

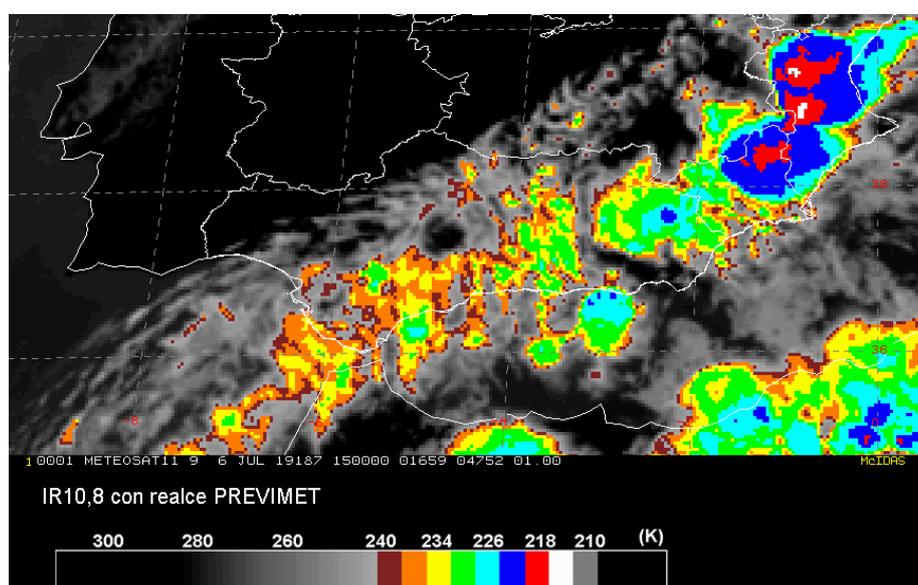
# Reventón cálido en Almería

## Ondas de gravedad

### 6 de julio de 2019

Nota técnica 28 de AEMET

---



Autor: **CARLOS MANUEL JIMÉNEZ CAVERO**

Colaboración: **CARLOS PEREA HITOS**

Grupo de Predicción y Vigilancia de Málaga  
Delegación territorial de AEMET en Andalucía, Ceuta y Melilla

## Agradecimientos:

A todos mis compañeros/as del GPV de Málaga por ayudarme a entender la meteorología del entorno del mar de Alborán, y a José María Sánchez-Laulhé Ollero por sus aportes técnicos.



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

### **Edita:**

© Ministerio para la Transición Ecológica  
Agencia Estatal de Meteorología  
Madrid, 2020

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

NIPO: 639-19-014-2

<https://doi.org/10.31978/639-19-014-2>

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



@Aemet\_Esp



<https://www.facebook.com/AgenciaEstatalMeteorologia>

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

INTRODUCCIÓN .....	5
ANÁLISIS SINÓPTICO .....	6
OBSERVACIONES .....	9
ANÁLISIS DEL REVENTÓN CÁLIDO DE ALMERÍA .....	15
Primera hipótesis. Origen convectivo. ....	17
Segunda hipótesis. Origen Ondas de gravedad. ....	21
MODELO CONCEPTUAL DE ONDA DE GRAVEDAD .....	25
ESTUDIO ANALÍTICO DE LAS ONDAS DE GRAVEDAD.....	30
CONCLUSIONES .....	34
BIBLIOGRAFÍA.....	36

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Guías Técnicas de diagnóstico niveles medios/altos y superficie 12 UTC.....	6
Figura 2. Imágenes Vapor de agua WV.6.2 con realce.....	6
Figura 3. ZV 300 hPa, TZ 500 hPa (Sinóptica) y TZ850 hPa (Península).....	7
Figura 4. Sondeo observado Murcia 12 UTC .....	7
Figura 5. Sondeos previstos- Izda. Almería IFS 15 UTC - Dcha. Baza Harm 12 UTC .....	8
Figura 6. Imágenes del visible VIS0.6 y PPI radar. Península .....	9
Figura 7. Rissaga en el Puerto de Conil 09 UTC.....	9
Figura 8. Imagen de Vapor de agua WV7.3 y WV6.2 con realce. 09 UTC .....	10
Figura 9. Registros de presión. Barógrafo de Málaga y EMAs de Adra y Almería.....	10
Figura 10. Oscilaciones de presión .....	11
Figura 11. Imágenes del visible. 13 UTC (Reventón en Baza) y 15 UTC (Reventón en Cieza) .....	13
Figura 12. Registros de temperatura, racha de viento, presión y precipitación. Baza. ....	13

Figura 13. Registros de temperatura, racha de viento, presión y precipitación. Cieza. ....	14
Figura 14. Imágenes de rachas de viento sobre imagen radar y precipitación acumulada.....	14
Figura 15. Rayos registrados durante todo el día – 6 de julio.....	14
Figura 16. Rachas de viento muy locales (EMAs de AEMET) y PCP muy débiles .....	14
Figura 17. Imagen izda. Markowski, 2010. Imagen dcha. R. H. Johnson, 2000.....	15
Figura 18. Sondeo previsto por HRES-IFS en Almería. 15 UTC.....	16
Figura 19. R. H. Johnson, Surface mesohighs and mesolows, 2000.....	17
Figura 20. Imagen visible 15 UTC. Sur peninsular. ....	17
Figura 21. Imagen IR10.8 e IR10.8 con realce. 15 UTC. Sur peninsular. ....	18
Figura 22. Imagen PPI radares de Almería y Murcia. 15 UTC.....	18
Figura 23. Presión y temperatura en Adra, Roquetas de Mar y Almería aeropuerto. AEMET ..	19
Figura 24. Ubicación geográfica y Temperaturas máximas registradas.....	20
Figura 25. Postproceso de los registros de presión, temperatura y racha de viento en Almería	20
Figura 26 WV6.2 con Realce.....	21
Figura 27. Sondeo previsto por Harmonie para Almería. 18 UTC.....	22
Figura 28. Imágenes VIS0.6 a las 14:30 UTC, 14:45 UTC y 15 UTC .....	24
Figura 29. Imágenes IR con realce PREVIMET a las 14:30 UTC, 14:45 UTC y 15 UTC .....	24
Figura 30. Mensajes METAR del aeropuerto de Almería .....	24
Figura 31. Modelo conceptual de onda de gravedad. ....	25
Figura 32. Registros EMA Aeropuerto de Almería. Meso-baja formada sobre VIS0.6 .....	26
Figura 33. VIS0.6 a las 15 UTC – Modelo conceptual superpuesto.....	26
Figura 34. Paquetes de onda.....	27
Figura 35. TZ850 hPa (Sur peninsular) .....	27
Figura 36. Vientos observados. Modelo conceptual en rojo. 15:30 UTC.....	27
Figura 37. Sección vertical 15 UTC. Temperatura potencial. Paralelo 36º30' .....	28
Figura 38. Sección vertical 17 UTC. Temperatura potencial. Paralelo 36º30' .....	29
Figura 39. Hodógrafa prevista por IFS. Almería 15 UTC.....	31

## INTRODUCCIÓN

El 6 de julio de 2019, en torno a las 15 UTC, la ciudad de Almería sufrió un ascenso brusco de temperatura de 13,1 °C/h registrado en el observatorio del aeropuerto, perteneciente a la red oficial de AEMET, pasando de 28,3 °C a las 14:40 UTC a 41,4 °C a las 15:30 UTC.

No son excepcionales los ascensos bruscos de temperatura en la bahía de Almería. Es conocido que cuando se pasa de un régimen de poniente, en general débil, a levante moderado (al menos 15 kt) se registran ascensos bruscos. La explicación es similar a los terrales que se producen en todo el litoral mediterráneo. Sin embargo, en estos casos siempre hablamos de vientos de componente oeste, ponientes, como los causantes de que se alcancen temperaturas máximas muy elevadas en los litorales de Málaga, Murcia o Valencia. En su avance hacia la costa, sobrevuelan muchos kilómetros de tierra, donde el aire es muy cálido en capas bajas en época estival, fruto de la menor inercia térmica de ésta en comparación con el mar. Finalmente, en estos casos, para alcanzar el litoral, el aire se ve obligado a descender desde las montañas adyacentes, de manera que sufre un calentamiento adiabático que añade un plus para que se alcancen temperaturas muy elevadas, incluso superiores a 40 °C, en algunos puntos del litoral mediterráneo. Se trata del conocido efecto foehn.

Sin embargo, el comportamiento de la bahía de Almería, en cuanto a los terrales, es opuesto al resto del litoral mediterráneo. Los picos de temperatura máximos se alcanzan con levantes y no con ponientes. La razón estriba en la orografía circundante y orientación de línea de costa. En este caso, con ponientes el viento sobrevuela el mar de Alborán, que en verano está menos caliente que la superficie terrestre, propiciando que el ambiente sea “fresco” y húmedo, en general. En cambio, cuando el régimen es de levante, el aire se ve obligado a sobrevolar la pequeña Sierra del Cabo de Gata con alturas cercanas a los 500 m, para posteriormente descender hasta la bahía. Por ello, como regla general, se toma como referencia la temperatura de la masa de aire en 925 hPa para predecir cuál será el pico máximo de temperatura que se alcanzará en Almería. Siguiendo una adiabática seca desde 925 hPa hasta el nivel del mar, obtendríamos el valor máximo a registrar por un termómetro situado en la bahía de Almería.

En nuestro episodio de estudio, a priori, se podría pensar, por tanto, que el pico de 41,4 °C registrado en el observatorio de AEMET del aeropuerto de Almería, fue debido a un role de vientos de poniente a levante, propiciando el referido terral. Sin embargo, mediante un diagnóstico de los registros de velocidad y dirección del viento, podemos descartar esta explicación. Cabe destacar, que los 41,4 °C alcanzados el 6 de julio constituyen una efeméride para dicho observatorio. Se trata, por tanto, de un nuevo **récord histórico de temperatura máxima absoluta**. Si la explicación hubiese sido el típico terral, para alcanzar este valor, la masa de aire en 925 hPa debería haber sido extraordinariamente cálida. Como se verá más adelante, no fue el caso.

# ANÁLISIS SINÓPTICO

A las 12 UTC del 6 de julio, en niveles medios/altos tenemos una dorsal situada en el Mediterráneo occidental, con su eje adentrándose en Francia. En el Atlántico, frente a las costas gallegas, se halla un vórtice ciclónico con  $-15\text{ °C}$  en 500 hPa asociado a una vaguada, que parece descolgarse desde latitudes más altas, ligeramente inclinada con orientación suroeste-nordeste. Intenso chorro delantero de 70 kt en niveles altos. Como consecuencia, una masa de aire tropical se acerca hacia la península ibérica, con flujo del suroeste. En niveles bajos de la troposfera, tenemos bajas presiones relativas, típicas del verano sobre la península, con vientos flojos. Se aprecia también un máximo de presión centrado en Marsella, reflejo en superficie de la dorsal mediterránea, así como un mínimo de presión frente a las costas portuguesas, reflejo en superficie de la vaguada atlántica.

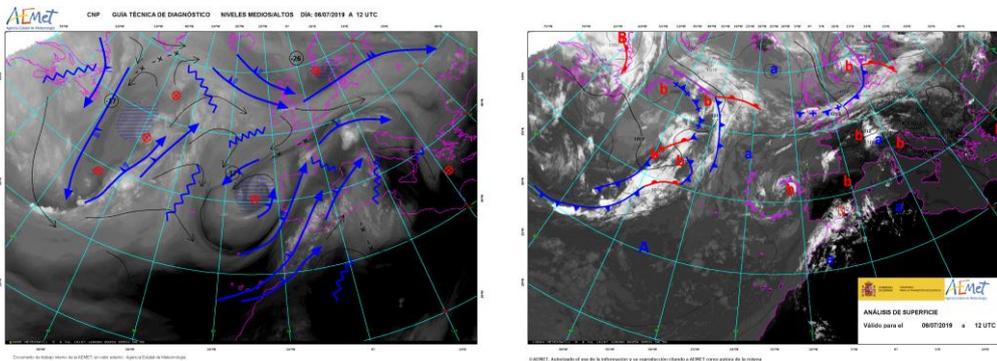


Figura 1 Guías Técnicas de diagnóstico niveles medios/altos y superficie 12 UTC

De las imágenes de satélite del vapor de agua, se intuye el citado flujo del suroeste, que arranca desde las islas Canarias y del interior de Marruecos, atravesando el Atlas. Inicialmente parece que hay confluencia de ambos flujos, hasta el golfo de Cádiz, donde pasa a tener carácter difluente. Se aprecia nubosidad sobre el Atlas, que se dirige hacia la península ibérica. En un primer paso, la nubosidad formada sobrevuela el golfo de Cádiz, intuyéndose una curiosa disposición en forma de estrías frente a las costas marroquíes, que da pie a pensar en ondas de gravedad. Posteriormente, se adentra en nuestro territorio por el sureste peninsular.

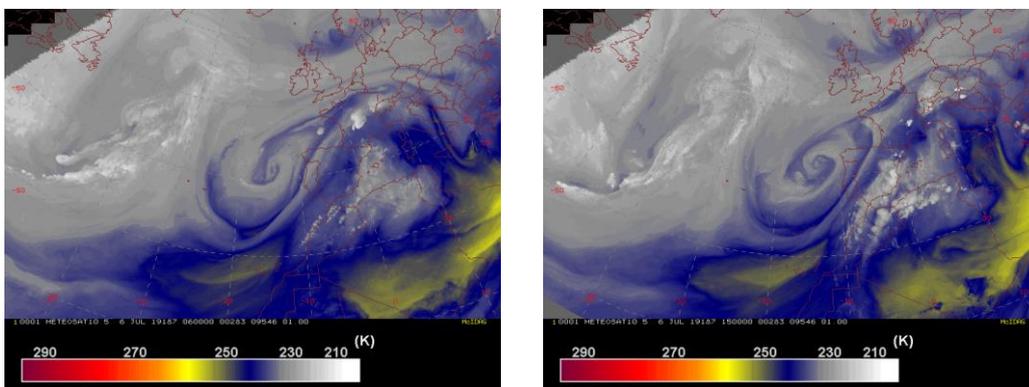


Figura 2. Imágenes Vapor de agua WV6.2 con realce

Estamos, por tanto, ante una entrada de masa subtropical en niveles medios, cálida, con una marcada circulación del SW, procedente del continente africano y con cierto recorrido marítimo. En la figura 3 se muestran los mapas de TZ previstos por HRES-IFS para las 12 UTC en 500 hPa y 850 hPa, así como el geopotencial y el viento en 300 hPa. Se observa que en 850 hPa, la masa cálida alcanza valores de 28 °C en el interior del sureste peninsular. Asimismo, en niveles medios se aprecia difluencia sobre la península. En cuanto a niveles altos, vemos que el chorro que sobrevuela la península es de 50 kt, con un máximo de 75 kt.

