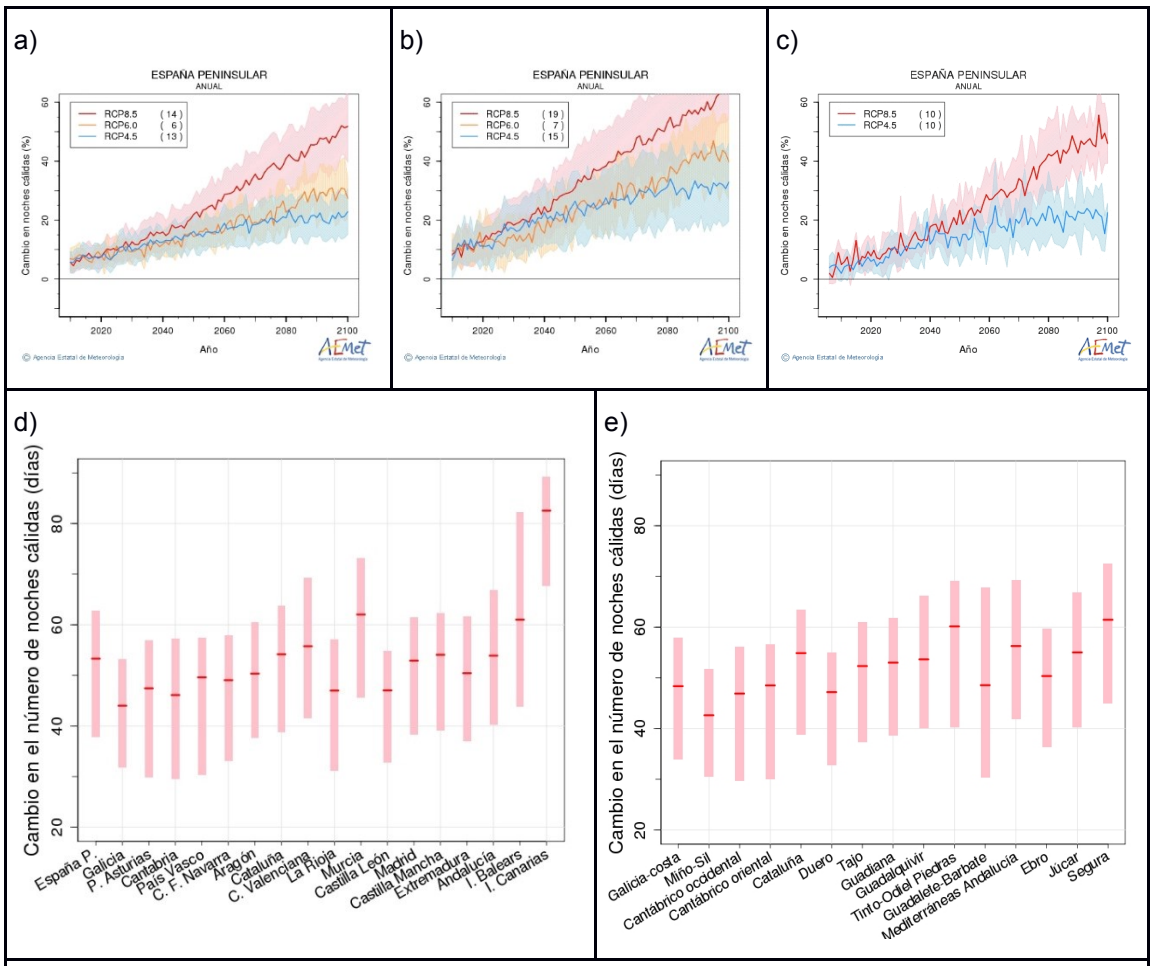


Figura 3.29. Igual que la Figura 3.27, pero para el número de noches cálidas.

El cambio en el número de noches cálidas (figura 3.29 a-c) en la España peninsular muestra, en líneas generales, un aumento progresivo a lo largo del siglo XXI, más rápido bajo el escenario más emisivo (RCP8.5), siendo el aumento más pronunciado para Canarias, donde la concordancia entre las técnicas utilizadas es mayor. Estos resultados muestran similitud con los mencionados por Morata-Gasca (2014), donde las proyecciones correspondientes a los escenarios SRES A2 y SRES A1B tienden a mostrar valores extremos más elevados para el alcance más lejano. Alexander *et al.* (2006), trabajando con proyecciones para el siglo XXI, obtienen que la evolución temporal del número de

días fríos (noches cálidas) muestra una tendencia decreciente (creciente) en la península ibérica.

Para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo, se observa que las distribuciones de los cambios de esta variable por comunidades autónomas y cuencas hidrográficas (figura 3.29 d-e) están comprendidas, atendiendo a la mediana, entre el 40 % y el 60 %. Por tanto, su distribución espacial presenta una relativa uniformidad. Solo los dos archipiélagos, el balear y el canario, y la Región de Murcia y, por consiguiente, la cuenca del Segura tienen sus distribuciones desplazadas hacia valores superiores.

En Amblar-Francés *et al*., (2016), se muestra que, respecto a la variación del número de días y noches cálidas, en todas las estaciones, las técnicas empíricas usadas dan aumento en todas las cuencas, sin apreciarse muchas diferencias entre ellas. En el análisis estacional, se observan incrementos menores a final de siglo durante el invierno y la primavera; los incrementos mayores se muestran para el escenario RCP8.5, a final de siglo y en verano y otoño, con anomalías entre 10 y 50 días respecto al periodo de referencia.

3.2.2.2. Número de días de heladas

El número de días de helada es el número de días con temperatura mínima inferior a 0 ºC en un periodo determinado. La variación de este índice está muy ligada al comportamiento de las temperaturas mínimas de los meses más fríos. Por otra parte, a la hora de interpretar las gráficas de evolución hay que tener en cuenta que en el clima actual ya existen zonas donde el número de días de heladas es muy pequeño, por lo que los cambios podrían ser pequeños. Cuando las heladas lleguen a desaparecer, las gráficas tendrán una evolución horizontal y mostrarán el valor del número medio de días de heladas en el periodo de referencia con signo negativo.

Para la España peninsular, se observa una disminución del número de días de helada en la escala anual (figura 3.30 a-c) con una evolución muy similar entre los escenarios hasta 2050 y un descenso más pronunciado para el escenario más emisivo, en torno a los 26 días para los métodos estadísticos y 40 días en la regionalización dinámica. Esta diferencia, en parte, puede ser debida a la diferencia en el muestreo espacial utilizado en las técnicas estadísticas y el usado por la técnica dinámica, especialmente en las zonas montañosas. En estas zonas, mejor representadas en la regionalización dinámica, la probabilidad de heladas, en general, es mayor que en las zonas bajas como consecuencia de la disminución de la temperatura con la altura. Esta mayor probabilidad puede conducir a cambios mayores en el número de días de heladas.

Por comunidades autónomas (figura 3.30 d), prácticamente no se aprecian cambios en ambos archipiélagos, las variaciones serán menores en las comunidades del Norte, Comunidad Valenciana y Murcia, todas ellas zonas costeras y con pocos días de heladas. Esto nos indica que, para finales de siglo, la ocurrencia de este fenómeno en estas zonas será extremadamente raro. Sin embargo, los cambios mayores tenderán a producirse en Castilla y León y Aragón, zonas donde, por situación geográfica (altitud y

continentalidad), existen bastantes días de heladas que, junto con el aumento indicado de temperatura mínima, da lugar a estos cambios mayores.

