

# La histórica ola de calor del 1 al 7 de agosto de 2018 en un verano de dos fases

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

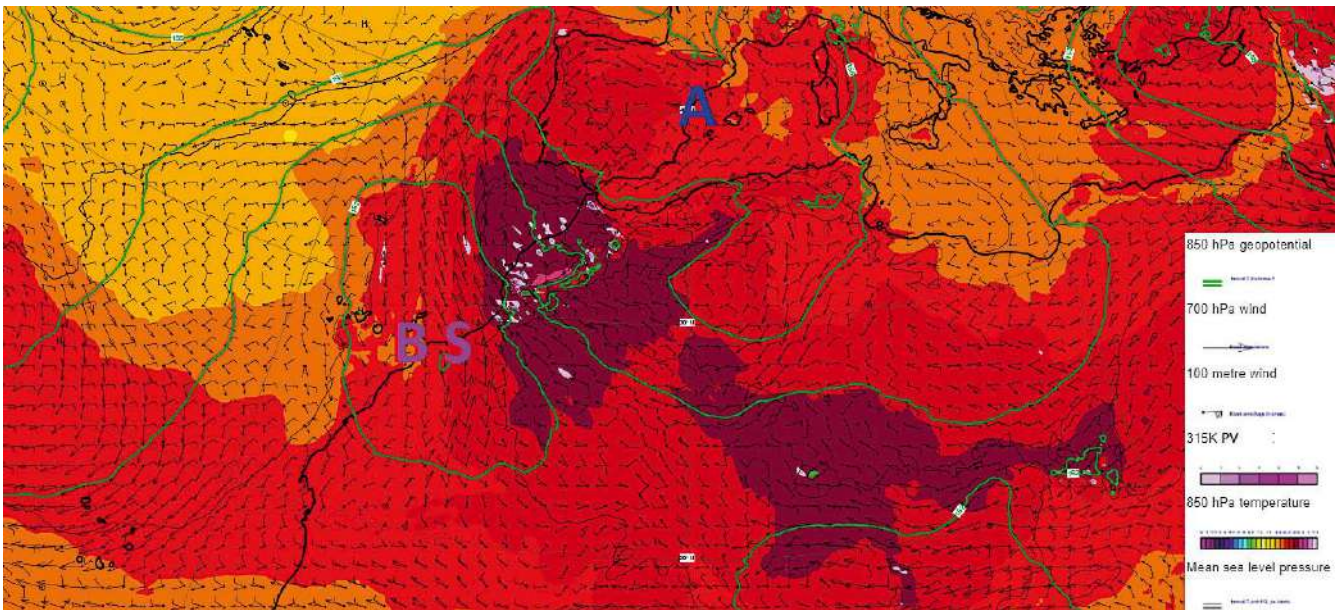


Figura 1. Campos de niveles medios y bajos del día 2 a las 12 UTC del análisis del modelo determinista IFS del ECMWF

En la Figura 1 se muestra un mapa del 2 de agosto a las 12 UTC, con los campos de: temperatura (colores rojizos) y geopotencial en 850 hPa (líneas verdes), vientos en 700 hPa (flechas), vientos a 100 m (banderas), presión a nivel del mar y vorticidad potencial (PV > 2 UPV) al nivel de 315 K, en plena ola de calor sobre la península Ibérica que se puede calificar de histórica. La ola se extendió en el tiempo del 1 al 7 de agosto, y según la revista de AEMET *El Observador*: “A falta de un estudio más detallado que permita conocer con exactitud la intensidad de la ola de calor, preliminarmente se puede decir que tres jornadas pasaron a formar parte, en cuanto a temperaturas máximas, del grupo de los diez días más calurosos para el conjunto de España desde que hay registros”. Estos días se muestran en la Tabla 1 debida a Cesar Rodríguez Ballesteros.