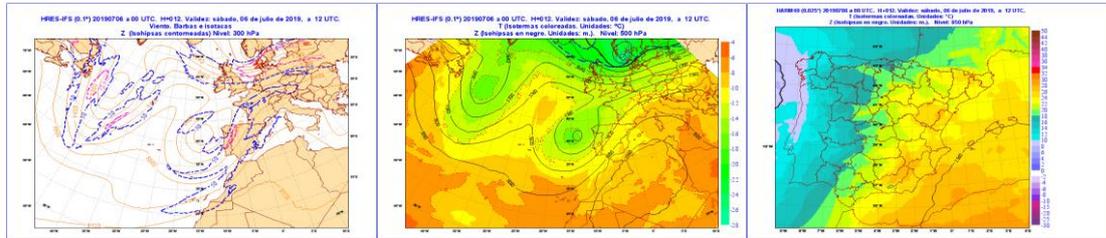


Figura 3 – ZV300 hPa, TZ500 hPa (Sinóptica) y TZ850 hPa (Península)

Atendiendo al perfil vertical de la curva de estado y de temperatura de rocío, mediante un sondeo, podemos diagnosticar las características termodinámicas de las distintas masas de aire que componen el total de la columna troposférica. En la figura 4 se muestra el sondeo observado de Murcia de las 12 UTC del 6 de julio. A simple vista, llama mucho la atención el gran CAPE existente, así como un CIN moderado. Es importante remarcar que ambos valores están pintados para un **ascenso de una burbuja desde superficie**. El CAPE es una variable de diagnóstico, pero no tiene capacidad predictiva; sólo en caso de que se supere el CIN, el CAPE entra en juego. Es necesario que, para que se cumpla la evolución prevista por el sondeo, haya algún mecanismo dinámico o térmico que fuerce a las burbujas de superficie a elevarse hasta el nivel de convección libre (628 hPa).

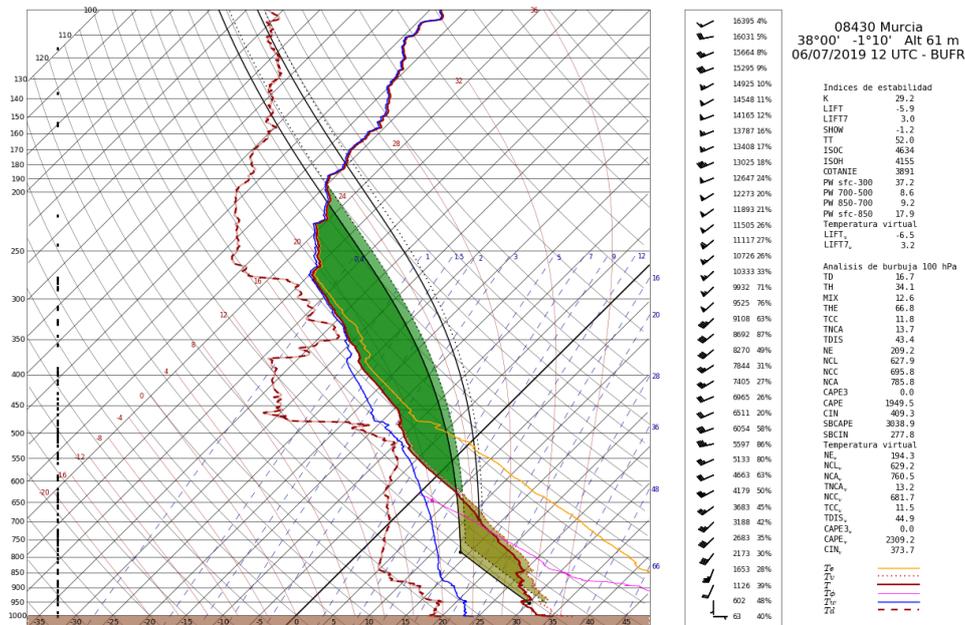


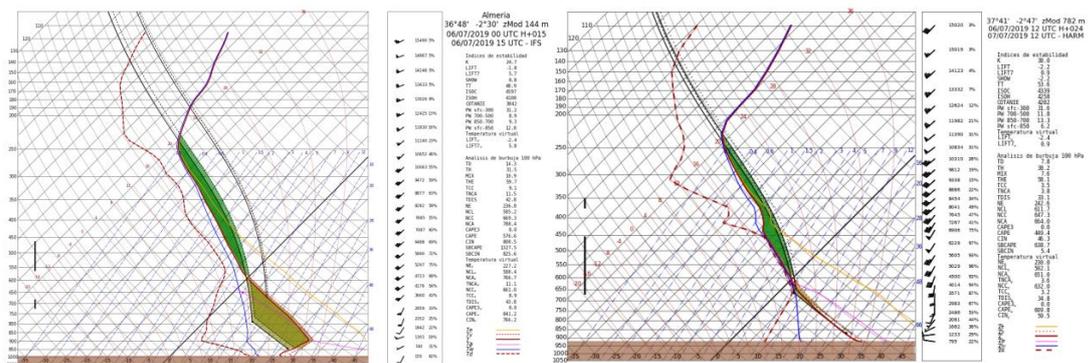
Figura 4 Sondeo observado Murcia 12 UTC

A continuación se muestran dos sondeos previstos, figura 5, el primero en Almería capital (aeropuerto) y el segundo en Baza (interior de Granada)

En el sondeo de Almería vemos una configuración en forma de “cebolla” con una fuerte inversión en niveles bajos, que llega hasta 900 hPa (en torno a 1000 m de altura) con una temperatura de 30 °C y con vientos de poniente en superficie. Ésta inversión es típica de zonas costeras a finales de primavera y principios de verano, cuando el efecto de la brisa se hace notar más aún, gracias a un mar relativamente frío en comparación con la masa de aire cálida africana. Asimismo, se aprecia un ambiente seco y cálido en niveles medios, asociado al flujo subtropical del SW, procedente del continente africano. Aquí podemos comprobar que si hubiese habido terral (viento de levante en niveles bajos), se habrían alcanzado 35 °C, trazando una adiabática seca desde el nivel de 925 hPa (lejos del valor alcanzado de 41,4 °C).

Atendiendo al sondeo de Baza, la configuración es distinta, con forma de “V” invertida. Ambiente extremadamente seco en niveles bajos, con una estratificación próxima a la adiabática seca, capa perfectamente mezclada desde superficie hasta 650 hPa. A continuación, vemos un estrato prácticamente saturado, en niveles medios, entre 650 hPa y 450 hPa. Se diferencian, por tanto, dos masas de aire. Por un lado, una capa en niveles bajos hasta 650 hPa, muy seca y perfectamente mezclada. Y por encima, una capa en niveles medios, húmeda, procedente de latitudes más bajas.

Con estas condiciones, se espera que se alcance la temperatura de disparo y haya convección en el interior, **con base elevada** y cuya precipitación no llega al suelo. Intensa evaporación de las gotas de agua en un ambiente muy seco que admite humedad fácilmente. El aire cede energía en forma de calor latente de evaporación y se enfría, lo que junto con la flotabilidad negativa asociada a las gotas de agua, provoca fuertes rachas de viento descendentes, *downbursts*, que pueden reflejarse en superficie. Se trata, por tanto, de un ambiente propicio para **reventones secos**. En el litoral, la fuerte inversión inhibe que se alcance la temperatura de disparo. En el caso de que la convección desarrollada en el interior, provocase movimientos descendentes que llegasen a la costa, éstos deberían ser muy intensos para poder romper la inversión existente, de en torno a 1000 m.



**Figura 5 Sondeos previstos- Izda. Almería IFS 15 UTC - Dcha. Baza Harm 12 UTC**

A modo de resumen sinóptico, tenemos un acercamiento de banda de aire subtropical del SW en niveles medios-altos. En el litoral, se diferencia claramente de la capa de inversión en niveles bajos. En el interior, el calentamiento diurno favorece la mezcla de la masa de aire más próxima al suelo, que en su punto álgido conecta con la masa subtropical que la sobrevuela. Se prevé actividad tormentosa de base elevada durante la tarde, con posibles reventones secos en el interior.

## OBSERVACIONES

Se ha mostrado en el apartado anterior el marco sinóptico y la caracterización de las masas de aire existente el día 6 de julio. A continuación se relatan los hechos, mediante observaciones de teledetección, estaciones de superficie y reportes de aficionados.

A las 08 UTC comienza a entrar la masa de aire de origen tropical por el sur de la península. Se aprecian trazas de precipitación débil entrando por el entorno del estrecho de Gibraltar.

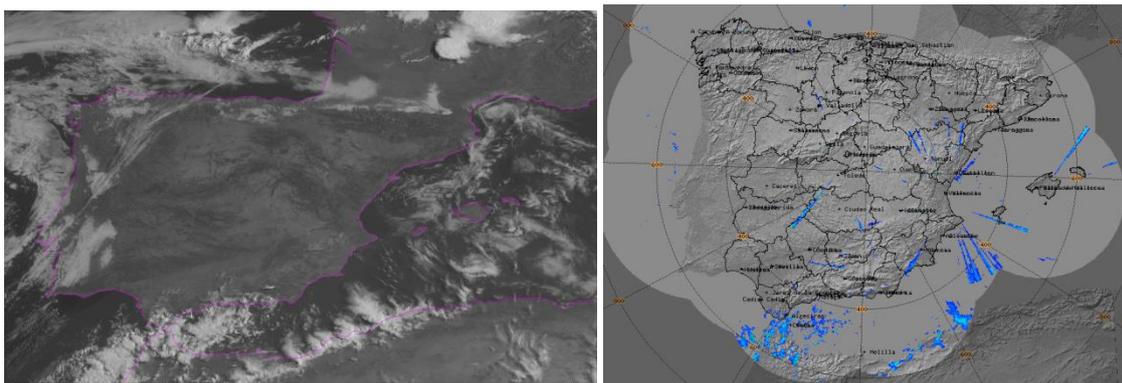


Figura 6 Imágenes del visible VIS0.6 y PPI radar. Península 08 UTC

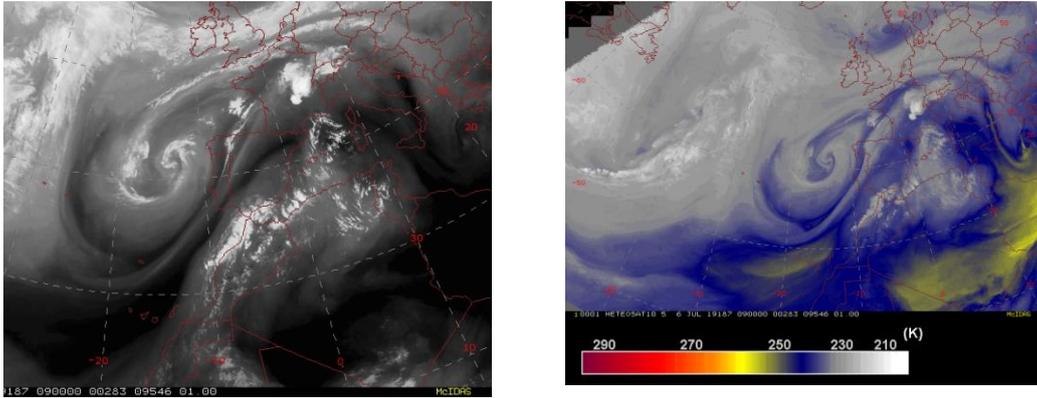
Entre las 09 UTC y 11 UTC se produce un fenómeno muy poco común en el puerto de Conil de la Frontera (Cádiz), que recuerda a las *rissagas* de Ciutadella (Menorca). De repente, el agua se retira mar adentro, dejando las embarcaciones sobre tierra. Se trata de un descenso brusco, y posterior ascenso, del nivel del mar; fenómeno cuyo origen está en **ondas gravitatorias atmosféricas**, y que a veces reciben el nombre de *meteotsunamis*. Para que se produzca, debe haber fenómenos de resonancia interna, dentro del puerto, entre la onda gravitatoria atmosférica y la oscilación normal del puerto. Asimismo, inicialmente tiene que darse otro fenómeno de resonancia externa, en mar abierto, que amplifique la onda en el mar, para que sea relevante al llegar a costa, que se conoce como resonancia de Proudman. (J.A. Núñez, AEMET, *Tiempo y Clima*, 2017).



Figura 7 Rissaga en el Puerto de Conil de la Frontera 09 UTC

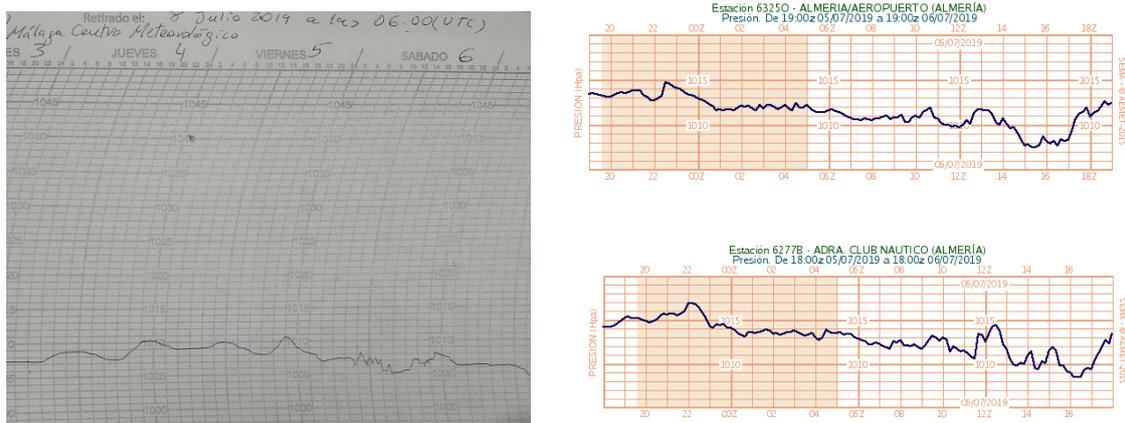
Echando un vistazo a las imágenes de satélite de la figura 8, podemos verificar, a priori, la existencia de ondas gravitatorias. La distribución de la nubosidad, estriada, como espigas de

pescado transversales al flujo principal, suele ser característica de este fenómeno atmosférico, como se puede apreciar en el golfo de Cádiz.



**Figura 8. Imagen de Vapor de agua WV7.3 y WV6.2 con realce. 09 UTC**

A partir de las 10 UTC, comienzan a registrarse en el barógrafo de AEMET del Centro Meteorológico de Málaga oscilaciones bruscas de la presión de aproximadamente 2 hPa, con un periodo aproximado de 1 hora, figura 9. Estas oscilaciones de presión, como se verá más adelante, fueron registradas por varias estaciones a lo largo del litoral de Alborán. Se muestran también los registros de presión en Adra y Almería.