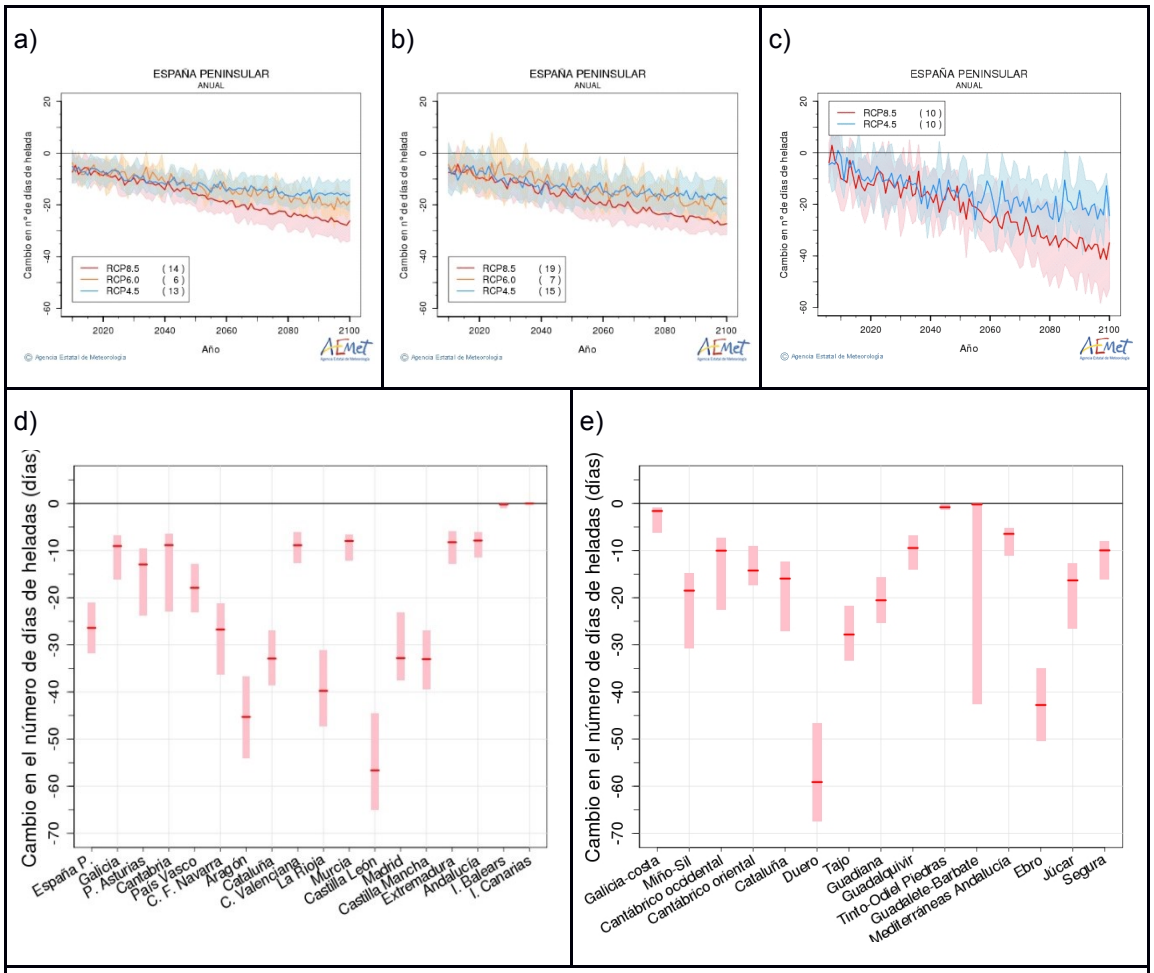


Figura 3.30. Igual que la Figura 3.27, pero para el número de días de heladas.

Centrando la atención en las cuencas hidrográficas y analizando el diagrama de cajas mostrado en la figura 3.30e, se observa que los mayores decrecimientos se recogen en la cuenca del Duero, seguida por la del Ebro, donde se espera una mayor disminución del número de días de heladas, principalmente en el periodo invernal. Este resultado está de acuerdo con el señalado por Amblar-Francés *et al*., (2016), donde se indica una disminución en el número de días de heladas en torno al 10 %. En las cuencas del Duero, Ebro y Tajo, se obtienen disminuciones mayores especialmente en invierno, con valores entre 15 y 40 días de disminución, siendo actualmente el número de días de helada mayor. Para finales de siglo, en primavera, las cuencas del Duero y del Ebro muestran mayores decrementos, entre 10 y 20 días, frente al resto de las cuencas que muestran decrementos de entre 1 y 5 días. Analizando el diagrama de cajas (figura 3.30e), se observa que los mayores decrecimientos se dan en la cuenca del Duero, seguida por la del Ebro. Esta disminución del número de días de heladas se produce principalmente en el periodo invernal.

Como se apuntaba en el caso del análisis de la temperatura máxima, en general, el nivel de comprensión científica y, en consecuencia, la confianza en la proyección de los cambios varía entre los diferentes tipos de extremos, dependiendo de sus escalas espaciales y temporales y de la complejidad de los procesos implicados. Según muestra la OMM, los muestreos efectuados durante los últimos 50 años en observatorios continentales han indicado una fuerte disminución anual de noches frías y un fuerte aumento anual de noches cálidas. No solamente las separaciones entre las temperaturas mínimas y máximas se han acrecentado con el calentamiento global, sino que la temperatura de los extremos fríos ha aumentado más rápidamente que la de los extremos cálidos en el transcurso de los últimos 50 años.

Así, la relación que conecta un determinado clima con sus extremos adquiere todo su sentido en el contexto actual de cambio climático. Si este cambio se traduce en una tendencia al calentamiento a escala global, sus impactos más directos sobre las sociedades o el ambiente implican modulaciones regionales, o en su defecto, locales.

3.2.3. Índices extremos asociados a la precipitación

La variación anual del número de **días de precipitación** respecto al periodo de referencia muestra un comportamiento independiente de los escenarios, con un predominio de la disminución.

En la duración del **periodo seco**, para finales de siglo (2081-2100) y bajo el escenario RCP8.5, todos los métodos y modelos dan valores superiores a los registrados en el periodo de referencia 1961-1990, pudiendo ocurrir que el periodo seco más largo del año se incremente, en promedio, entre 3 y 10 días respecto de dicho periodo.

El cambio en **precipitaciones intensas** está muy influido por los métodos de regionalización, obteniéndose resultados poco sólidos.

Para la precipitación se han seleccionado tres índices: el número de días de precipitación, la longitud máxima del periodo seco y la contribución de las precipitaciones intensas.

3.2.3.1. Número de días de precipitación

El número de días con precipitación viene definido por el número de días con precipitación igual o superior a 1 mm. Su variación anual respecto al periodo de referencia (figura 3.31 a-c) muestra un comportamiento un tanto independiente de los escenarios, con valores que van disminuyendo a lo largo del periodo de estudio. Esta disminución fue también encontrada por Petisco de Lara *et al.,* (2012) con los modelos usados para el AR4, siendo más apreciable hacia el final de siglo y especialmente en los escenarios más emisivos. Para España peninsular, más del 80 % de los modelos proyectan una anomalía negativa de esta variable en el periodo 2081-2100 y bajo el escenario más

emisivo (RCP8.5), con valores que irían desde 0 días hasta –14 días de lluvia. Parte de la disminución de la cantidad de precipitación que pueda producirse sería debida a que habría menos días en los que se produciría este fenómeno. Este cambio en el número de días de precipitación no se va a producir por igual en toda España. La menor concordancia en el signo de la anomalía se produce en la zona de Cataluña, donde aproximadamente la mitad de las proyecciones muestran aumento en el número de días de precipitación mientras que la otra mitad muestran descenso de esta variable. Para el resto de las regiones de España, hay un predominio de las proyecciones que dan anomalía negativa. Los valores absolutos mayores se obtienen para la comunidad de Galicia (disminución entre 27 y 8 días y para el archipiélago canario (disminución entre 25 y 2 días) y los menores en la Región de Murcia (con horquilla entre –16 días y 0 días) (figura 3.31 d).