Los 10 días de temperatura máxima más elevada para el conjunto del país desde 1941		
1º	37,87	10/08/2012
2º	36,45	03/08/2018
3º	36,28	24/07/1995
4º	36,25	09/08/2012
5º	35,93	06/07/2015
6º	35,89	06/08/2018
7º	35,86	02/08/2018
8º	35,71	19/07/1995
9º	35,67	07/07/2015
10º	35,58	07/09/1988

En 850 hPa afectando a Canarias había una baja (BS) con una fuerte cizalladura horizontal de viento, por la presencia de un chorro de viento en niveles bajos (véase vectores de viento en 700 hPa) al este. Este máximo de viento estaba relacionado con el fuerte gradiente de temperatura oeste-este por la existencia de una lengua de temperaturas muy altas que partía del noroeste de África y sobrevolaba el golfo de Cádiz con valores superiores a 28 °C. Tras un giro anticiclónico, que se advierte en el viento en 700 hPa, el flujo acababa afectando a la Península, donde las características saharianas en los niveles medios de la troposfera de la masa de aire y el calentamiento diurno local hicieron que se alcanzaran temperaturas extremas. El giro anticiclónico era inducido por la anomalía negativa de vorticidad potencial (dorsal) que se formó en la tropopausa por el ascenso, provocado por la advección térmica, de aire sahariano, que tiene una vorticidad potencial muy baja por la capa adiabática seca profunda que se desarrolla sobre el Sahara.

La Península y el Mediterráneo occidental y casi todo el norte de África, salvo la vaguada orográfica del Atlas, se encontraban bajo un anticiclón en 850 hPa. La distribución de presiones generaba vientos de levante en niveles bajos en la mitad sur peninsular que impedían la entrada de los vientos marítimos del Atlántico.

Este episodio dividió el verano (junio, julio y agosto) de 2018 de la península Ibérica en dos fases. En la primera, que

se extendió durante los meses de junio y julio, (Figura 2, izquierda y centro) las anomalías de temperatura media fueron negativas en el cuadrante sudoeste, y positivas en el este de la Península, y las anomalías de precipitación fueron positivas en el norte de la Península. En la segunda fase, mes de agosto, las anomalías de temperatura fueron positivas en prácticamente toda la Península, siendo especialmente altas en las zonas donde en la primera fase las anomalías fueron negativas, y menores en las zonas litorales cantábrica y mediterránea. Las anomalías de precipitación fueron positivas en el litoral mediterráneo, salvo Alborán, y negativas en la zona septentrional peninsular (Figura 2, derecha).

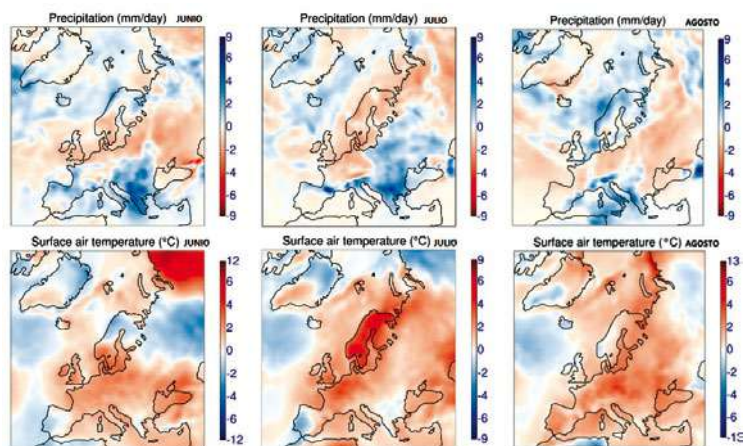


Figura 2. Anomalías in precipitación (fila superior), y temperatura del aire en superficie en los meses de junio, julio y agosto de 2018 con respecto a sus promedios del periodo 1981-2010. Fuente: ERA-Interim. (Crédito: Copernicus Climate Change Service / ECMWF)