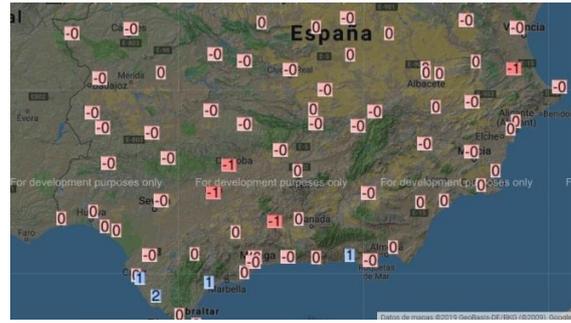
**Figura 9. Registros de presión. Barógrafo de Málaga y EMAs de Adra y Almería**

En la figura 10 se muestran mapas de la secuencia temporal de las oscilaciones horarias de presión, registradas por distintas estaciones de AEMET, desde las 09 UTC hasta las 18 UTC. Se puede apreciar la alternancia periódica de ascensos y descensos de presión, con una secuencia que se inicia en el suroeste (Conil de la Frontera) y termina en el nordeste (Barcelona), coincidente con el flujo de niveles medios. Se puede afirmar, por tanto, la existencia de ondas gravitatorias acompañando al flujo.

En la Tabla 1 se muestran los eventos más destacables en el sur peninsular, en orden cronológico. Se aprecia que el avance temporal de los fenómenos indicados coincide con un avance geográfico Oeste-Este.



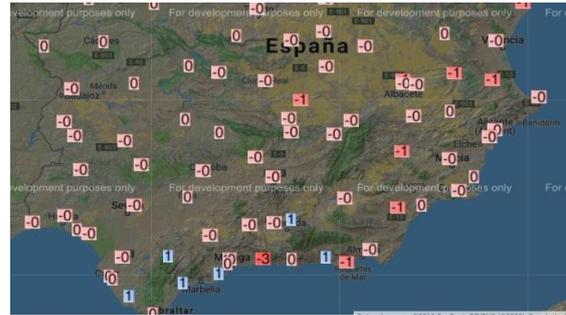
09 UTC



10 UTC



11 UTC



12 UTC



13 UTC



14 UTC



15 UTC



16 UTC



17 UTC



18 UTC **Figura 10 Oscilaciones de presión**

## CRONOLOGÍA de EVENTOS - de OESTE a ESTE

HORA UTC	LOCALIDAD	EVENTO	OBSERVACIONES
09:00	Conil de la Frontera (Cádiz)	Descenso brusco del nivel del mar. <i>Rissaga</i> .	En la EMA de Vejer de la Frontera se registran oscilaciones de presión de hasta 2 hPa con un periodo de 1 h.
10:00	Málaga (CMT)	Oscilaciones de presión.	Registro en barógrafo de oscilaciones de presión. Desde las 10 UTC hasta las 00 UTC del día siguiente.
11:30	Torrox Málaga)	Ascenso brusco de temperatura de casi 4 °C en 20 min. Acompañado de un descenso de presión de 3 hPa.	En la EMA del Faro de Torrox se registran oscilaciones de presión de hasta 3 hPa.
12:30	Motril (Granada)	Ascenso brusco de la temperatura de casi 4 °C acompañado de un descenso de presión de 3 hPa.	En la EMA del Club Náutico de Motril se registran oscilaciones de presión de hasta 3 hPa.
13:00	Adra (Almería)	Reventón cálido. Ascenso brusco de la temperatura de 11 °C.	En la EMA del club náutico de Adra se registra un descenso de presión de hasta 4,5 hPa. Acompañado de un ascenso térmico de 11 °C.
13:00	Baza (interior de Granada)	Reventón seco. Descenso brusco de la temperatura de 12 °C acompañado de un ascenso brusco de la presión 3 hPa.	En la EMA de Baza. Tormenta seca que deja una racha muy fuerte de 72 km/h. Un ascenso de presión de 3 hPa y un descenso de temperatura de 12 °C. Se registran 0.5 mm.
14:00	Almerimar (Almería)	Oscilación brusca de la temperatura, desde 27 °C con pico de 40 °C en 30 min. Fuerte racha de viento de 35 kt (70 km/h) coincidiendo con el descenso.	Reporte de aficionado en twitter @EslavaPaco. En la EMA próxima de El Ejido, se registran datos similares.
14:50	Almería (Aeropuerto)	Reventón cálido. Ascenso brusco de la temperatura en 30 min, con pico de 41.4°C. <b>Efeméride</b> . Brusco descenso térmico posterior con racha de 70 km/h.	Observatorio del aeropuerto de Almería. Oscilaciones de presión. Brusco descenso bórico de 3 hPa seguido del ascenso térmico.
15:00	Cieza (Murcia)	Reventón seco. Descenso brusco de 9 °C acompañado de un racha de viento muy fuerte de 82 km/h y 2.5 mm.	En la EMA de Cieza. Racha de 82 km/h. Descenso de 9 °C y 2.5 mm de precipitación.
16:00	Jijona (Alicante)	Reventón cálido. Ascenso brusco de 7 °C. Acompañado de descenso de la presión de casi 2 hPa. Viento racheado.	Reporte de aficionado en twitter @MeteoXixona. y en SINOBAS <a href="https://sinobas.aemet.es/index.php?pag=detal&amp;rep=1278">https://sinobas.aemet.es/index.php?pag=detal&amp;rep=1278</a>
00:00 7 de julio	Ciudadella (Menorca)	Rissagas de hasta 70 cm.	Reporte de A. Jansá en twitter @AJANSACLAR. <a href="https://twitter.com/AJANSACLAR/status/1147778276426993665">https://twitter.com/AJANSACLAR/status/1147778276426993665</a>

*Tabla 1 Cronología de eventos*

A continuación se muestran datos asociados a la **convección de base elevada** que hubo en el interior. De los datos obtenidos por las EMAs de Baza y Cieza, así como de las imágenes de satélite, se puede afirmar que hubo convección en el interior suroriental peninsular. En general con poco rayos y poca precipitación en superficie. Asimismo, se registran fuertes rachas de viento asociadas a reventones secos, propios de la convección de base elevada.

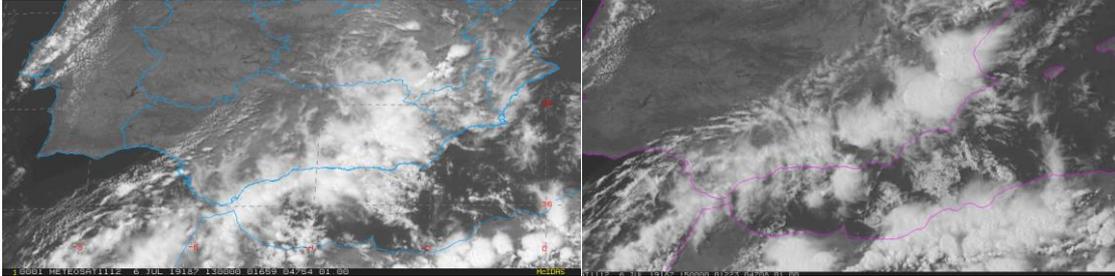


Figura 11. Imágenes del visible. 13 UTC (Reventón en Baza) y 15 UTC (Reventón en Cieza)

- Reventón seco en **Baza** (Granada) 15 UTC. Bajada repentina de la temperatura, acompañado de un incremento de la humedad y de la presión. Racha de viento de 73 km/h.

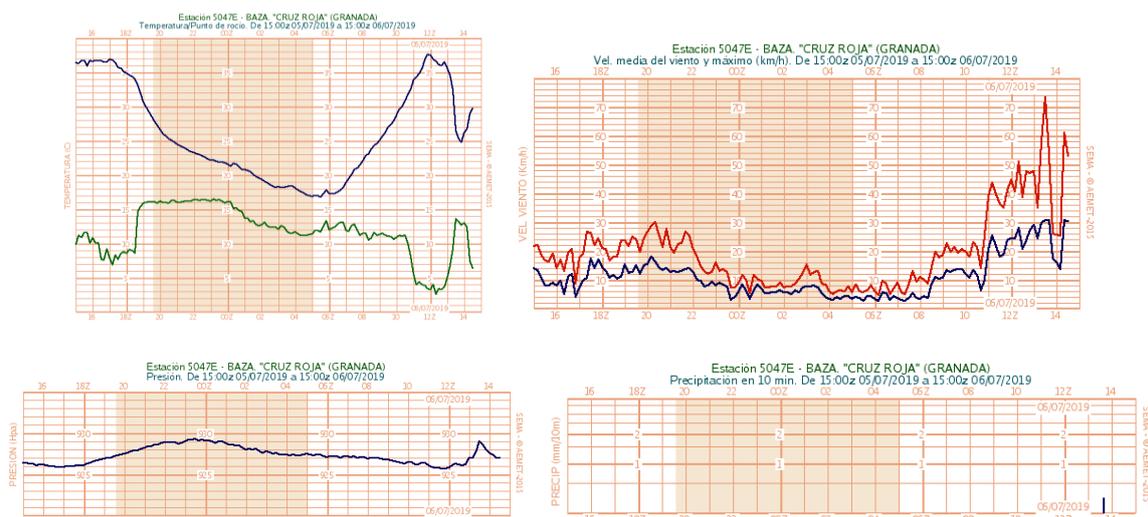


Figura 12. Registros de temperatura, racha de viento, presión y precipitación. Baza.

- Reventón húmedo en **Cieza** (Murcia) a las 15 UTC. En este caso con 2 mm de precipitación

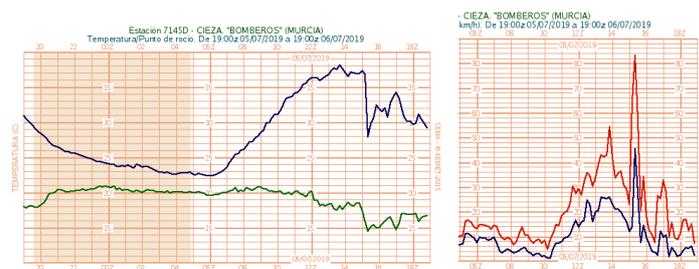




Figura 13. Registros de temperatura, racha de viento, presión y precipitación. Cieza.

La convección de base elevada fue más activa en el interior de Murcia, donde en algunas estaciones se registraron precipitaciones, en cualquier caso cantidades pequeñas.

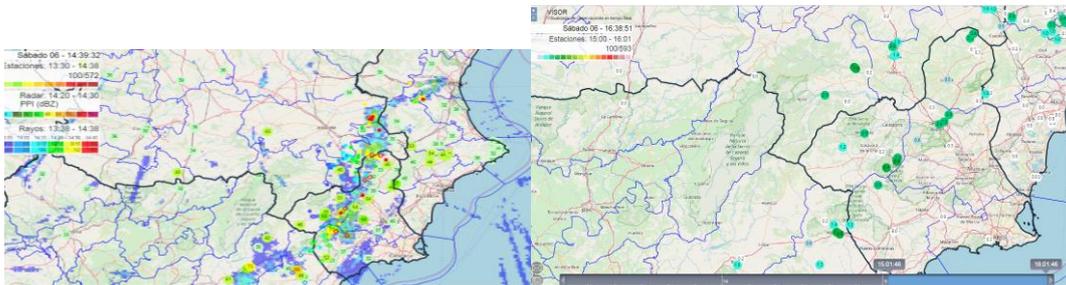


Figura 14. Imágenes de rachas de viento sobre imagen radar y precipitación acumulada.

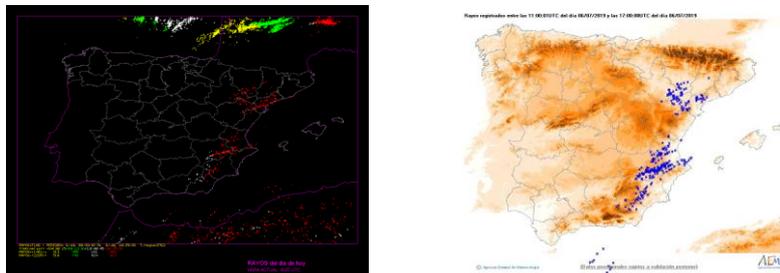


Figura 15. Rayos registrados durante todo el día – 6 de julio

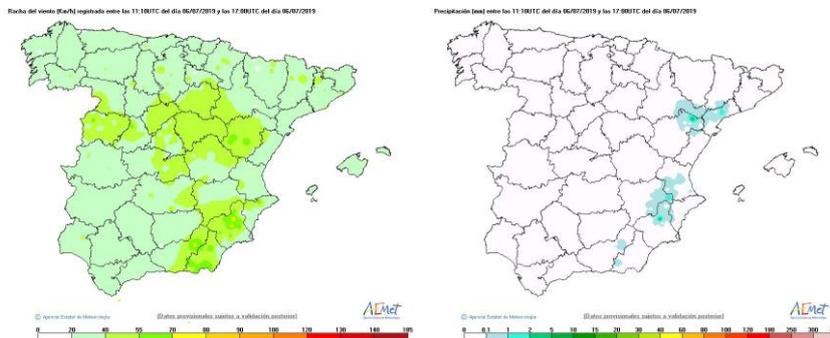


Figura 16. Rachas de viento muy locales (EMAs de AEMET) y PCP muy débiles

## ANÁLISIS DEL REVENTÓN CÁLIDO DE ALMERÍA

En los apartados previos, se ha hecho un resumen de la situación sinóptica y se han mostrados datos observados durante el día en cuestión. Ahora nos centramos en el episodio de Almería capital, para tratar de explicar el ascenso brusco y extraordinario de temperatura que se dio sobre las 15 UTC, pasando de 28,3 °C a las 14:40 UTC a 41,4 °C a las 15:30 UTC en el observatorio de AEMET del aeropuerto. Alcanzándose un nuevo **récord histórico de temperatura máxima absoluta**.

El título del epígrafe hace referencia a la expresión “reventón cálido”, también conocido como *heat burst* en el mundo anglosajón. Se conoce como reventones, o *downbursts*, a vientos muy fuertes no tornádicos, asociados a descendencias intensas y muy concentradas que se esparcen en superficie de forma divergente, normalmente asociados a convección (*T. Fujita, 1977*). Los reventones, o *downbursts*, son, por tanto, fuertes corrientes descendentes, *downdrafts*, asociadas a la flotabilidad negativa de las burbujas, cuyo principal origen es de tipo termodinámico, con dos mecanismos principales. El primer mecanismo termodinámico es el enfriamiento de la masa de aire en capas bajas, asociado al calor latente cedido, por un lado a la gotas de agua que se evaporan, y por otro a los cristales de hielo que se licuan; los efectos de la sublimación están confinados a capas muy altas. El segundo mecanismo termodinámico capaz de generar flotabilidad negativa es el propio peso de las gotas de agua. (*Markowski, 2010*).