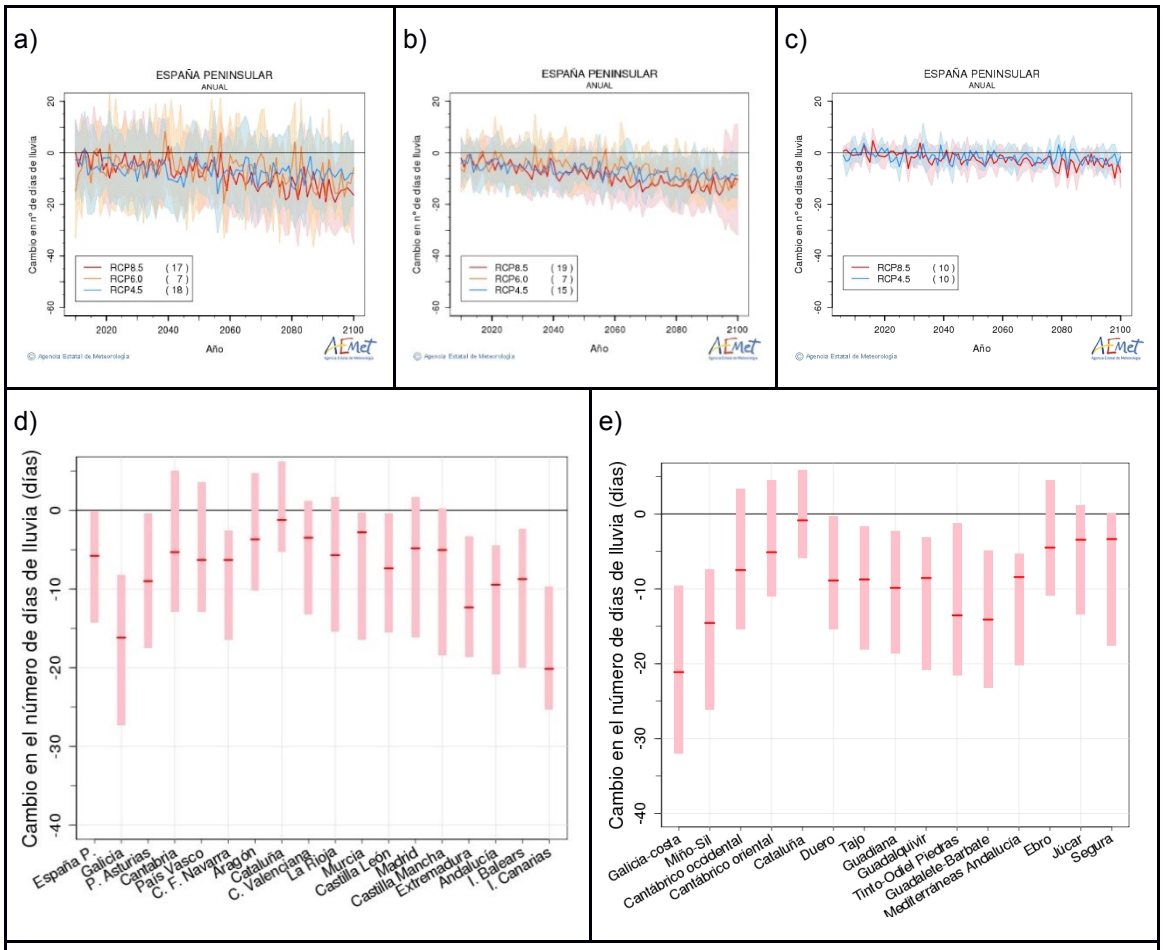


Figura 3.31. Igual que la Figura 3.27, pero para el número de días de lluvia.

Por cuencas hidrográficas, para las cuencas internas de Cataluña se obtienen prácticamente el mismo número de proyecciones con anomalías positivas que con anomalías negativas, mientras que para el resto de las cuencas existe un predominio de las segundas. Esto nos indica que, en promedio, el número de días de lluvia proyectado para finales de siglo es inferior al que se ha producido en el periodo de referencia. Esta variación es mayor en la cuenca de Galicia-Costa, con una disminución que podría ir desde

32 hasta 10 días, seguida de la cuenca del Miño-Sil con reducción entre 26 y 7 días al año. En el resto de las cuencas atlánticas las reducciones van siendo menores a medida que nos desplazamos hacia el norte (figura 3.31 e).

3.2.3.2. Longitud del periodo seco

La longitud del periodo seco se define como el número máximo de días consecutivos sin precipitación o con precipitaciones inferiores a 1 mm. Analizando su variación respecto al periodo de referencia (figura 3.32 a-c) en la escala anual, se observa un ligero aumento en la España peninsular. Resultados en consonancia con los obtenidos por Petisco de Lara *et al.,* (2012) para el AR4. De esta forma, para el periodo de veinte años de finales de siglo (2081-2100) y bajo el escenario RCP8.5, casi todos los métodos y modelos dan valores superiores a los registrados en el periodo de treinta años 1961-1990, pudiéndose incrementar esta magnitud, en promedio, entre 1 y 11 días respecto al valor medio del periodo de referencia. En general, la técnica dinámica da aumentos mayores que las técnicas estadísticas, presentando también más incertidumbre. Ello puede estar ligado a las diferencias en las parametrizaciones relacionadas con la precipitación utilizadas por los modelos climáticos regionales.

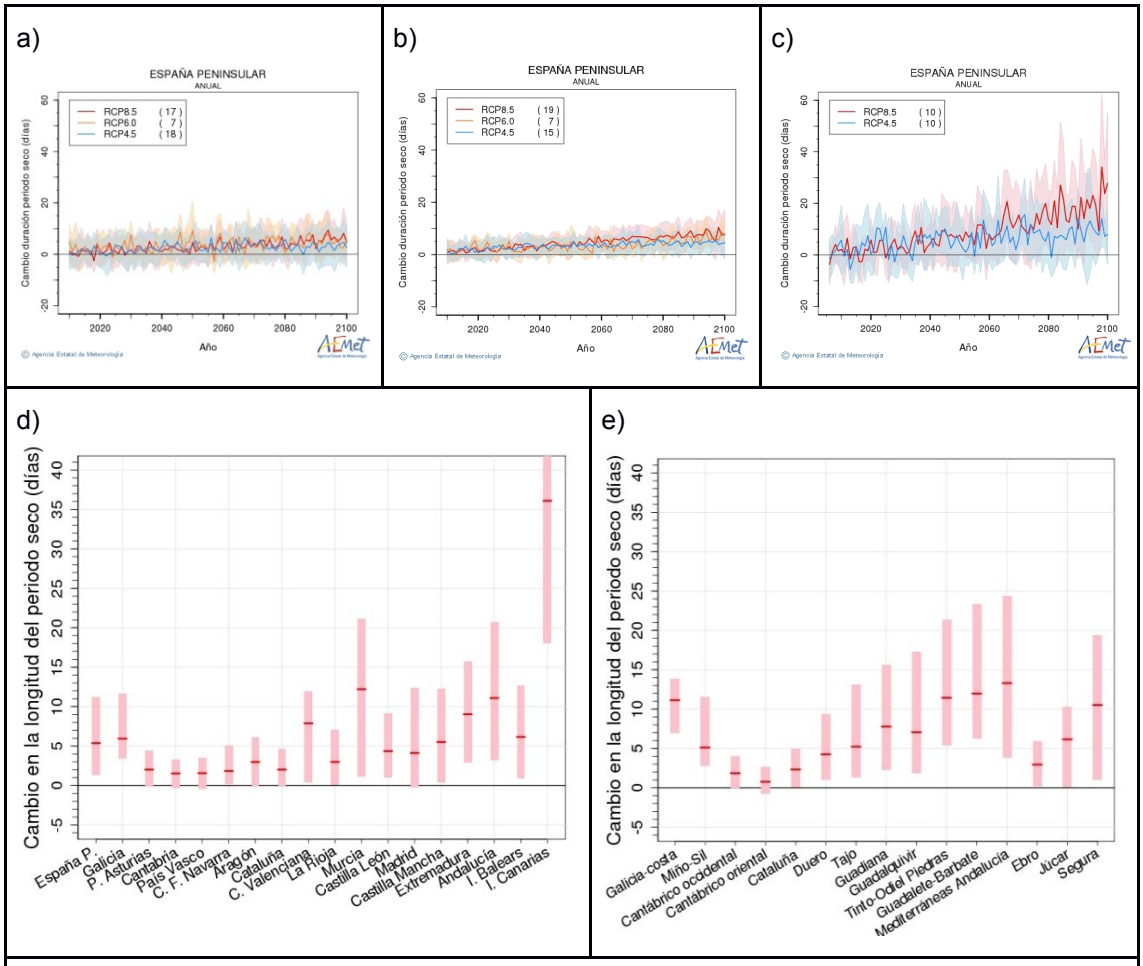


Figura 3.32. Igual que la Figura 3.27, pero para la longitud del periodo seco.