### Junio y julio

En el sector Atlántico norte-Europa la circulación atmosférica en estos meses estuvo caracterizada casi permanentemente por un “bloqueo” en Europa de la circulación normal de oestes, provocado por un anticiclón cálido a todos los niveles en el norte de Europa y una baja fría en el sur de Europa; bloqueo heredado de la primavera<sup>ii</sup>. Esta situación está reflejada en el campo medio de anomalías de geopotencial de 300 hPa (Z300) para los meses de junio y julio (Figura 3): el centro de la anomalía positiva, altas presiones, en el sudoeste de Noruega y los centros de anomalías negativas, bajas aisladas ciclónicas, en el Mediterráneo oriental y oeste de la península Ibérica, inducían una anomalía del viento del este afectando a la mayor parte de Europa, de 60° N a 40° N, desviando el chorro polar atlántico y las borrascas, ya poco frecuentes e intensas en el verano, en dirección SO-NE, desde la península de Labrador hacia Islandia. Esta situación es típica del régimen de tiempo de bloqueo escandinavo, cuyo patrón en el nivel de 500 hPa se muestra en la Figura 4, que tuvo como consecuencia principal anomalías cálidas en buena parte de Europa (Figura 2).

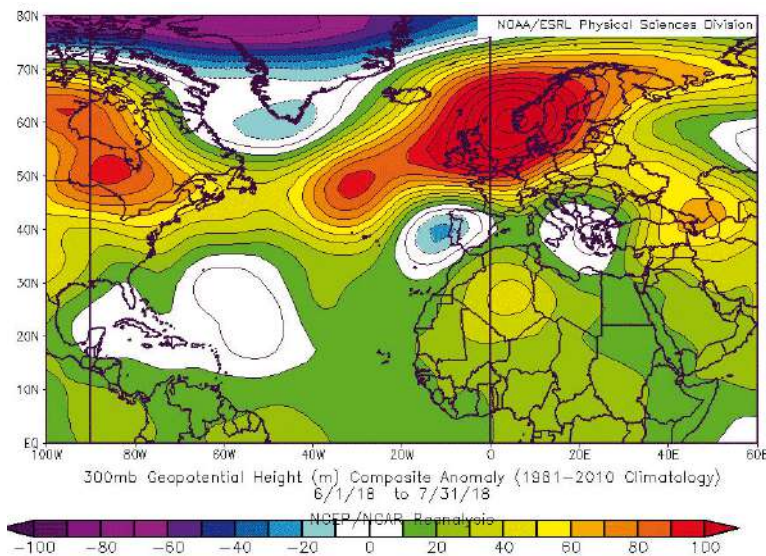


Figura 3. Anomalía media del geopotencial en 300 hPa del 1 de junio al 31 de julio

La anomalía negativa de Z300 (baja presión) que, centrada al oeste de Portugal, se extendía por la Península, impulsaba el flujo fresco atlántico del SO cuyo efecto era una “ventilación” que moderaba el calentamiento diurno propio del verano, causando la anomalías negativa de temperaturas en el cuadrante SO peninsular. Además, el aire frío en altura y la inestabilidad estática atmosférica que conllevan las anomalías negativas de geopotencial, originaban unas anomalías positivas de precipitación ligadas principalmente a tormentas, que fueron más frecuentes en las zonas de convergencia de vientos de la periferia de la zona de anomalía negativa de temperaturas.

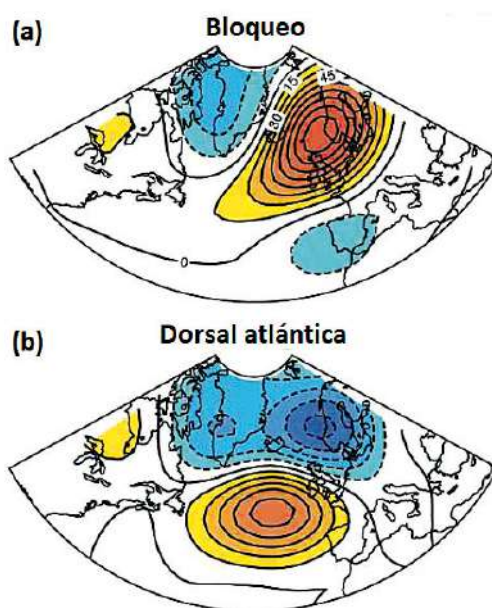


Figura 4. Anomalías de Z500 de dos de los regímenes de tiempo más frecuentes de verano en el sector Atlántico norte-Europa: (a) “bloqueo escandinavo”, (b) “dorsal atlántica”. El intervalo de contorneo es de 15 m. (Cassou et al., 2005<sup>iii</sup>).