Hay varios estudios en la **literatura americana** respecto este tipo de fenómeno, siempre en **conexión con convección** (*Johnson 1983, 1989 y 2000*). Según *P. Markowski*, basado en *T. Fujita*, los reventones, o *downbursts*, para ser definidos como tal, deben tener dimensiones horizontales inferiores a 10km. Si un reventón es particularmente pequeño en cuanto a su dimensión horizontal, se le conoce como microreventón, o *microburst*.

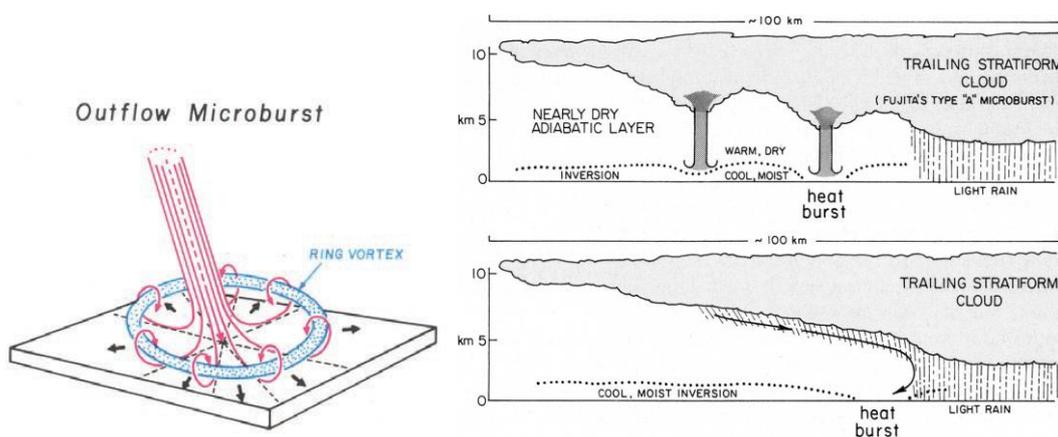


Figura 17. Imagen izda. Markowski, 2010. Imagen dcha. R. H. Johnson, 2000.

Otra clasificación de los reventones (*J. Arús, AEMET, Reventones de tipo cálido en Cataluña*), en función de sus efectos en superficie, podría ser:

- *Reventones secos o dry bursts*. Típicos de ambientes extremadamente secos, con sondeos en forma de “V” invertida, con estratificación cercana a la adiabática coronada hasta 500 hPa. Presentan descensos de temperatura en superficie y una meso-alta. Propia de tierras altas continentales fuertemente caldeadas. Los reventones de Baza y Cieza se encuadran en este apartado.
- *Reventones húmedos o wet bursts*. Ambientes muy húmedos, con una capa seca en la troposfera media, y con estratificación más estable, próxima a la adiabática húmeda. Convección profunda, de base baja. Reventones embebidos en fuertes lluvias.
- *Reventones cálidos o heat bursts*. Perfil termodinámico de la atmósfera similar al de los reventones secos, pero con una inversión en niveles bajos que llega hasta la superficie. Sondeo típico en forma de “cebolla”. Se asocian a movimientos adiabáticos secos de aire subsidente de niveles medios troposféricos, suficientemente intensos para poder penetrar en la inversión.

El reventón de Almería queda encuadrado en el último subtipo. Sin embargo, es importante entender cuál es el **origen del movimiento subsidente** que provocó dicho reventón. En principio, podría estar asociado tanto a la convección de base elevada, observada en el interior, como a un movimiento descendente forzado por las ondas gravitatorias, también observadas. Se analizan las dos hipótesis más adelante. En cualquier caso, el resultado final en superficie es el mismo, se consigue vencer la inversión de capas bajas, y el aire de niveles medios traza una adiabática seca, hasta alcanzar su temperatura potencial (en 1000 hPa) en superficie, que es poco más de 40 °C. Efectivamente, se registró un valor máximo de 41,4 °C.

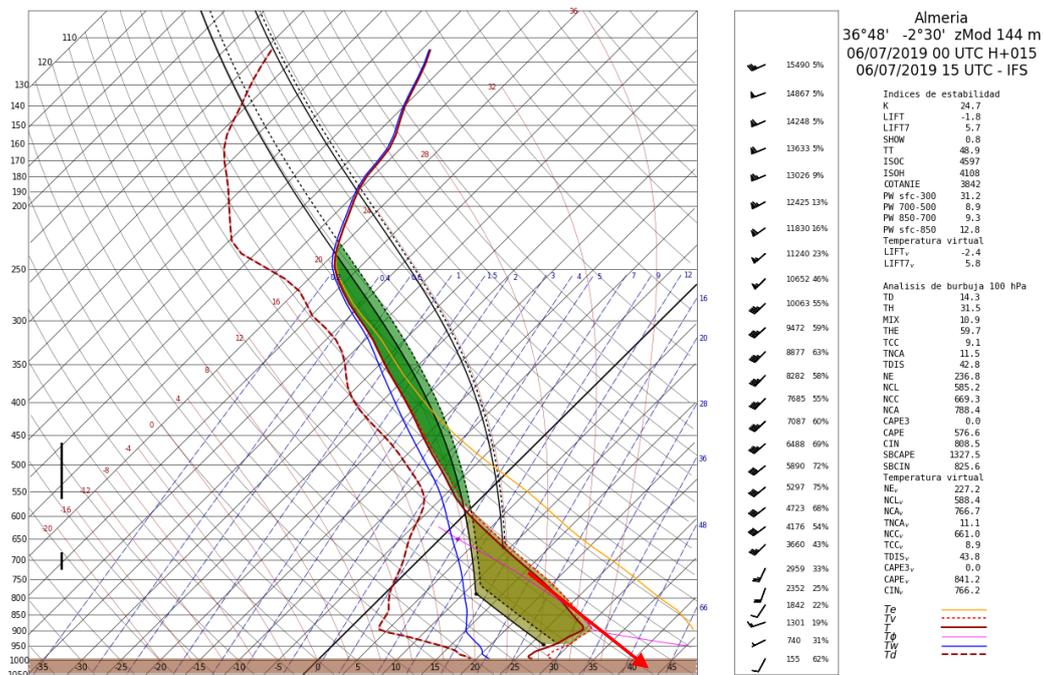


Figura 18. Sondeo previsto por HRES-IFS en Almería. 15 UTC.

## Primera hipótesis. Origen convectivo.

La primera hipótesis que se plantea como disparo de la fuerte corriente subsidente mesoescalar es, por tanto, la flotabilidad negativa que adquieren las burbujas en niveles medios o bajos, donde el ambiente está muy seco, y es capaz de admitir gran cantidad de vapor, evaporando gotitas de lluvia que no llegan al suelo (Johnson, 1983). Podríamos calificarlo como un “disparo convectivo”. Ya que, primero, debe haber convección de base elevada, que en su fase de desarrollo alcance la saturación y produzca precipitación. Según R. H. Johnson, *Surface mesohighs and mesolows*, 2000, son necesarias corrientes de 6-8 m/s para poder vencer una inversión de 500m. En el episodio de Almería, según el sondeo previsto, existe una inversión de aproximadamente 1km de profundidad. Lo cual, al menos, nos da que pensar cuán fuerte debió ser la corriente descendente.

Fijándonos en la figura 19, vemos que se plantean dos posibles mecanismos para producir un reventón cálido, *heat burst*, de “disparo convectivo”. El primero es un microreventón, o *microbursts*, y el segundo es el propio *rear- o lateral- inflow jet*, característico de los Sistemas Convectivos de Mesoescala, el que consigue romper la inversión y penetrar en superficie.

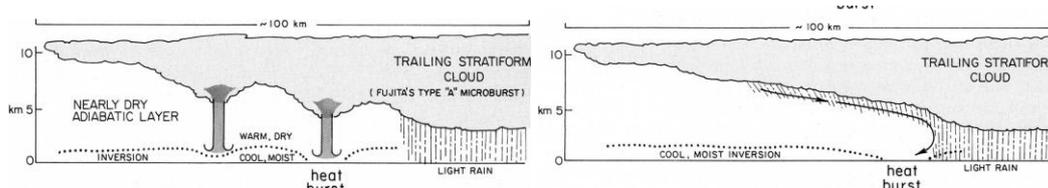


Figura 19. R. H. Johnson, *Surface mesohighs and mesolows*, 2000

Intentando aplicar estos conceptos a nuestro episodio de Almería, primero recurrimos a las imágenes de satélite para ver cómo era la nubosidad en torno a las 15 UTC, cuando tuvo lugar el reventón. En la figura 20, imagen del visible, vemos que la nubosidad es muy escasa en el entorno de la bahía de Almería. Se aprecian desarrollos convectivos en el interior del sureste peninsular (Baza, Cieza)

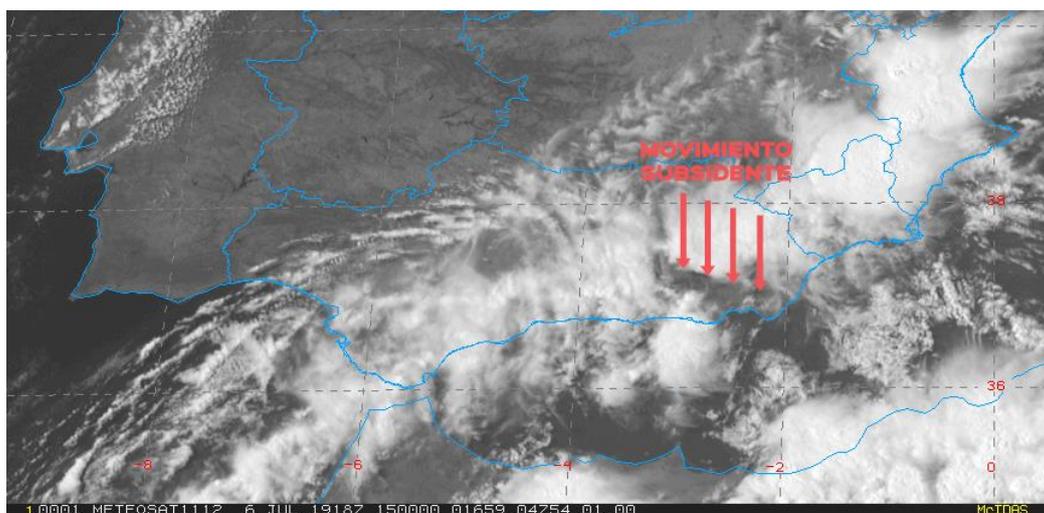


Figura 20. Imagen visible 15UTC. Sur peninsular.

Echamos mano de la imagen de infrarrojo IR10.8, para intentar ver los toques nubosos fríos, y así percibir la nubosidad estratiforme de la que supuestamente podría originarse un reventón. De la figura 21 se desprende que a la hora del reventón cálido de Almería, no había nubosidad en absoluto en las proximidades. En la imagen del IR con realce, se destacan los toques más fríos, por lo tanto más altos. Se aprecia que los desarrollos convectivos más profundos tienen lugar en Murcia, rodeados de capas altas estratiformes, asociadas a dichas células convectivas. En cualquier caso, en la bahía de Almería no se aprecia ninguna estructura que fuese capaz de generar un reventón cálido en superficie, al menos, de origen o “*disparo convectivo*”

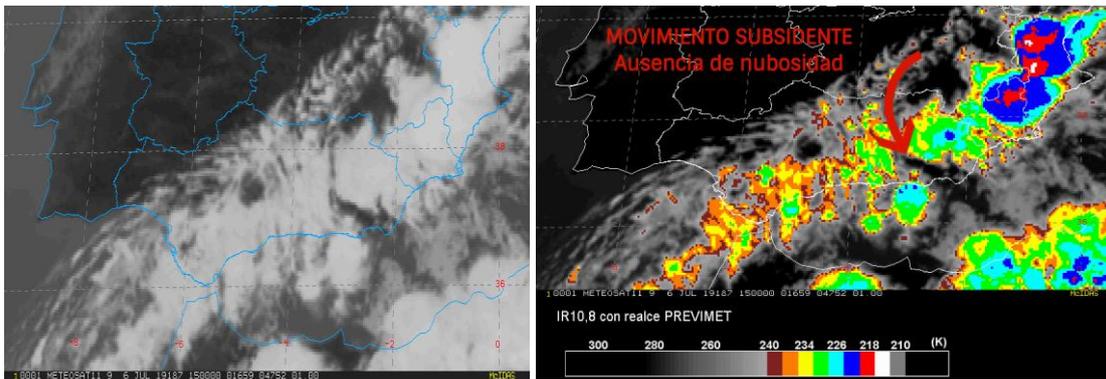


Figura 21. Imagen IR10.8 e IR10.8 con realce. 15 UTC. Sur peninsular.

Fijándonos en las imágenes radar para las 15 UTC, figura 22, tampoco se aprecia precipitación en la bahía de Almería. Con el radar de Murcia (cota +1000 m aproximadamente) podríamos percibir gotas de agua situadas a más de 1000 m en la vertical de Almería, pero a las 15 UTC no hay señal alguna. Se aprecia, en cambio, la precipitación asociada a los fuertes desarrollos de Murcia y Valencia (que escasamente llega al suelo)

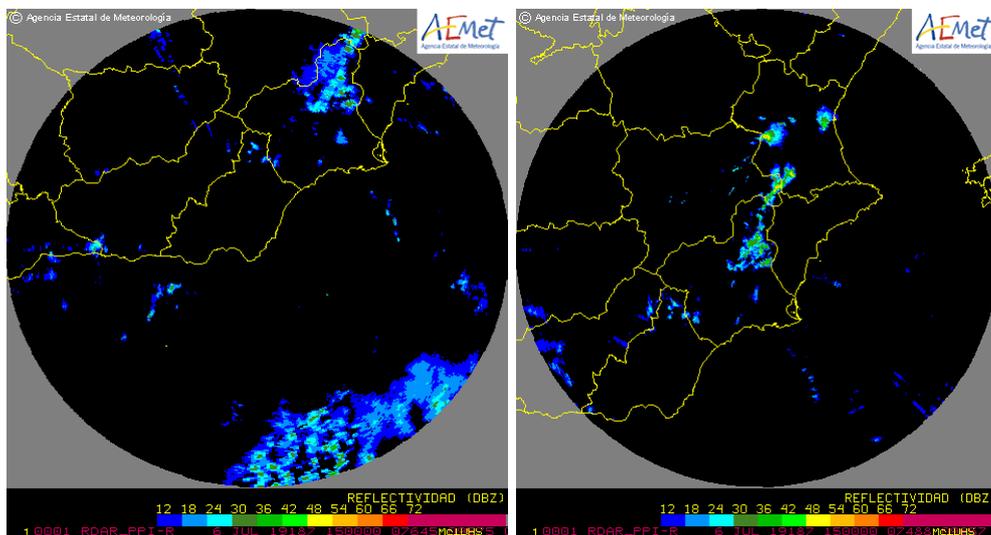


Figura 22. Imagen PPI radares de Almería y Murcia. 15 UTC

Si nos fijamos en las observaciones registradas por distintas estaciones de AEMET cercanas a Almería, podemos sacar más conclusiones interesantes. De oeste a este tenemos: Adra, Roquetas de Mar y Almería aeropuerto. Separadas, en línea recta por 36 km y 24 km respectivamente (figura 24).