Como viene observándose con las variables e índices analizados, las variaciones de este índice difieren de unas zonas a otras de España, aunque existe en todas ellas un predominio claro de las proyecciones que dan anomalías positivas frente a las que dan anomalías negativas para finales de siglo. Los cambios mayores se producirán en la mitad sur y el este peninsular y en Canarias, coincidiendo con lo obtenido por Petisco de Lara *et al.,* (2012), utilizando los modelos del AR4. En la cornisa cantábrica, los aumentos son menores, situándose en torno a los dos días. En esta zona, la dispersión entre los valores obtenidos es pequeña (figura 3.32 d), inferior a 4 días para Cantabria y el País Vasco. La mayor dispersión entre los valores de las anomalías se obtiene en Canarias, llegando a aproximarse a los 30 días la diferencia entre los percentiles 17 y 83. Para el resto de las regiones esta diferencia se mantiene por debajo de los 20 días. Los mayores incrementos en la duración periodo seco se producirán, aparte de Canarias, en Andalucía (con valores comprendidos entre 3 y 21 días), Murcia (1 y 21 días) y Extremadura (3 y 16 días).

Las cuencas hidrográficas siguen la misma pauta encontrada para las comunidades autónomas, un predominio claro de las anomalías positivas frente a las negativas, con concordancia total en las cuencas de Galicia-Costa, Guadalete-Barbate, Miño-Sil y Tinto, Odiel y Piedras. Los incrementos menores se obtienen para las cuencas cantábricas (figura 3.32 e), zona donde también son menores las incertidumbres, con valores en torno a los dos días. Por el contrario, los aumentos mayores se obtienen para las pequeñas cuencas del sur peninsular (Guadalete-Barbate, con incrementos entre 6 y 23 días, y Tinto, Odiel y Piedras, con valores entre 5 y 21 días) y las Cuencas Mediterráneas Andaluzas (con una horquilla entre 4 y 24 días). Para las cuencas de los grandes ríos españoles, estos aumentos van disminuyendo de sur a norte, al igual que sus incertidumbres.

El hecho de la reducción de la precipitación obtenida, con los métodos de regionalización utilizados, para las estaciones de primavera y otoño, acrecienta la confianza en la proyección del aumento de duración de la estación seca, suceso que podrá causar repercusiones muy graves en la agricultura, abastecimiento de agua e incendios forestales en la región. Diversos autores (p. ej. Guerreiro *et al*., 2016) puntualizan que una parte considerable del desacuerdo de los modelos climáticos en la proyección de los cambios de precipitación futura para el 2050 es debido al uso de intervalos de 30 años, llevando a la conclusión de que tales intervalos resultan demasiado cortos bajo condiciones de alta variabilidad interanual como la encontrada en la península ibérica.

3.2.3.3. Precipitaciones intensas

Se suelen utilizar dos índices para analizar los cambios en la precipitación extrema que proporcionan de alguna manera resultados diferentes. Un incremento en estos índices indica que la mayor parte de la precipitación procede de eventos extremos. El primer índice es la intensidad de precipitación y se define como la precipitación total anual dividida por el número de días húmedos expresado en tanto por ciento, entendiéndose por día húmedo aquel cuya precipitación registrada es igual o superior a 1 mm. La intensidad de la precipitación se incrementa cuando la precipitación anual se incrementa

más rápidamente que el número de días húmedos indicando que existe más precipitación en estos días. El segundo índice se define como la fracción de la precipitación total registrada en aquellos días cuya precipitación en 24 horas es superior al percentil 95 de la distribución de precipitaciones en los días húmedos en el periodo de referencia, expresado en % (CP95). El estudio de las precipitaciones intensas se ha realizado a partir del índice CP95. Un incremento en el CP95 indica que la precipitación en aquellos sucesos (eventos) que superan el umbral, se incrementa más que la precipitación total.

En el cambio en precipitaciones intensas recogido en las figuras 3.33 a-c, se observan claras diferencias entre los métodos de regionalización. El método de regresión y la técnica dinámica muestra valores en aumento, especialmente a partir de 2040, mientras que el método de análogos tiende a no mostrar variación en la España peninsular y Baleares. Este diferente comportamiento entre los métodos conduce a resultados menos sólidos, solo en Cantabria, en Canarias y, en menor medida, en el Principado de Asturias (figura 3.33 d) existe un predominio claro de las anomalías negativas frente a las positivas. Este mismo comportamiento se obtiene para las cuencas de estas zonas del norte peninsular (la cuenca del Cantábrico Oriental y la cuenca del Cantábrico Occidental) (figura 3.33 e). Para algunas de las otras zonas podría apuntarse un aumento de este índice, como en el caso de las cuencas del Duero, Tajo y Guadiana.

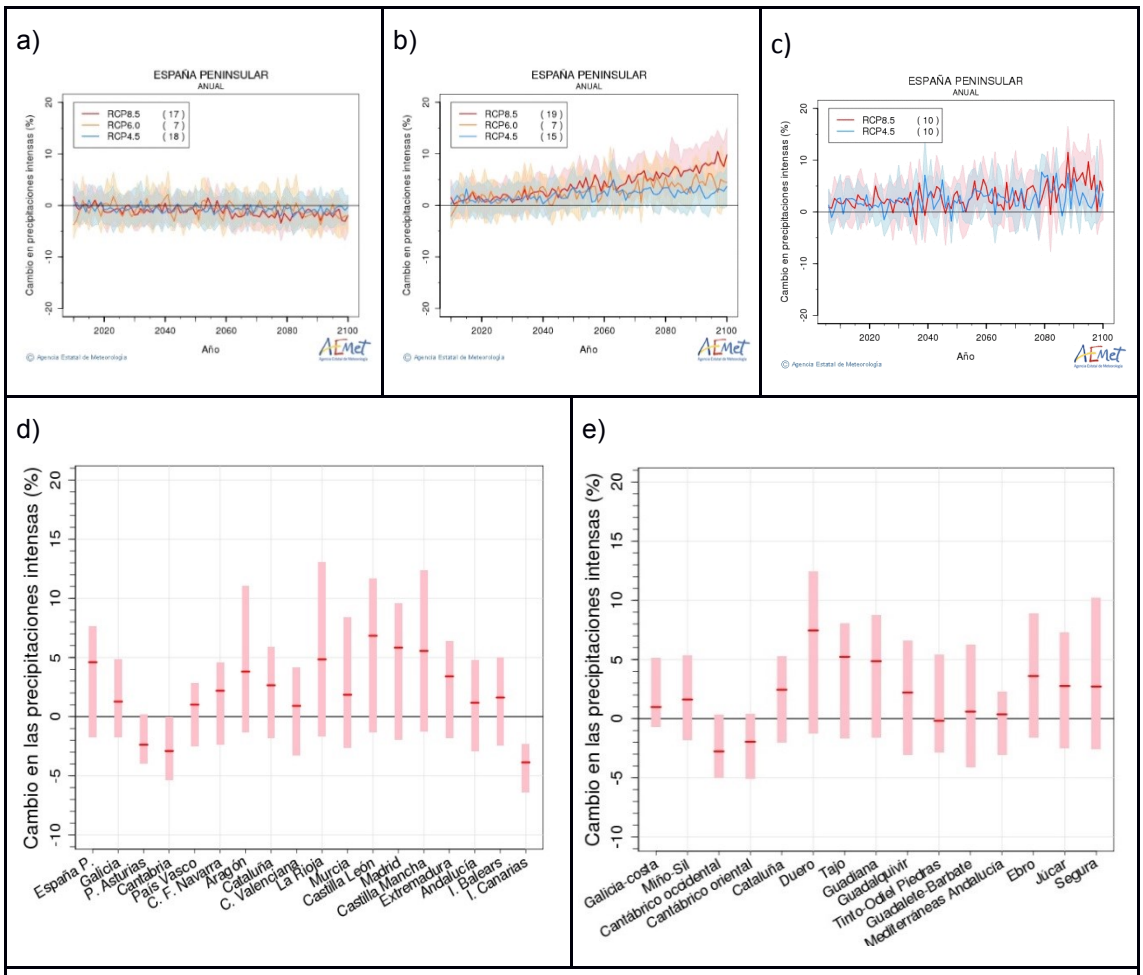


Figura 3.33. Igual que la Figura 3.27, pero para las precipitaciones intensas.

4. Conclusiones

En este trabajo se presentan los resultados de la última generación de escenarios regionalizados de cambio climático para el siglo XXI de la AEMET obtenidos a partir de los modelos del Quinto Informe de Evaluación del IPCC. Para su generación se han usado dos procedimientos de regionalización estadística (análogos y regresión) y los escenarios de tres Sendas Representativas de Concentración (RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5), siendo las variables de estudio las temperaturas (máxima y mínima) y la precipitación diarias. También se han considerado proyecciones regionalizadas dinámicamente, procedentes del proyecto CORDEX, que incorporan, a las variables ya mencionadas, la nubosidad, evapotranspiración real, escorrentía, velocidad media y velocidad máxima del viento a 10 m, considerando, en este caso, solo dos escenarios (RCP4.5 y RCP8.5). El periodo de referencia utilizado en este estudio ha sido 1961-1990. Las conclusiones más relevantes se detallan a continuación:

A) Temperatura máxima

- El aumento progresivo del valor medio anual y estacional de la temperatura máxima a lo largo del siglo XXI se presenta en todas las proyecciones utilizadas; tendiendo a ser inferiores los valores obtenidos con la técnica de análogos. Se observa concordancia en el sentido del cambio obtenido bajo los tres escenarios.

- Para la España peninsular, considerando todas las proyecciones generadas para el periodo (2081-2100), las variaciones en la escala anual tenderían a estar comprendidas entre 4.2 ºC y 6.4 ºC bajo el escenario más emisivo, RCP8.5, entre 3.0 ºC y 4.0 ºC bajo el escenario RCP6.0 y entre 2.0 ºC y 3.4 ºC bajo el escenario RCP4.5. Los cambios esperados en verano son superiores al resto de las estaciones, con promedios superiores a los 5 ºC, apreciándose mayor incertidumbre tanto debida a los modelos como a las técnicas de regionalización.

- Atendiendo a la distribución espacial del cambio medio de esta variable para finales de siglo, se observa que los aumentos pueden ser mayores en el interior y menores en el norte y noroeste peninsular. En consonancia, se tendrían incrementos mayores en las grandes cuencas y menores en las cuencas de Galicia costa y del Cantábrico occidental.

- Se observa un aumento en la evolución del número de días cálidos a lo largo del siglo XXI para los tres escenarios analizados en la España peninsular, Baleares y Canarias. Para finales del siglo XXI, a nivel de la España peninsular, se espera que la proporción de días cálidos se incremente en casi un 50 % (con una horquilla entre el 34 % y el 58 %) para el escenario más emisivo (RCP8.5), mientras

que para el escenario de estabilización RCP4.5, este aumento estará en torno al 24 % (con una horquilla entre el 14 % y el 31 %), observándose un aumento de la incertidumbre a lo largo del siglo. El incremento se manifiesta en todas las comunidades, aunque el ritmo de crecimiento es distinto entre ellas.

- Respecto a la duración de las olas de calor, existe concordancia entre todas las proyecciones y técnicas de regionalización en que las olas de calor serán más largas, siendo el incremento más acusado en el escenario más emisivo (RCP8.5) y a finales del siglo XXI. La mayor dispersión en la magnitud de su variación entre proyecciones, inducida en parte por las técnicas de regionalización, da lugar a un aumento de la horquilla de valores probables para finales de siglo, donde, en promedio, la duración de la ola de calor más larga tendría entre 15 a 50 días más que su promedio en el periodo de referencia a nivel de España peninsular. La magnitud del cambio de este índice difiere de unas comunidades autónomas a otras, con cambios menores en Galicia, comunidades de la cornisa cantábrica y La Rioja y cambios mayores en Murcia, Baleares y sobre todo en Canarias.

B) Temperatura mínima

Al igual que sucedía con la temperatura máxima, en la escala anual y para todos los métodos de regionalización se presenta el mismo patrón, esto es aumento de la media de las anomalías de las temperaturas mínimas, aunque en menor grado que en el caso de las temperaturas máximas. Hasta aproximadamente la primera mitad del siglo, la elección del escenario tiene un impacto menor en los resultados de las proyecciones. Sin embargo, en la segunda mitad del siglo, la incertidumbre asociada a los escenarios pasa a ocupar un papel dominante, como sucedía con la temperatura máxima. Análogamente, los valores obtenidos con el método dinámico ocupan un lugar intermedio entre los dos métodos de regionalización estadísticos.

- Para la España peninsular, considerando todas las proyecciones generadas para el periodo (2081-2100), estas variaciones tenderían a estar comprendidas, para la escala anual, entre 3.7 ºC y 5.5 ºC bajo el escenario más emisivo (RCP8.5), entre 2.7 ºC y 3.1 ºC bajo el escenario RCP6.0 y entre 1.7 ºC y 2.9 ºC bajo el escenario RCP4.5. En el análisis estacional se aprecia un aumento progresivo de los valores de las temperaturas mínimas a lo largo del siglo XXI, más rápido para las estaciones de verano y otoño y para los escenarios más emisivos. El cambio en valores medios de finales de siglo y bajo el escenario RCP8. 5 estaría entre 4.8 ºC y 6.8 ºC en el verano.

- Atendiendo a la distribución espacial tanto en la escala anual como estacional, se tendría incremento de temperaturas mayores en el interior y en el este peninsular y menores en el norte; siendo también más acusado el aumento en el interior que en las costas. Se observa un aumento de la incertidumbre con el alcance de la proyección. En consonancia, la cuenca hidrográfica que muestra calentamiento menor es Galicia costa y los mayores son las que se sitúan en la parte

oriental, aumentos más acusados en el método de regresión y más suaves en el método dinámico.

- El cambio en el número de noches cálidas en la España peninsular muestra, en líneas generales, un aumento progresivo a lo largo del siglo XXI, más rápido bajo el escenario RCP8.5, siendo el aumento más pronunciado para Canarias, existiendo mayor concordancia entre las técnicas utilizadas. Solo los dos archipiélagos, el balear y el canario, y la Región de Murcia y, por consiguiente, la cuenca del Segura, tienen sus distribuciones más desplazadas hacia valores superiores. En el análisis estacional, para las técnicas estadísticas, se observan incrementos menores durante el invierno y la primavera. En verano y otoño, las anomalías medias respecto al periodo de referencia de finales de siglo y bajo el escenario RCP8.5 se encuentran entre 10 y 50 días.

- Para España peninsular, se observa una disminución del número anual de días de helada con una evolución muy similar entre los escenarios hasta 2050 y un descenso más pronunciado para el escenario más emisivo (en torno a los 26 días en los métodos estadísticos y 40 días en la regionalización dinámica). Por comunidades autónomas, prácticamente no se aprecian cambios en ambos archipiélagos, localizándose las variaciones menores en las comunidades del norte, Comunidad Valenciana y Región de Murcia, todas ellas zonas costeras y con pocos días de heladas; y las variaciones mayores en Castilla y León y Aragón.