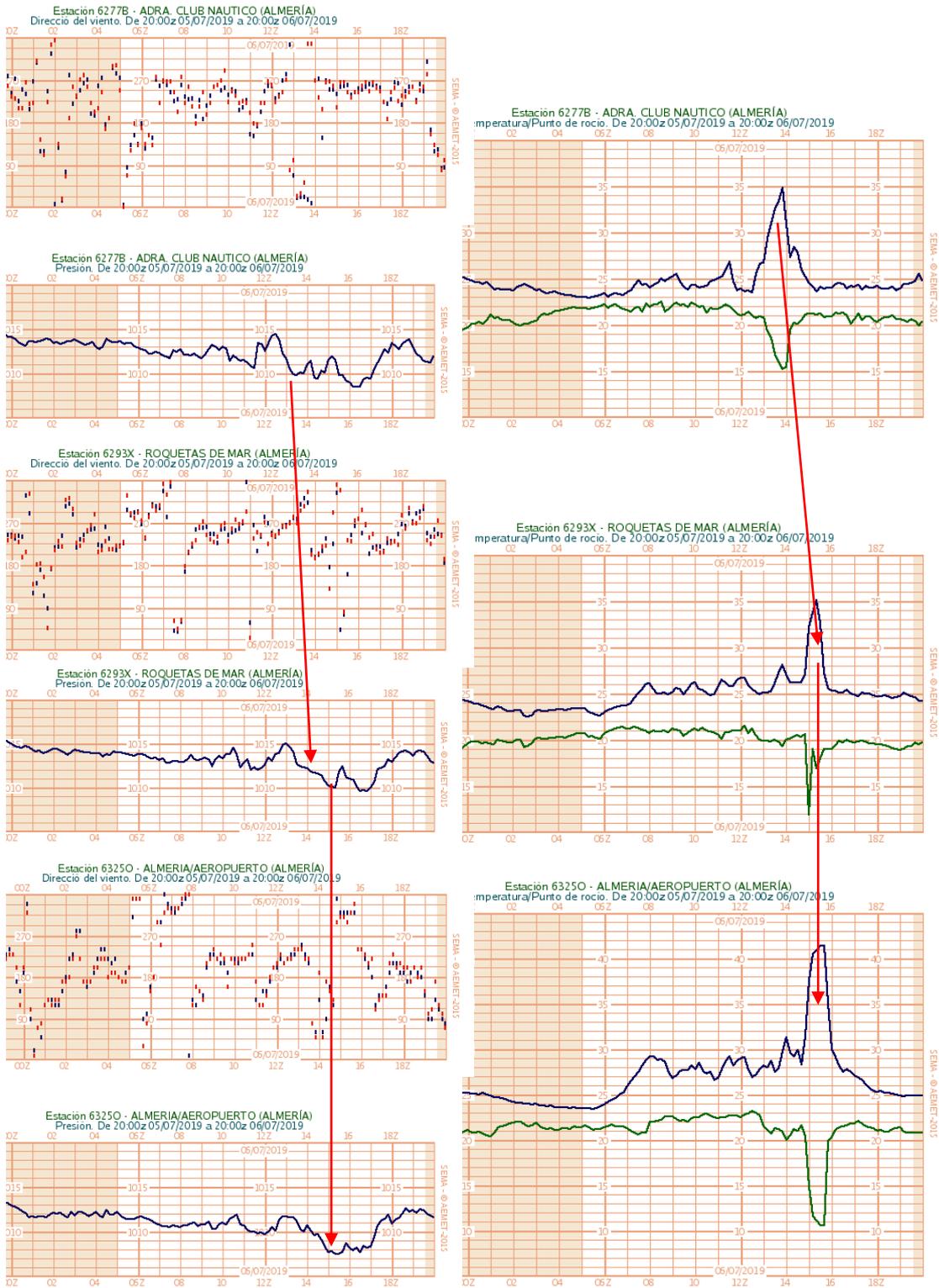


Figura 23. Presión y temperatura en Adra, Roquetas de Mar y Almería aeropuerto. AEMET

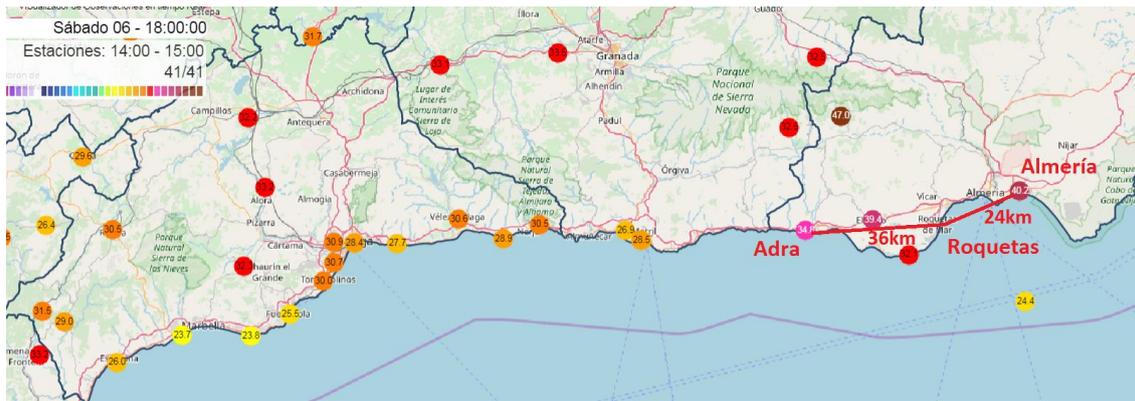


Figura 24. Ubicación geográfica y Temperaturas máximas registradas

De las gráficas, figura 23, saltan a la vista los tres picos de temperatura. Si analizamos con más detenimiento, vemos que los ascensos bruscos de temperatura coinciden con descensos de presión, y con un cambio de dirección de viento, a componente norte. En Adra, el ascenso brusco comienza a las 12:30 UTC, mientras que tanto en Almería como en Roquetas de Mar el ascenso se inicia a las 14:40 UTC en ambos casos. Se puede afirmar que el reventón cálido de Almería es el mismo fenómeno que produce el ascenso térmico en Roquetas, mientras que el de Adra se corresponde con un reventón dos horas previo.

Todo ello es coherente con lo que previamente hemos deducido de las imágenes de satélite, donde se apreciaba ausencia de nubosidad en una extensión de varios kilómetros cuadrados, abarcando toda la bahía de Almería, incluido Roquetas, y zonas del interior (río Andarax). Así, por tanto, podemos afirmar que el reventón cálido de Almería posee una escala horizontal mucho mayor que la que inicialmente se podía pensar. Estamos hablando de varias decenas de kilómetros, lo que nos encuadra el episodio en la escala meso-beta (20-200 km). Así pues, no pudo ser la convección de base elevada el fenómeno que desencadenó este movimiento descendente; pues en estos casos, se trata de reventones mucho más localizados, de hasta 10 km en la horizontal como máximo. (Markowski, 2010)

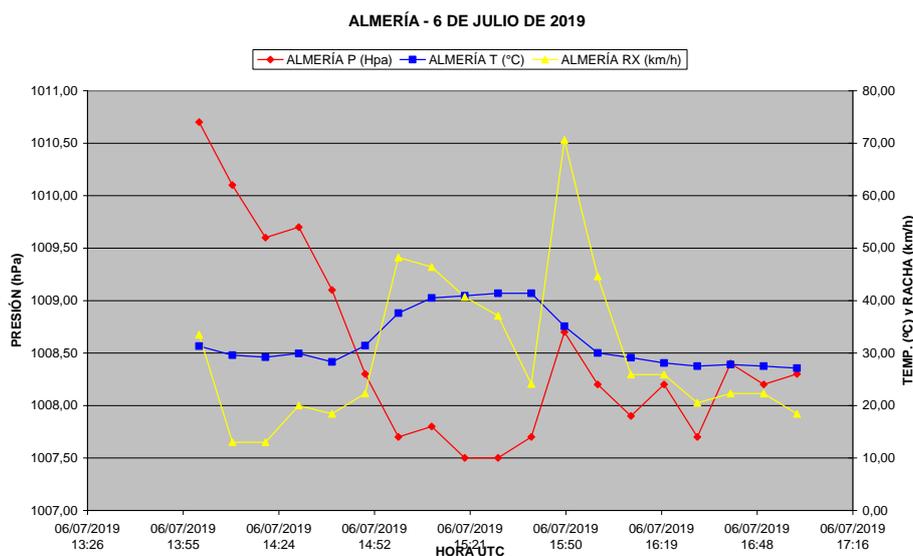
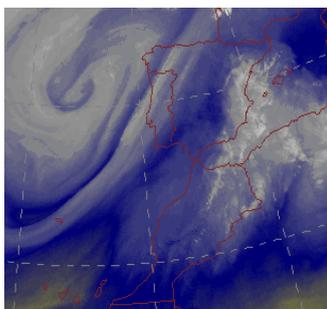


Figura 25. Postproceso de los registros de presión, temperatura y racha de viento en Almería

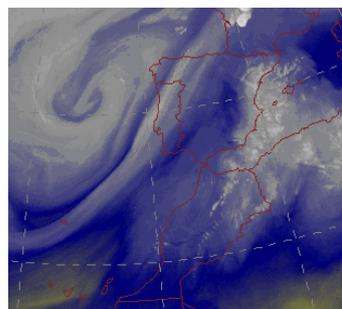
## Segunda hipótesis. Origen ondas de gravedad.

La segunda hipótesis que se planteaba como origen del movimiento subsidente está relacionada con la presencia de **ondas gravitatorias**, que, como ya se ha comprobado, acompañaban al flujo en niveles medios. Las ondas de gravedad son una solución posible (mediante resolución analítica), y plausible (efectivamente se dan en la realidad), de las ecuaciones que gobiernan los flujos atmosféricos, siempre bajo condiciones de **estratificación estable**. Pueden ser producidas por un flujo que atraviesa una cordillera montañosa, por convección cuando ésta alcanza una capa estable, por impulsos de densidad, etc. Afectan a la circulación general atmosférica, transportando momento y masa, y ajustando sus balances. Las ondas gravitatorias transmiten energía hacia arriba, mientras que pierden su amplitud a medida que viajan en la horizontal. Sin embargo, cuando **la estabilidad o la cizalladura del viento varían con la altura** de una manera que se verá más adelante, la energía propagada hacia arriba puede ser reflejada, permitiendo a las ondas de gravedad viajar largas distancias en la horizontal desde su origen. Se trata de ondas de gran amplitud, denominadas “*ducted gravity waves*” en inglés, cuya traducción podría ser ondas de gravedad confinadas o atrapadas en una columna atmosférica. En ambientes no saturados, pueden servir de forzamiento para elevar ciertas porciones de aire y así disparar la convección (Markowski, 2010).

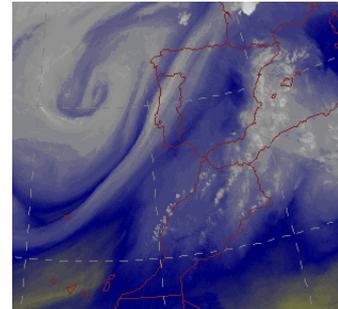
Centrándonos nuevamente en nuestro episodio, podemos aplicar de manera práctica y real estos conceptos básicos sobre ondas gravitatorias. En cuanto a su formación, las imágenes de satélite del vapor de agua (figura 26) son una herramienta útil para poder detectarlas. Mediante un bucle de estas imágenes se intuye cómo el flujo atraviesa la cordillera africana del **Atlas** en dirección noroeste, y una vez en el Atlántico, gira dentro de un flujo confluyente, hacia el noreste, con dirección al golfo de Cádiz. Es aquí cuando se aprecia por primera vez esa nubosidad estriada, característica de las ondas gravitatorias.



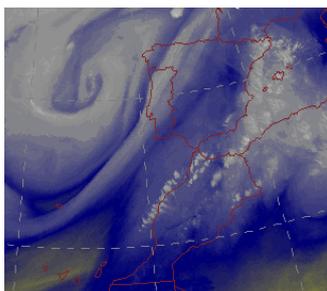
03 UTC



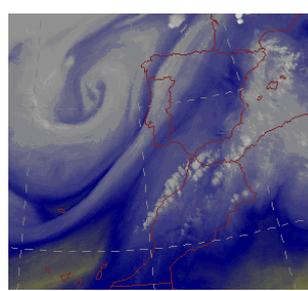
04 UTC



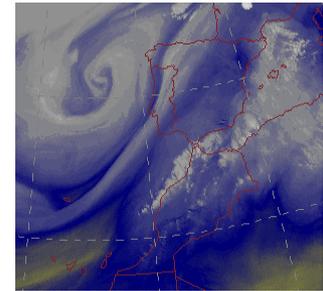
05 UTC



06 UTC



07 UTC



08 UTC Figura 26 WV6.2 con Realce

Si nos volvemos a fijar en el sondeo previsto para Almería a las 18 UTC por el modelo Harmonie (figura 27), atendiendo a su estratificación, se aprecian tres capas diferenciadas. La primera de ellas es una capa estable, desde superficie hasta 800 hPa aproximadamente (cuyo perfil vertical sigue una isoterma). Sobre ella, la segunda capa constituye un estrato muy bien mezclado, en el que existe una gran agitación de las burbujas de aire, lo que propicia que el perfil vertical siga la adiabática seca. Se trata, por tanto, de una estratificación indiferente, condicionalmente inestable, hasta 600 hPa aproximadamente (gradiente vertical de temperatura potencial nulo). Por último, tenemos una tercera capa, con estratificación estable, hasta la tropopausa. Sin embargo, en esta tercera capa, existe inestabilidad potencial, asociada a ascensos de capas en su conjunto, en el estrato 550-450 hPa. Si hubiese un mecanismo que pudiese elevar el conjunto de dicha columna atmosférica, podría desatarse la convección, de base alta (550 hPa) Este mecanismo, en nuestro episodio, podría ser el propio movimiento ondulatorio de las ondas de gravedad.