C) Precipitación

- Para el caso de España peninsular, la concordancia en el sentido que se produciría el cambio es menor que para las temperaturas, por lo que las conclusiones son menos sólidas, pudiéndose apreciar ligeras disminuciones a lo largo de la segunda mitad del siglo. Las incertidumbres asociadas a los modelos y técnicas de regionalización predominan sobre la incertidumbre asociada a las emisiones, en contraposición al caso de las temperaturas donde la incertidumbre asociada a los escenarios domina sobre las otras incertidumbres de los modelos. Este mismo comportamiento se aprecia en la evolución esperada de las precipitaciones estacionales, aunque con incertidumbres mayores que las obtenidas para el caso anual.

- Analizando la magnitud del cambio de las precipitaciones, se espera una reducción de las precipitaciones medias en la España peninsular para los últimos veinte años del siglo XXI, con valores relativos a los del periodo de referencia (1961-1990) entre un 16 % y un 4 %. En la primavera esta reducción estaría entre el 24 % y el 0 % mientras que en el otoño la horquilla iría del –4 % al 4 %.

- En el invierno, la mayor concordancia en el sentido del cambio entre proyecciones se obtiene en el sur y el Levante, junto con los dos archipiélagos; siendo en las cuencas hidrográficas de estas zonas, donde se esperan las reducciones

relativas más importantes. Por ejemplo, en las Cuencas Mediterráneas Andaluzas, los cambios relativos proyectados estarían entre –18% y –38% para finales de siglo y bajo el escenario más emisivo (RCP8.5).

- En el verano, a pesar de las diferencias entre los métodos de regionalización, se aprecia que los descensos mayores se localizan en la parte sur peninsular y en el extremo noroeste de la Península, con mayor acuerdo en que se produzca una reducción de las mismas en Galicia, con disminuciones relativas que estarían entre el 6 % y el 42 % para el final del siglo y para el escenario más emisivo. En las precipitaciones otoñales, se observan algunas diferencias entre los métodos utilizados, con concordancias menores en el sentido en el que se produciría el cambio en el cuadrante nordeste peninsular y algunas zonas del interior.

- El número medio de días de precipitación anual muestra un comportamiento un tanto independiente de los escenarios, con una tendencia a la disminución. Más del 80 % de las proyecciones apuntan a un decrecimiento para la España peninsular en el periodo (2081-2100) y para el escenario RCP8.5, pudiendo haber, en promedio, hasta 14 días menos de lluvia al año que en el periodo de referencia con los cambios mayores en Galicia.

- La longitud del periodo seco muestra ligeros incrementos en la España peninsular para el RCP8.5 y el último periodo del siglo XXI. Prácticamente todos los métodos y proyecciones dan valores superiores a los del periodo de referencia, pudiéndose incrementar, en promedio, entre 1 y 11 días; con los aumentos mayores localizados en la mitad sur y en el este peninsular y en Canarias.

- En el cambio en precipitaciones intensas se observan claras diferencias en los tres métodos de regionalización. Este diferente comportamiento conduce a conclusiones poco predecibles respecto a su evolución futura.

D) Nubosidad

- La nubosidad presenta, para toda España y en todas las estaciones, salvo en la mitad norte peninsular y la zona mediterránea en el invierno, un ligero descenso progresivo a lo largo del siglo XXI; más acusado en el escenario RCP8.5, con variaciones del orden del 5 % a finales de siglo.

E) Evapotranspiración real

- La evapotranspiración real media de España peninsular presenta en todas las estaciones, salvo en la primavera, un ligero descenso progresivo a lo largo del siglo XXI y para el escenario más emisivo, RCP8.5, con variaciones anuales del orden del 25 % y estivales del 40 % a finales del siglo XXI.

- El patrón espacial de evapotranspiración real, al igual que el de la escorrentía, viene condicionado en gran medida por el de precipitación. Para el verano, el

otoño y a escala anual, la disminución relativa de la evapotranspiración real va siendo menos clara al desplazarse de sur a norte, con algo de aumento en zonas pequeñas de los grandes sistemas montañosos del extremo norte peninsular. Sin embargo, en el invierno y el otoño, hay un aumento de la evapotranspiración real en la parte norte peninsular y una disminución en la parte sur, con predominio de la primera sobre la segunda en el invierno. Los aumentos mayores se localizan en las áreas montañosas, especialmente del norte, extendiéndose más hacia los sistemas del sur en el invierno. En estas zonas montañosas es donde la incertidumbre es también mayor.

F) Escorrentía

- La escorrentía presenta, en líneas generales, valores más bajos que en el periodo de referencia con disminuciones más acusadas bajo el escenario RCP8.5 y para el verano. Al igual que en la precipitación y la evapotranspiración real, se alcanzan las disminuciones mayores a finales de siglo. Ambas variables muestran una variabilidad conjunta con oscilaciones decenales. Existe concordancia en el signo del cambio entre los modelos, salvo en el invierno. Sin embargo, la dispersión del cambio relativo es apreciable como consecuencia de las diferencias entre ellos. Las incertidumbres son algo inferiores a los cambios esperados en toda España, salvo la zona del este y en invierno donde son mayores.

G) Velocidad media y máxima del viento a 10 metros

El cambio que puede producirse en la circulación general en el hemisferio norte para finales de siglo parece repercutir en una cierta disminución, tanto en el viento medio como en el viento máximo, en el otoño y en gran parte de España y en un aumento en el periodo estival, con un posible fortalecimiento del efecto del canal del Estrecho de Gibraltar. Este fortalecimiento se manifiesta en un aumento de la velocidad de viento en todas las épocas del año en la zona de influencia.

Agradecimientos:

Queremos agradecer, en primer lugar, al Grupo de Trabajo de Modelización Acoplada perteneciente al Programa de Investigación Mundial del Clima, responsable del CMIP, e igualmente a los grupos de modelización climática y del proyecto CORDEX, por generar y facilitar el acceso a las salidas de sus modelos. En el caso del CMIP, el departamento norteamericano del Programa de Energía para la Diagnosis e Intercomparación de los modelos climáticos coordina, proporciona apoyo y conduce al desarrollo de la infraestructura del software en asociación con la Organización Global para los Portales de Ciencia del Sistema Tierra. También al equipo implicado en el reanálisis NCEP-NCAR. Nuestro agradecimiento más especial va dirigido a Eduardo Petisco de Lara, por su generosidad y su dedicación y a Miguel Ángel García Couto por su inestimable ayuda en el diseño y maquetación de esta Guía.

Referencias

Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., ... y Tagipour, A. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D5).

Amblar-Francés P., Ramos-Calzado P., Casado-Calle, M. J., Pastor-Saavedra, M. A.. Rodríguez-Camino, E. (2016), Estudio de las proyecciones regionalizadas de cambio climático para las cuencas de España, XXXIV Jornadas científicas de la Asociación Meteorológica Española (AME), Teruel. ISBN: 978-84-617-5240-9.

Andrews, T., Gregory, J. M., Webb, M. J., y Taylor, K. E. (2012). Forcing, feedbacks and climate sensitivity in CMIP5 coupled atmosphere-ocean climate models. *Geophysical Research Letters*, 39(9).

Arakawa, A. (2004). The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *Journal of Climate*, 17(13), 2493-2525.

Arnell, N.W., y Gosling, S.N. (2013). The impacts of climate change on river flow regimes at the global scale. *Journal of Hydrology*, 486, 351-364.

Arora, V. K., Scinocca, J. F., Boer, G. J., Christian, J. R., Denman, K. L., Flato, G. M., ... y Merryfield, W. J. (2011). Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophysical Research Letters*, 38(5).

Arrhenius, S. (1896). On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature on the ground. *The Philosophical Magazine* 41, 237-276.

Bi, D., Dix, M., Marsland, S. J., O'Farrell, S., Rashid, H., Uotila, P.,… y Yan, H. (2013). The ACCESS coupled model: description, control climate and evaluation. *Aust. Meteorol. Oceanogr. J.*, 63(1), 41-64.

Boé, J., Terray, L., Habetsb, F., y Martin, E. (2007): Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *Int. J. Climatol.*, 27, 1643-1655.