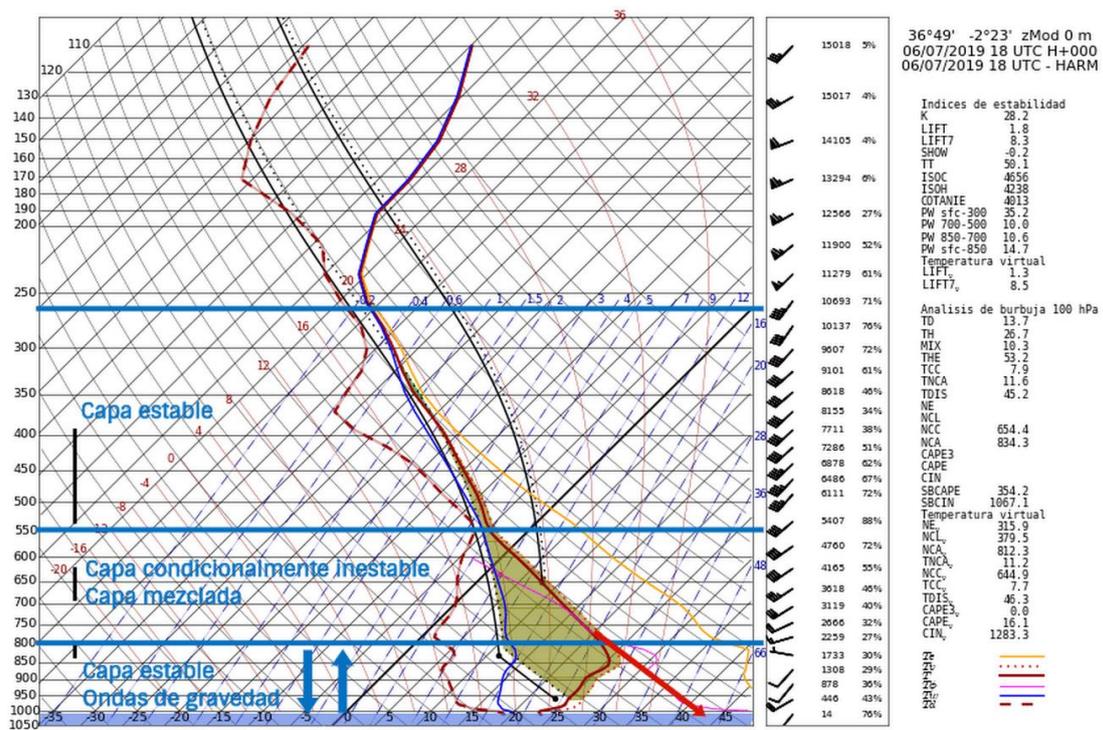


Figura 27. Sondeo previsto por Harmonie para Almería. 18 UTC

Para que las ondas de gravedad se puedan propagar horizontalmente, el movimiento oscilatorio se debe producir en una capa de confinamiento, o "duct", en la que muy poca energía puede escaparse, de tal forma que sucesivos ciclos de la onda de gravedad puedan ser observados a lo largo de decenas de kilómetros en la horizontal. Para que este tipo de ondas puedan existir, es necesaria una capa **estable** en la troposfera baja, limitada por encima por una región que refleje de manera efectiva la propagación vertical de las ondas. De esta manera, la capa inferior estable servirá de confinamiento, o "duct", en la que las ondas puedan propagarse horizontalmente sin gran pérdida de energía y por tanto, sin la necesidad de un forzamiento energético externo.

Los siguientes puntos resumen las características necesarias para el *duct*: (Lindzen and Tung, 1976)

- La capa de confinamiento de las ondas, o “*duct*”, debe ser estable.
- Dicha capa debe ser de un espesor tal que pueda acomodar un cuarto de la longitud de onda vertical correspondiente a la velocidad de fase observada.
- El *duct* debe tener por encima una capa reflectora que permita que la energía no se pierda en la vertical.
- La velocidad del viento medio en la capa de confinamiento no puede ser igual a la velocidad de fase de la onda de gravedad. En tal caso las ondas serían absorbidas.

Por tanto, fijándonos en el tercer punto, es necesario definir cuáles deben ser las características de la capa reflectora que favorezcan la reflexión de las ondas en la vertical. Se sabe que una capa **condicionalmente inestable**, en la que exista un nivel donde se igualen la velocidad del flujo y la velocidad de fase de la onda, permite una reflexión muy efectiva de las ondas. A dicho nivel se le denomina *nivel crítico* ( $c=u$ ). Asimismo, en casos con fuerte cizalladura, si la velocidad del flujo en la capa inestable se acerca a la velocidad de fase de la onda, aunque no se alcance el nivel crítico dentro de la capa inestable, se puede producir una reflexión de la onda. En este último caso, el nivel crítico suele hallarse inmediatamente por encima de la capa condicionalmente inestable.

Por otro lado, para que una capa de niveles medios sea condicionalmente inestable, es necesario que se cumpla una de las siguientes características:

- La capa se halle suficientemente mezclada, con lo que la frecuencia de Brunt-Vaisala es prácticamente cero. El perfil vertical sigue la adiabática seca. (Temperatura potencial constante con la altura)
- La capa se halle prácticamente saturada con un perfil vertical entre la adiabática seca y la adiabática saturada.

Volviendo a nuestro episodio de Almería, y fijándonos nuevamente en el sondeo de la figura 27, vemos que se cumplen las propiedades citadas que permiten la existencia de ondas de gravedad. Sobre la capa inferior, estable, existe una capa con estratificación indiferente perfectamente mezclada, con un perfil que sigue la adiabática seca hasta 550 hPa. Se trata, por tanto, de características propicias para que, en caso de existencia de ondas de gravedad, éstas se hallen atrapadas en la capa más baja (SFC-800 hPa) y sean reflejadas en la capa intermedia (800-550 hPa).

En definitiva, la existencia de ondas de gravedad en la capa estable inferior debió provocar un movimiento subsidente de gran escala, arrancando desde más arriba de 800 hPa y alcanzando la superficie. De tal forma que la temperatura registrada a nivel del mar, en el aeropuerto de Almería, sería la temperatura potencial de la capa inestable. Fijándonos en el sondeo de la figura 27, y siguiendo la adiabática seca indicaba por la flecha coloreada en rojo, obtenemos un valor de aproximadamente 42 °C, muy similar al efectivamente registrado.

En las figuras 28 y 29 podemos ver la misma secuencia de imágenes con el visible VIS0.6 y el infrarrojo con realce IR.10.8 A medida que nos acercamos a la hora en la que se produjo el reventón cálido, 15 UTC aproximadamente, se aprecia que la nubosidad en el entorno de la bahía de Almería se disipa progresivamente, “se esfuma”. Quedando, finalmente, la atmósfera totalmente despejada en el momento del ascenso brusco de temperatura. La nubosidad disipada es de una extensión considerable, abarcando desde la bahía de Almería, hasta zonas del interior de las provincias de Almería e incluso Granada. Como ya se había comentado antes, no se trata, por tanto, de un fenómeno localizado, sino de una extensión de varias decenas de kilómetros (escala meso-beta)

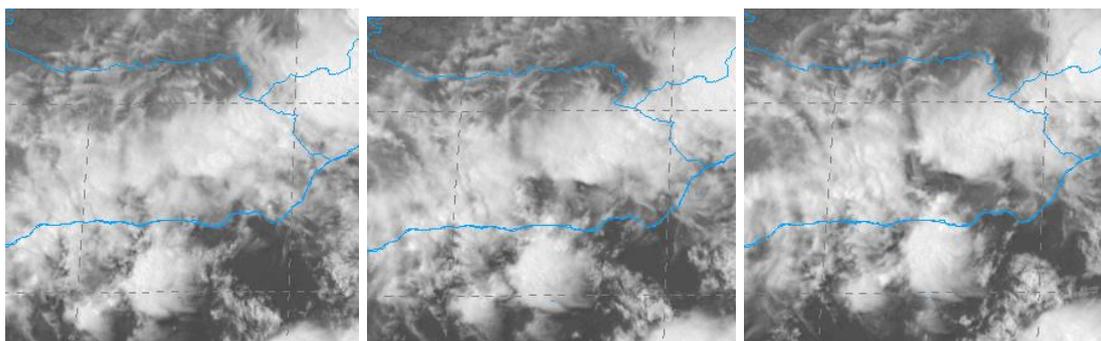


Figura 28. Imágenes VIS0.6 a las 14:30 UTC, 14:45 UTC y 15 UTC

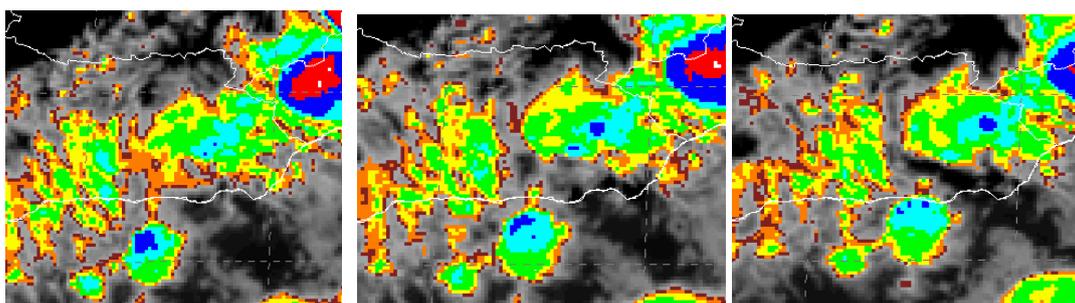


Figura 29. Imágenes IR con realce PREVIMET a las 14:30 UTC, 14:45 UTC y 15 UTC

La transición a cielos despejados también se desprende de los mensajes METAR cifrados en el aeropuerto de Almería (figura 30). A las 14:30 UTC se cifra BNK090, con 30 °C. Cielo nuboso, con las nubes cubriendo de 5 a 7 octas de la bóveda celeste, cuya base se halla a una altura de 9000 ft, unos 3000 m. En el siguiente METAR, se cifra CAVOK, cielos completamente despejados, con 41 °C (ascenso de 11 °C en 30 min).

```
SA 06/07/2019 16:30-> METAR LEAM 061630Z 19005KT 110V240 CAVOK 27/21 Q1010=
SA 06/07/2019 16:00-> METAR LEAM 061600Z 25017G30KT 9999 FEW050TCU 29/20 Q1010=
SA 06/07/2019 15:30-> METAR LEAM 061530Z 32013KT 290V360 CAVOK 41/11 Q1010=
SA 06/07/2019 15:00-> METAR LEAM 061500Z 32017KT 280V020 CAVOK 41/11 Q1010=
SA 06/07/2019 14:30-> METAR LEAM 061430Z VRB02KT 9999 BKN090 30/21 Q1012=
SA 06/07/2019 14:00-> METAR LEAM 061400Z VRB06G18KT 9999 BKN090 31/20 Q1013=
SA 06/07/2019 13:30-> METAR LEAM 061330Z 22011G23KT 160V250 9999 BKN090 27/21 Q1013=
```

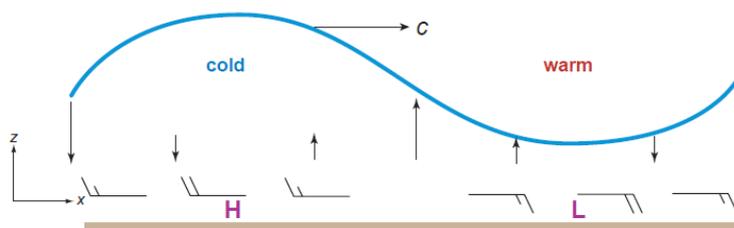
Figura 30. Mensajes METAR del aeropuerto de Almería

Como ya se ha comentado, la disipación de la nubosidad debe estar relacionada con un movimiento **subsidente a gran escala** provocado por las ondas gravitatorias. En los mensajes METAR, también se muestra la brusca oscilación de la presión de 3 hPa. Coincidiendo el mínimo de presión, con la máxima temperatura, 41 °C.

## MODELO CONCEPTUAL DE ONDA DE GRAVEDAD

En la figura 31 vemos un modelo conceptual de onda de gravedad. Se trata de una sección vertical idealizada, propagándose hacia la derecha, con una velocidad de fase  $c$ . La línea azul representa una superficie isentrópica, o de temperatura potencial constante. Es muy ilustrativo analizar la disposición de anomalías de temperatura, máximos y mínimos de presión en superficie; así como dirección e intensidad de velocidades verticales y horizontales en superficie.

La onda de gravedad es el resultado de la superposición de movimientos ascendentes y descendentes. Vemos que hay un máximo de presión en superficie (meso-alta) justo debajo de la cresta de la onda, con un mínimo de presión (meso-baja) bajo el valle de la onda. Debido a la disposición sinusoidal de la superficie isentrópica, la temperatura potencial es menor bajo la cresta (aire más frío) que bajo el valle (aire más cálido). Fijándonos en la disposición de vientos en superficie, existe convergencia bajo el punto de inflexión de la onda, con máximos de viento bajo la cresta y el valle. En cuanto a los movimientos verticales, tenemos ascensos en el tramo de onda que va de cresta a valle, y descensos en el tramo de valle a cresta.



**Figura 31. Modelo conceptual de onda de gravedad.**

*(Markowski, 2010)*

A continuación, se intenta aplicar este modelo conceptual a nuestro episodio. Hacemos uso de los registros obtenidos por la estación meteorológica de AEMET del aeropuerto de Almería, figura 32. Teniendo presente también toda la información obtenida mediante teledetección, y que se he presentado anteriormente, donde se ha mostrado que hubo un movimiento subsidente a gran escala, que hizo desaparecer la nubosidad, y que finalizó con el pico de temperatura máxima. Lo que es coherente con los movimientos ascendentes y descendentes que se desprenden del modelo conceptual.

Podemos apreciar en las siguientes gráficas, figura 32, que el ascenso brusco de temperatura se produce a las 14:50 UTC aproximadamente, coincidiendo tanto con un mínimo de presión como con un role de vientos a componente norte, justo después de haberse producido el movimiento vertical subsidente (según se indica también en el modelo conceptual) La meso-baja formada en el entorno de la bahía de Almería, propicia dicho giro de viento. Dependiendo de la intensidad y la extensión del viento, se pudo producir también una advección local de masa cálida de la zona del desierto de Tabernas (con temperaturas cercanas a 40 °C), canalizada por el río Andarax.