Bony, S., Colman, R., Kattsov, V. M., Allan, R. P., Bretherton, C. S., Dufresne, J. L., ... y Randall, D. A. (2006). How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *Journal of Climate*, 19(15), 3445-3482.

Brundtland, G. H. (1987). Informe Brundtland. Editorial: OMS Washington.

Brunet, M., Casado M. J., Castro, M., Galán, M. P., López, J. A., Martín, J. M., … y Torres, L. (2008): Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. Ministerio de Medio Ambiente Medio Rural y Marino. 158 pp.

Cabello, M., y Orza, J. A. G. (2010). Wind speed analysis in the province of Alicante, Spain. Potential for small-scale wind turbines. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 14(9), 3185-3191.

Callendar, G. S. (1938). The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 64(275), 223-240.

Christensen, J. H., y Christensen, O. B. (2007). A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic change*, 81, 7-30.

CH2011 (2011). Swiss Climate Change Scenaios CH2011, published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCRR Climate, and OcCC, Zurich, Switzerland, 88 p. ISBN: 978-3-033-03065-7.

Christidis, N., Stott, P.A., y Brown, S. J. (2011). The role of human activity in the recent warming of extremely warm daytime temperatures. *J. Climate*, 24, 1922-1930.

Döll, P., y Müller-Schmied, H. (2012). How is the impact of climate change on river flow regimes related to the impact on mean annual runoff? A global-scale analysis. *Environmental Research Letters*, 7, 014037, doi: 10.1088/1748-9326/7/1/014037.

Donner, L. J., Wyman, B. L., Hemler, R. S., Horowitz, L. W., Ming, Y., Zhao, M., ... y Austin, J. (2011). The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL global coupled model CM3. *Journal of Climate*, 24(13), 3484-3519.

Dufresne, J. L., Foujols, M. A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., ... y Bony, S. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2123-2165.

Elguindi, N., Grundstein, A., Bernardes, S., Turuncoglu, U., y Feddema, J. (2014). Assessment of CMIP5 global model simulations and climate change projections for the 21 st century using a modified Thornthwaite climate classification. *Climatic change*, 122(4), 523-538.

Erler, A. R., Peltier, W. R., y D'Orgeville, M. (2015). Dynamically High-resolution Hydroclimate Projections for Western Canada. *J. Climate,* 28*,* 423-450.

Fowler, H. J., Blenkinsop, S., y Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International journal of climatology*, 27(12), 1547-1578.

Gampe, D., Nikulin, G., y Ludwig, R. (2017). Using the EURO-CORDEX regional climate model ensemble to assess climate change impacts on water scarcity in Mediterranean river basins. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-18634.pdf

Giorgetta, M. A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., ... y Glushak, K. (2013). Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(3), 572-597.

Giorgi, F., y Coppola, E. (2007). European climate-change oscillation (ECO). *Geophysical Research Letters*, 34(21).

Giorgi, F., Jones, C., y Asrar, G. (2009). Addresing climate information needs at regional level: The CORDEX framework. *WMO Bulletin*, 58, 175-183.

Gordon, H. B., Rotstayn, L. D., McGregor, J. L., Dix, M. R., Kowalczyk, E. A., O'Farrell, S. P., ... y Watterson, I. G. (2002). The CSIRO Mk3 climate system model.

Guerreiro, S. B., Kilsby, C. G., y Fowler, H. J. (2016). Rainfall in Iberian transnational basins: a drier future for the Douro, Tagus and Guadiana? *Climatic Change* 135(3), 467-480.

Hay, L. E., y Clark, M. P. (2003). Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States. *Journal of Hydrology*, 282(1), 56-75.

Haylock, M.R., Cawley, G.C., Harpham, C., Wilby, R. L., y Goodess, C. M. (2006). Downscaling heavy precipitation over the United Kingdom: a comparison of dynamical and statistical methods and their future scenarios. *International Journal of Climatology*, 26, 1397-1415.

Hewitson, B. C., Daron, J., Crane, R. G., Zermoglio, M. F., y Jack, C. (2014). Interrogating empirical-statistical downscaling. *Climatic change*, 122(4), 539-554.

Houghton, J. T., Ding, Y. D. J. G., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Dai, X., ... y Johnson, C. A. (2001). Climate change 2001: the scientific basis. The Press Syndicate of the University of Cambridge.

Hurrell, J. W., Holland, M. M., Gent, P. R., Ghan, S., Kay, J. E., Kushner, P. J., ... y Lipscomb, W. H. (2013). The community earth system model: a framework for collaborative research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9), 1339-1360.

IPCC, (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

Change. S. Salomon, D. Qin, M.Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor y K. L. Miller (Eds.). Cambridge University Press, UK y New York, NY, USA, pp. 996.

IPCC, (2013): Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp. Disponible en http://www.ipcc.ch/report/ar5/2

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., ... y Georgopoulou, E. (2014). EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578.

Ji, D., Wang, L., Feng, J., Wu, Q., Cheng, H., Zhang, Q., ... y Zhang, R. H. (2014). Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth system model (BNU-ESM) version 1. *Geoscientific Model Development*, 7(5), 2039-2064.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... y Zhu, Y. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437-471.

Kilsby, C. G., Cowpertwait, P. S. P., O'connell, P. E., y Jones, P. D. (1998). Predicting rainfall statistics in England and Wales using atmospheric circulation variables. *International Journal of Climatology*, 18(5), 523-539.

Kim, Y. H., Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F., Alexander, L. V., Donat, M. G., y Tung, Y. S. (2016). Attribution of extreme temperature changes during 1951-2010. *Climate Dynamics*, 46(5-6), 1769-1782.

Klein, W. H. (1948). Winter precipitation as related to the 700-millibar circulation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 9, 439-453.

Klein, W. H., y Bloom, H. J. (1987). Specification of monthly precipitation over the United States from the surrounding 700 mb height field. *Monthly Weather Review*, 115(9), 2118-2132.

Laprise, R. (2008). Regional Climate Modelling. *J. Comp. Phys.*, 227(7):3641-3666.

Libro Digital del Agua (2008). Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España. https://servicio.mapama.gob.es/sia/visualizacion/lda/recursos/

Lobell, D. B., Bonfils, C., y Duffy, P. B. (2007). Climate change uncertainty for daily minimum and maximum temperatures: a model inter-comparison. *Geophysical research letters*, 34(5).

Lorenz, E. N. (1969). Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the Atmospheric sciences*, 26(4), 636-646.

MAGRAMA (2013). Guía resumida del Quinto Informe de Evaluación del IPCC (WG1). http://www.mapama.gob.es/es/cambio-climatico/publicaciones/publicaciones/guia_resumida_ar5-ipcc_tcm7-311196.pdf

Martin, H. C. (1972). Humidity and temperature microstructure near the ground. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98(416), 440-446.

Martin, G. M., Milton, S. F., Senior, C. A., Brooks, M. E., Ineson, S., Reichler, T., y Kim, J. (2011). The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. Geosci. Model Dev., 4, 723-757, doi: 10.5194.

Mearns, L. O., Gutowski, W., Jones, R., Leung, R., McGinnis, S., Nunes, A., y Qian, Y. (2009). A regional climate change assessment program for North America. *Eos*, 90(36), 311.

Min, S. K., Zhang, X., Zwiers, F., Shiogama, H., Tung, Y. S., y Wehner, M. (2013). Multimodel detection and attribution of extreme temperature changes. *Journal of Climate*, 26(19), 7430-7451.

Mitchell, T. D., y Hulme, M. (1999). Predicting regional climate change: living with uncertainty. *Progress in Physical Geography*, 23(1), 57-78.

Morata-Gasca, A. (2014). Guía de escenarios regionalizados de cambio climático sobre España a partir de los resultados del IPCC-AR4. http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Guia_IPCC/Guia_IPCC.pdf

Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., ... y Meehl, G. A. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463(7282), 747-756.

Nakicenovic, N., y Swart, R. (2000). Special report on emissions scenarios. Special Report on Emissions Scenarios, Edited by Nebojsa Nakicenovic and Robert Swart, pp. 612. ISBN 0521804930. Cambridge, UK: Cambridge University Press, July 2000, 1.