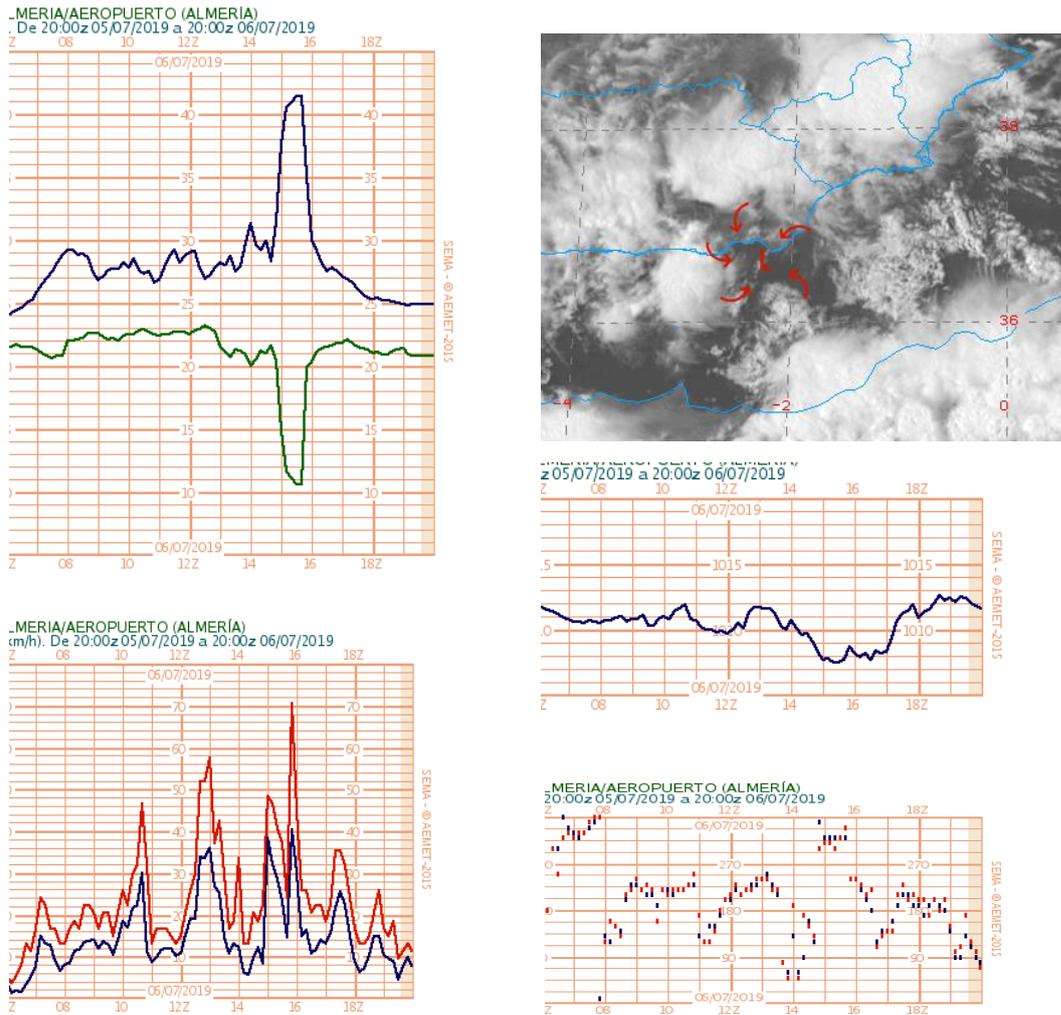


Figura 32. Registros EMA Aeropuerto de Almería. Meso-baja formada sobre VIS0.6

Fijándonos en la gráfica de intensidad de viento, vemos que se producen dos rachas de viento diferenciadas en torno a las 15 UTC. La primera racha, 50 km/h, coincide con el ascenso brusco. La segunda racha, 70 km/h con el descenso. Esto es coherente con el modelo conceptual empleado, en el que se indica que los máximos de viento horizontal en superficie se producen bajo la cresta y el valle de la onda (meso-alta y meso-baja respectivamente)

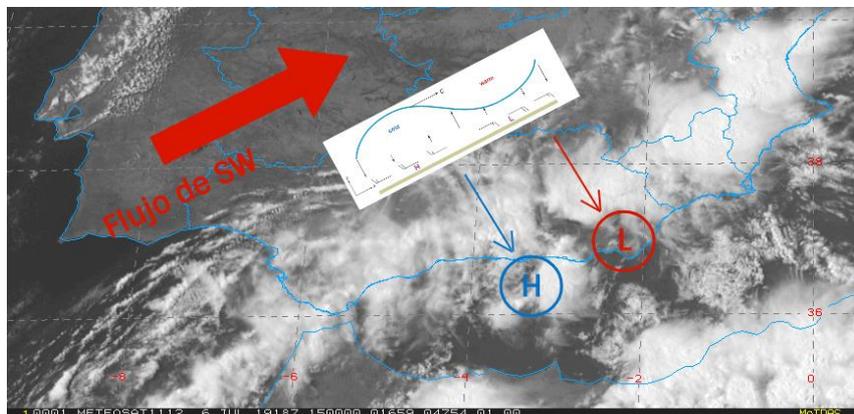
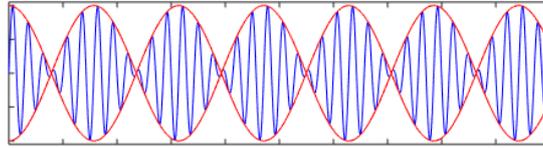


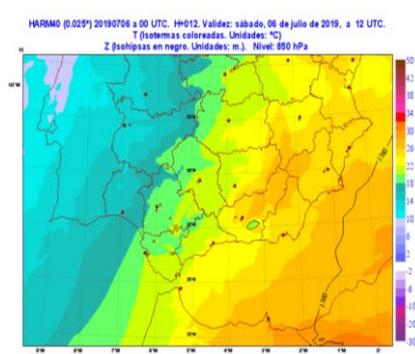
Figura 33. VIS0.6 a las 15 UTC – Modelo conceptual superpuesto

Hay que tener en cuenta que el modelo conceptual es un modelo ideal. En la atmósfera real, las ondas gravitatorias están compuestas por la superposición de distintos modos de onda con ligeras diferencia en cuanto a frecuencia y longitud de onda. Con lo que las ondas se desplazan en forma de “paquetes de onda” con amplitudes variables. Por tanto, también deben ser variables en amplitud (intensidad) los movimientos ascendentes y descendentes (figura 34)



**Figura 34. Paquetes de onda**

Esta explicación podría dar respuesta al hecho de que justamente en Almería, y no en otro punto del litoral de Alborán, se sufriesen los efectos más extremos en superficie (donde hubo una amplitud de onda máxima, movimiento subsidente máximo). Existe otra explicación, quizás más plausible y fácilmente demostrable, para que los 41°C se alcanzasen en Almería y no en Adra, por ejemplo (70 km más al oeste). La temperatura de la masa de aire en 850 hPa era mayor cuanto más al este, figura 35. Por lo tanto, el movimiento descendente partía de una masa de aire inicial a más temperatura en Almería que en Adra (24 °C frente a 22 °C)



**Figura 35. TZ850 hPa (Sur peninsular)**

En la figura 36, vemos un mapa con los datos de dirección de viento observados a las 15:30 UTC, en el que se ha superpuesto la meso-baja y sus vientos en superficie asociados.

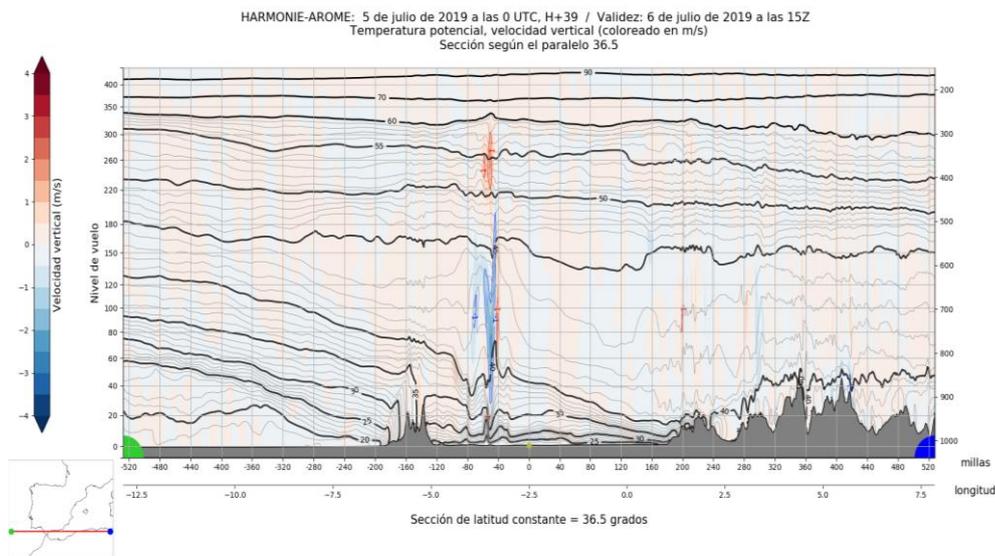


**Figura 36. Vientos observados. Modelo conceptual en rojo. 15:30 UTC**

Para analizar el flujo en toda la columna de la troposfera y a lo largo de una dirección, tratando de intuir ondas de gravedad, es muy útil trabajar con **secciones verticales**. En las figuras 37 y 38 se muestra dos secciones verticales **previstas** por el modelo Harmonie-Arome para el campo de temperatura potencial, según el paralelo 36°30' (en el que se halla Almería capital aproximadamente). La secciones verticales están centradas también en dicha localidad, punto amarillo (longitud -2°30').

El relieve que se intuye al oeste de la sección está asociado con el extremo occidental del Sistema Bético (Sierra de las Nieves, en Málaga), y el relieve de la mitad este, está asociado al extremo norte de la cordillera del Atlas (en Argelia). La sección cruza, por tanto, de oeste a este el mar de Alborán. Ambas secciones verticales mostradas se distinguen en el alcance de predicción, 15 UTC y 17 UTC, figuras 37 y 38, respectivamente. Las superficies isentrópicas, o de temperatura potencial constante, son las superficies sobre las que se desplazan los flujos atmosféricos. Éstas tienden a ser cuasi horizontales, sobre todo en capas medias y altas, donde los movimientos verticales no son habituales.

En la primera de ellas, figura 37, se puede apreciar que las superficies se hallan relativamente horizontales en capas altas. Sin embargo, por debajo de 600 hPa muestran una pendiente decreciente, con ciertas oscilaciones apreciables entre las longitudes -5° y -2.5°. Se trata de ondas de gravedad, con sus movimientos ascendentes y descendentes asociados.



**Figura 37. Sección vertical 15 UTC. Temperatura potencial. Paralelo 36°30'**

En la segunda sección vertical, Figura 38, podemos comprobar que la onda se ha desplazado hacia el este, alcanzando la longitud 2.5°. Además, en dicho movimiento hacia el este, la isoterma de 35 °C de temperatura potencial prácticamente alcanza la superficie. Se trata del movimiento subsidente, en el que las isotermas se desploman y “chocan” contra la superficie, estamos ante un máximo negativo de amplitud de la onda de gravedad (“un valle”) Como consecuencia, se rompe la inversión existente en niveles bajos, y se produce un ascenso brusco de la temperatura (ver también sondeo figura 27)

Para un mejor análisis de las ondas de gravedad, sería aconsejable disponer de las secciones verticales a lo largo de la dirección del flujo (SW-NE) en el que estaba confinado el

movimiento ondulatorio. Sin embargo, sólo están disponibles para cortes según paralelos y meridianos. Aun así, se puede apreciar mediante las secciones mostradas, que el modelo Harmonie-Arome intuyó con bastante pericia la existencia de ondas de gravedad confinadas en el flujo atmosférico, tanto en localización espacial como temporal.

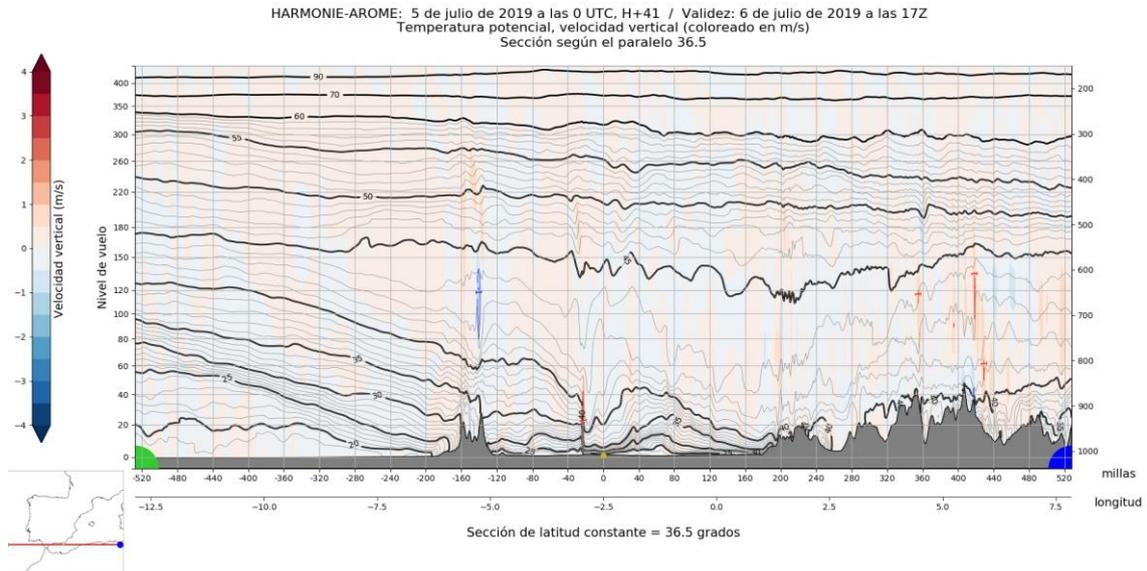


Figura 38. Sección vertical 17 UTC. Temperatura potencial. Paralelo 36°30'

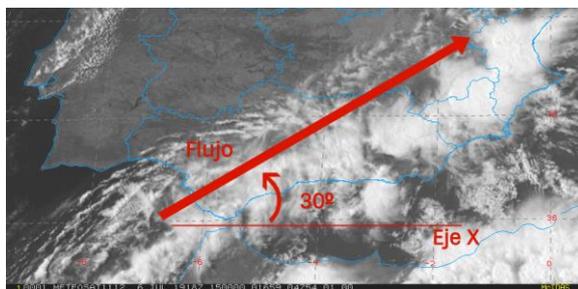
## ESTUDIO ANALÍTICO DE LAS ONDAS DE GRAVEDAD

A continuación se muestran una serie de cálculos **aproximados**, mediante los que se ha tratado de comprobar analíticamente la existencia de un entorno favorable a la formación, mantenimiento y propagación de ondas de gravedad. Verificando que la troposfera tenía las características necesarias para “atrapar” las ondas de gravedad y favorecer así su reflexión y permanencia en el tiempo, acompañando al flujo atmosférico.

Para deducir la velocidad de fase de la onda de gravedad embebida en el flujo sinóptico de SW en el sur peninsular, debemos conocer su longitud de onda y periodo. Por un lado, de manera aproximada, tenemos que las localidades de Adra y Almería están separadas por 70 km en línea recta, a lo largo del mismo paralelo, con ligera inclinación hacia el noreste (Almería se halla a 36,8°N y Adra a 36,7°N). De los registros de presión, figura 23, se desprende que en Adra tenemos un pico, o meso-alta, a las 11:30 UTC que posteriormente se registra en Almería a las 12:30 UTC. Así pues, podemos afirmar, de forma aproximada, que el periodo es de 1 hora. Por tanto, la componente de la velocidad en el eje X será:

$$c_x = \frac{\lambda}{T} = \frac{70\text{km}}{1\text{h}} = 70\text{km/h}$$

$$c = \frac{c_x}{\cos 30^\circ} = \frac{70\text{km/h}}{\cos 30^\circ} = 80\text{km/h}$$



De manera aproximada, el flujo sinóptico de SW se halla girado 30° con respecto a un flujo zonal, por tanto, según se muestra más arriba, la velocidad de fase será de 80 km/h.