Nikulin, G., Kjellström, E., Hansson, U. L. F., Strandberg, G., y Ullerstig, A. (2011). Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations. *Tellus A*, 63(1), 41-55.

Olsson, J., Arheimer, B., Borris, M., Donnelly, C., Foster, K., Nikulin, G., ... y Yang, W. (2016). Hydrological Climate Change Impact Assessment at Small and Large Scales: Key Messages from Recent Progress in Sweden. *Climate*, 4(3), 39.

Petisco de Lara, S. E., Ramos-Calzado, P., y Martín-Herreros, J. M. (2012). Extremos de temperaturas y precipitación para el siglo XXI en España. Cambio climático. Extremos e impactos. Rodríguez Puebla, C., Ceballos Barbancho, A., González Reviriego, Enrique Morán Tejeda y Ascensión Hernández Encinas (Eds.).

Petisco de Lara, S. E. (2008 a). Método de regionalización de precipitación basado en análogos. Explicación y Validación. Nota Técnica 3A, Área de Evaluación y Modelización del Cambio Climático. AEMET.

Petisco de Lara, S. E. (2008 b). Método de regionalización de temperatura basado en análogos. Explicación y Validación. Nota Técnica 3B, Área de Evaluación y Modelización del Cambio Climático. AEMET.

PNACC (2006a). Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático. (2006a). Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Medio Ambiente. http://www.mma.es/portal/secciones/cambio_climatico/areas_tematicas/impactos_cc/pdf/pna_v3.pdf

PNACC (2006b). Primer Programa de trabajo del PNACC. http://www.mapama.gob.es/es/cambio-climatico/temas/impactos-vulnerabilidad-y-adaptacion/1_prog_trabajo_tcm7-197101.pdf

Pryor, S. C., Barthelmie, R. J., Clausen, N. E., Drews, M., MacKellar, N., & Kjellström, E. (2012). Analyses of possible changes in intense and extreme wind speeds over northern Europe under climate change scenarios. *Climate dynamics*, 38(1-2), 189-208.

Randall, D., Khairoutdinov, M., Arakawa, A., y Grabowski, W. (2003). Breaking the cloud parameterization deadlock. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(11), 1547-1564.

Rummukainen, M. (2010). State-of-the-art with Regional Climate Models. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1(1), 82-96.

Santos, J. A., Rochinha, C., Liberato, M. L. R., Reyers, M. y Pinto, J. G. (2015). Projected changes in wind energy potentials over Iberia. *Renewable Energy*, 75, 68-80.

Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N. W., Clarke, D. B., Dankersf, R., Eisneg, S., Feketeh, B. M., Colón-González, F. J., Gosling, Kim, H., Liu, X., Masaki, Y., Portmann, F. T., Satoh, Y., Stacke, T., Tang, Q., Wadar, Y., Wissers, D., Albrechta, T., Fielera, K., Pionteka, F., Warszawskia, L. y Kaba, P. (2014). Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, USA, 111(9), 3245-3250.

Schmidli, J., Goodess, C. M., Frei, C., Haylock, M. R., Hundecha, Y., Ribalaygua, J., y Schmith, T. (2007). Statistical and dynamical downscaling of precipitation: an evaluation and

comparison of scenarios for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 112: D04105, DOI: 10.1029/2005JD007026.

Scoccimarro, E., Gualdi, S., Bellucci, A., Sanna, A., Giuseppe Fogli, P., Manzini, E., ... y Navarra, A. (2011). Effects of tropical cyclones on ocean heat transport in a high-resolution coupled general circulation model. *Journal of Climate*, 24(16), 4368-4384.

Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., ... y Reichstein, M. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation, 109-230.

Sheridan, S. C., y Lee, C. C. (2010). Synoptic climatology and the general circulation model. *Progress in Physical Geography*, 34(1), 101-109.

Shiogama, H., Christidis, N., Caesar, J., Yokohata, T., Nozawa, T., y Emori, S. (2006). Detection of greenhouse gas and aerosol influences on changes in temperature extremes. *SOLA*, *2*, 152-155.

Solman, S. A., Sanchez, E., Samuelsson, P., da Rocha, R. P., Li, L., Marengo, J., ... y Le Treut, H. (2013). Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Climate Dynamics*, 41(5-6), 1139-1157.

Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., y Miller, H. L. (Eds.). (2007). Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4). Cambridge University Press.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., y Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4), 485.

Tolika, K., Anagnostopoulo, C., Maheras, P., y Vafiadis, M. (2008). Simulation of future changes in extreme rainfall and temperature conditions over the Greek area: a comparison of two statistical downscaling approaches. *Global Planetary Change*, 63, 132-151.

Tryhorn, L., y DeGaetano, A. (2011). A comparison of techniques for downscaling extreme precipitation over the Northeastern United States. *International Journal of Climatology*, 31, 1975-1989.

Tsushima, Y., Ringer, M. A., Webb, M. J., y Williams, K. D. (2013). Quantitative evaluation of the seasonal variations in climate model cloud regimes. *Climate dynamics*, 41(9-10), 2679-2696.

Tyndall, J. (1861). On the adsorption and radiation of heat by gases and vapours, and on the physical connection of radiation, absorption, and conduction. *The Philosophical Magazine*, 22 : 169-194.

van der Linden, P., y Mitchell, J. E. (2009). ENSEMBLES: Climate change and its impacts. Summary of research and results from the ENSEMBLES project.

Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., y Mélia, D. S., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., ... y Déqué, M. (2013). The CNRM-CM5. 1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9-10), 2091-2121.

Volodin, E. M., Dianskii, N. A., y Gusev, A. V. (2010). Simulating present-day climate with the INMCM4. 0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 46(4), 414-431.

Wang, J. F., y Zhang, X. B. (2008). Downscaling and projection of winter extreme daily precipitation over North America. *Journal of Climate*, 21(5), 923-937.

Watanabe, S., Hajima, T., Sudo, K., Nagashima, T., Takcmura, T., Okajima, H., ... e Ise, T. (2011). MIROC-ESM 2010: model description and basic results of CMIP 5-20 c 3 m experiments. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 845-872.

Weare, B. C., Cagnazzo, C., Fogli, P. G., Manzini, E., y Navarra, A. (2012). Madden-Julian Oscillation in a climate model with a well-resolved stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D1).

Wielicki, B., Harrison, E., Cess, R., Michael, King, M. y Randall, D. (1995). Mission to Planet Earth Role of Clouds and Radiation in Climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76*(*11), 2125–2153.

Wilby, R. L., Dawson, C. W., y Barrow, E. M. (2002a). SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling y Software*, 17(2), 145-157.

Wilby, R. L., Conway, D., y Jones, P. D. (2002b). Prospects for downscaling seasonal precipitation variability using conditioned weather generator parameters. *Hydrological Processes*, 16(6), 1215-1234.

Wilby, R. L., Charles, S. P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., & Mearns, L. O. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, available from the DDC of IPCC TGCIA, 27.

Wilby, R. L., Hay, L. E., Gutowski, W. J., Arritt, R. W., Takle, E. S., Pan, Z., ... y Clark, M. P. (2000). Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output. *Geophysical Research Letters*, 27(8), 1199-1202.

Wu, T., Li, W., Ji, J., Xin, X., Li, L., Wang, Z., ... y Shi, X. (2013). Global carbon budgets simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model for the last century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(10), 4326-4347.

Xiao-Ge, X. I. N., Tong-Wen, W. U., Jiang-Long, L. I., Zai-Zhi, W. A. N. G., Wei-Ping, L. I., y Fang-Hua, W. U. (2013). How well does BCC_CSM1. 1 reproduce the 20th century climate change over China? *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 6(1), 21-26.

Yukimoto, S., Adachi, Y., Hosaka, M., Sakami, T., Yoshimura, H., Hirabara, M., ... y Mizuta, R. (2012). A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3—model description and basic performance—.*気象集誌. 第 2 輯*, 90(0), 23-64.