Las mayores fluctuaciones de presión registradas en nuestro episodio son de +/- 4 hPa (en Adra 12:30 UTC) Teniendo en cuenta que las máximas oscilaciones registradas en episodios de ondas gravitatorias, a nivel mundial, son de hasta 10 hPa, con longitudes de onda de hasta 400 km (*Markowski, 2010*), vemos que nuestro episodio queda encuadrado en la escala meso-beta (20-200 km), como ya se había comentado.

Como se ha visto en el apartado anterior, para que las ondas de gravedad puedan ser confinadas en una capa, ésta debe ser estable. Por otro lado, para que puedan ser reflejadas, la capa inmediatamente superior debe ser condicionalmente inestable. Como ya hemos comentado, y se deduce del sondeo de la figura 27, ambas condiciones se cumplen.

Sin embargo, para que la reflexión en la capa condicionalmente inestable sea eficaz, su número de Richardson debe ser **menor que 0,25** y, además, debe contener un **nivel crítico**, en el que la velocidad del flujo se iguale a la velocidad de fase de la onda (*R.S. Lindzen and K.K. Tung, 1976*)

El número de Richardson combina los conceptos de estabilidad y cizalladura vertical del viento, que son los dos mecanismos que gobiernan la reflexión de las ondas de gravedad. Dependiendo de cómo sea su distribución vertical, las ondas de gravedad podrán reflejarse y desplazarse en la horizontal. Se define como:

$$Ri = \frac{N^2}{\left| \frac{du}{dz} \right|^2} = \frac{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left| \frac{du}{dz} \right|^2}$$

Siendo  $N$  la frecuencia de Brunt Vaisala, y  $du/dz$  la cizalladura vertical del viento. La frecuencia de Brunt Vaisala es la frecuencia de oscilación de las burbujas y depende del grado de estabilidad del estrato analizado. Teniendo en cuenta que la capa condicionalmente inestable, que se sitúa entre 800-550 hPa, sigue prácticamente la adiabática seca, vemos que el numerador tiende a cero, al ser el gradiente vertical de temperatura potencial casi nulo.  $\partial \rho / \partial z \rightarrow 0$ . Por tanto, el número de Richardson será prácticamente cero.

Estas afirmaciones las podemos comprobar tanto con el sondeo, figura 27, como con la sección vertical de temperatura potencial, figura 38. En el sondeo vemos que existe una fuerte cizalladura vertical en la capa 800-550 hPa. En el nivel inferior tenemos un flujo débil de W con 5 kt de intensidad. En el nivel superior existe un flujo de SW con 40 kt de intensidad. Asimismo, podemos considerar el gradiente vertical de temperatura potencial de 1°C (casi nulo). Con estos datos, se obtiene un  $Ri = 0,22$ . Cumpliéndose, por tanto, la desigualdad  $Ri < 0,25$  que nos asegura que la capa es buena reflectora.

$$\begin{aligned} \rho &= 43^\circ C & u_{800} &= 5kt270^\circ (W) \\ \frac{\partial \rho}{\partial z} &= \frac{1^\circ C}{3300m} & u_{550} &= 45kt225^\circ (SW) \\ & & c &= 80km/h = 45kt \end{aligned}$$

Atendiendo a la existencia del citado nivel crítico, podemos hacer las siguientes comprobaciones. Se ha determinado 80 km/h como la velocidad de fase de las ondas. Por tanto, debemos verificar que, dentro de la capa reflectora, existe un nivel en el que el flujo alcance esta velocidad. Podemos echar mano, nuevamente del sondeo, en el que vemos que entre 650-550 hPa, aproximadamente, la velocidad del viento es de 40 kt (75 km/h).

En cambio, para definir de manera un poco más exacta la velocidad e intensidad del viento en la vertical, nos fijamos en la hodógrafa que se muestra a continuación, prevista por el modelo IFS. Vemos que se alcanzan los 45 kt a unos 4000 m de altura, 600 hPa aproximadamente. Por tanto, estos 45 kt (80 km/h) se ajustan un poco más a la velocidad de fase de las ondas. En cualquier caso, podemos afirmar, con bastante seguridad, que efectivamente existe un **nivel crítico a 4000 m** de altura en la capa condicionalmente inestable, en el que la velocidad del flujo iguala los 80 km/h correspondientes a la velocidad de fase.

Es importante comentar que, en el caso de que hubiera un nivel crítico en la capa estable (estrato de confinamiento), las ondas serían absorbidas y no podrían mantenerse en el tiempo. (R.S. Lindzen and K.K. Tung, 1976). En nuestro caso, se puede comprobar que en el estrato que va desde superficie hasta 800 hPa (capa estable) las velocidades son muy inferiores a 80 km/h.

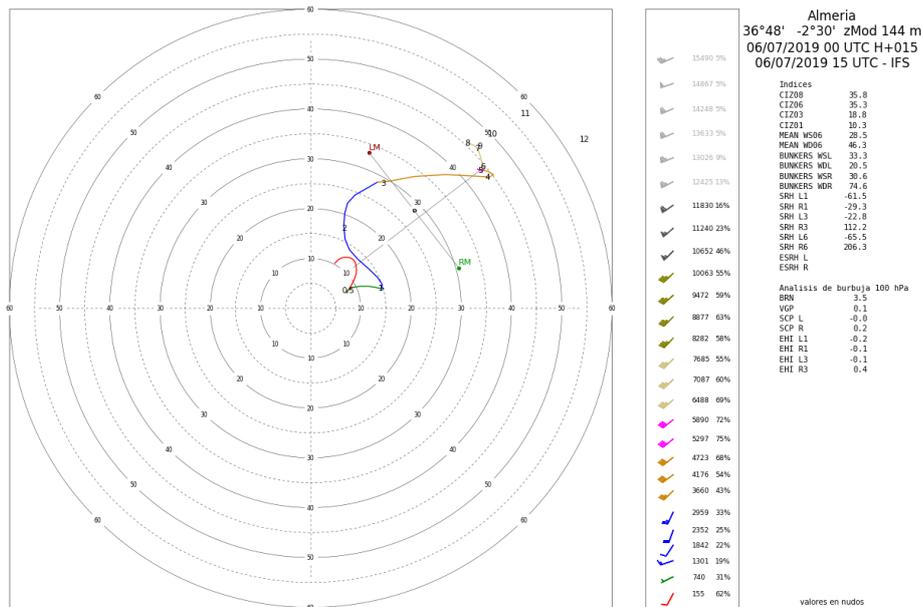


Figura 39. Hodógrafa prevista por IFS. Almería, 15 UTC.

A continuación se calcula analíticamente la profundidad de la capa en la que quedan confinadas las ondas de gravedad. Observando el sondeo, sabemos que la capa estable va desde superficie hasta 800 hPa, es decir, hasta 1800 m de altura, aproximadamente.

Siendo  $D$  el valor de la profundidad,  $N$  la frecuencia de Brunt Vaisala,  $c$  la velocidad de fase y  $u$  la velocidad media del viento en el estrato, tenemos la siguiente expresión: (*R.S. Lindzen and K.K. Tung, 1976*).

$$c - u = \frac{2ND}{\pi}$$

Si nos fijamos en esta expresión, vemos que la **velocidad de fase** de las ondas de gravedad, está unívocamente determinada por las **características de la capa estable** en que se hallan confinadas. Pues sólo depende de la velocidad media del viento en la capa, la frecuencia de Brunt Vaisala (en suma, su estabilidad) y de la profundidad de dicha capa. Por tanto, es la propia capa estable la que decide cual será la velocidad de fase de las ondas de gravedad en ella confinadas. Sin embargo, el número de onda  $K$  (o longitud de onda) no depende de las características de la capa.

Sustituyendo los siguientes valores de la capa estable, obtenidos del sondeo, figura 27:

$$c = 80 \text{ km/h} \quad u = 10 \text{ kt} = 18,5 \text{ km/h}$$

$$\text{Siendo } \frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \frac{13^\circ \text{C}}{1800 \text{m}} \text{ y } \vartheta = 35^\circ \text{C} \quad N = \left( \frac{g}{\vartheta} \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \right)^{1/2} = 0,015$$

Se obtiene como profundidad de la capa  $D = 1841 \text{m}$

Podemos ver, por tanto, que los cálculos son consistentes. Ya que se trata del mismo valor que habíamos deducido observando el sondeo, en el que se muestra que el nivel superior de la capa estable, 800 hPa, se halla a 1800 m.

En resumen, las ondas de gravedad quedan confinadas en la capa que va desde superficie hasta, aproximadamente, 1800 m (800 hPa). Siendo 4000 m el nivel crítico existente en la capa condicionalmente inestable, situada inmediatamente encima, asegurando que haya una reflexión eficiente de las ondas.

Localmente, en Almería, una zona valle de la onda de gravedad, probablemente con un movimiento subsidente de amplitud máxima, atravesó la capa estable llegando al suelo. Por lo que la isoterma de 40 °C alcanzó la superficie, registrándose así el reventón cálido.

## CONCLUSIONES

En este trabajo se ha tratado de dar una explicación al ascenso brusco de temperatura de 13,1 °C/h registrado el 6 de julio de 2019 en el observatorio del aeropuerto de Almería, perteneciente a la red oficial de AEMET. La temperatura aumentó de 28,3 °C a las 14:40 UTC a 41,4 °C a las 15:30 UTC.

En Almería, los episodios de role de viento de poniente a levante moderado, a finales de primavera y principios de verano, pueden provocar ascensos bruscos de temperatura, en virtud del “terral” que allí se forma con esta configuración de vientos. En estos casos, el perfil de temperatura tiende a la adiabática seca desde aproximadamente 925 hPa, diluyéndose el efecto del mar y desapareciendo la típica inversión formada por el mar relativamente frío en comparación con las masas de aire.

Por otro lado, la mayoría de episodios en los que hay **ondas de gravedad** atrapadas en la atmósfera no tienen un impacto directo para la sociedad, ni modifican el tiempo sensible en superficie. En España, quizás, el impacto con mayor repercusión es el ascenso brusco, y posterior descenso, del nivel del mar en ciertos puertos, como es el caso de Ciutadella (Menorca). Solo aquellos episodios en los que las ondas son de una escala, amplitud y duración reseñables tienen impacto en el tiempo sensible. Se trata de ondas de gravedad de mesoescala, MGWs, con longitudes de onda >50 km y periodos >1 h.

En situaciones de convección profunda, se pueden generar ondas de gravedad, a veces distinguibles por teledetección. Mediante imágenes del VIS0.6, en algunos casos, se pueden apreciar las ondas formadas como consecuencia del choque de la fuerte corriente ascendente con la tropopausa, actuando ésta como una verdadera “frontera elástica” y facilitando que las ondas se propaguen en la horizontal. Los movimientos ascendentes y descendentes que se forman, en ocasiones, pueden llegar a superficie, donde si existe una inversión, localmente pueden producirse reventones cálidos.

El episodio de Almería analizado es doblemente peculiar. Ya que, por un lado, el ascenso extraordinario de temperatura no se produjo por un terral de levante; y por otro lado, el reventón cálido no está asociado a convección. La circulación en niveles medios era del SW, con ondas de gravedad atrapadas, formadas al paso del flujo sobre la cordillera marroquí del Atlas. El flujo subtropical alcanzó el sur peninsular, y coincidiendo con el ciclo diurno, se disparó la convección de base elevada en zonas del interior de Granada y Murcia. Hubo precipitación que escasamente llegó al suelo, produciéndose algún **reventón seco** asociado a la convección (descenso brusco de temperatura, ascenso de la presión y rachas de viento).

Sin embargo, en varias estaciones del litoral del mar de Alborán, se registraron **reventones cálidos** (ascenso bruscos de temperatura, descenso de la presión y rachas de viento), siendo el más espectacular el del aeropuerto de Almería. Se ha podido comprobar que en este caso, el ascenso de temperatura se debió a un movimiento subsidente asociado a las ondas de gravedad, por lo que se produjo un calentamiento adiabático de la masa de aire situada a 800 hPa, alcanzándose los 41 °C en superficie. La escala horizontal de dicho fenómeno fue considerable, ya que a la misma hora, se registraron ascensos bruscos en varias estaciones (Almería y Roquetas de Mar, a 24 km de distancia en línea recta). Ello es coherente con la información que se deduce de las imágenes de teledetección, en las que se aprecia la disipación de nubosidad a las 15 UTC en una amplia extensión, asociado al movimiento descendente. Por tanto, estamos ante un fenómeno

que no fue localizado, sino que está encuadrado en la escala meso-beta (20-200 km) y que tuvo que ser producido por el paso de una zona valle con gran amplitud de las ondas de gravedad. Según se ha expuesto, la profundidad de la capa estable en la que viajaban las ondas era de 1800 m, desde superficie hasta el nivel de 800 hPa.

## BIBLIOGRAFÍA

- J. Arús, 2001, Reventones de tipo cálido en Cataluña. V Simposio Nacional de Predicción. INM,*
- F. Elizaga Rodríguez, Una explicación alternativa del extraordinario incremento de temperatura en Melilla el 23 de Julio de 2001, INM.*
- A. Jansá, S. Monsterrat, and D. Gomis, The rissaga of 15 June 2006 in Ciutadella, (Menorca), a meteorological tsunami*
- A. Jansá Clar, 2014, Rissagues: el caso de 19 de Agosto de 2014 Revista Tiempo y Clima. AME*
- R.S. Lindzen and K.K. Tung, 1976, Banded Convective Activity and Ducted Gravity Waves*
- Paul M. Markowski, Yvette P. Richardson, 2010, Mesoscale Meteorology in Midlatitudes,*
- J.A. Núñez Mora, AEMET, 2017, Ascensos bruscos del nivel del mar en playas del litoral mediterráneo. Revista Tiempo y Clima. AME*
- B.C. Johnson, 1983, The heart burst of 29 May 1976*
- Johnson, 1989, Circulations associated with a mature-to-decaying midlatitude mesoscale convective system,*
- R.H. Johnson, 2000, Surface Mesohighs and Mesolows*
- James H. Ruppert and Lance F. Bosart, 2013, A Case Study of the Interaction of a Mesoscale Gravity Wave with a Mesoscale Convective System*
- J. M. Sánchez-Laulhé Ollero, La gran ola de calor de Melilla procedente del Gurugú, ¿vientos fuertes de ladera o reventón cálido? INM Málaga,*
- Tamayo y otros, 1996, Súbitos ascensos nocturnos en agosto de 1991. III Simposio Nacional de Predicción INM,*