## Agosto

Tras la ola de calor el campo de anomalías medias de Z300 del 8 al 31 de agosto (Figura 5) muestra dos anomalías positivas, una correspondiente al alta de bloqueo europea desplazada hacia el Este respecto a la posición media de junio-julio, y otra zonal, centrada en 50° N, correspondiente a la dorsal atlántica; y dos anomalías negativas afectando a Europa, una correspondiente a una vaguada sobre el mar de Noruega, y otra a una baja aislada elipsoidal centrada en el norte de Argelia y Túnez. La disposición de las anomalías delata la existencia de un chorro zonal del oeste sobre el Atlántico con eje en 58° N, anómalamente intenso y desplazado hacia el polo respecto su posición normal.

El cambio de posición de la anomalía negativa próxima a la Península del Atlántico (periodo junio-julio) al Mediterráneo tuvo una trascendencia climática enorme, pues sometió a toda España (no macaronésica) a un flujo del Este, con lo cual quedó integrada al bloqueo de los oestes de Europa, con la consiguiente desaparición de la ventilación atlántica, y subida de las temperaturas por encima de lo normal. Por otra parte la presencia de la baja en el sudeste de la Península, resultante de descuelgues de DANA desde el norte a través de Francia, produjo anomalías positivas de precipitación en el Mediterráneo y anomalías negativas en la España septentrional.

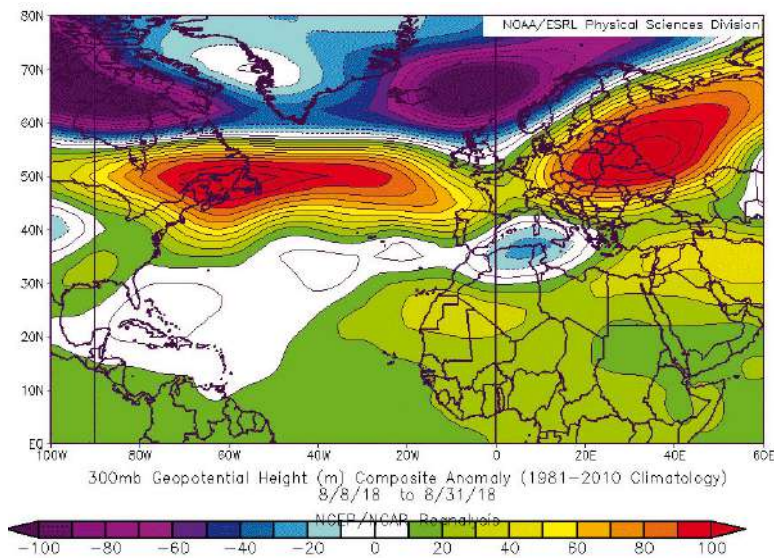


Figura 5. Anomalía media del geopotencial en 300 hPa del 8 de agosto al 31 de agosto

La circulación de agosto tiene gran parecido con el régimen de tiempo de verano para el sector Atlántico norte-Europa denominado “dorsal atlántica”, cuyo patrón en el nivel de 500 hPa se muestra en la Figura 4b, aunque sin duda modificada por el alta de bloqueo que persistía en el este de Europa, y que en conjunto mantenían la situación de bloqueo de los oestes en casi toda Europa y el Atlántico norte al sur de 50° N. Sus consecuencias se reflejaron en el predominio de las temperaturas cálidas en toda Europa y las anomalías

positivas de precipitación en el Mediterráneo, y en el mar de Noruega y mar del Norte.

## La génesis de la ola de calor del 1 al 7 de agosto

La ola de calor se puede seguir en la evolución de los campos medios diarios de geopotencial y sus anomalías. En la Figura 6 se muestran estos campos para los días 27 y 31 de julio y 2 de agosto, obtenidos de los reanálisis NCEP/NCAR.

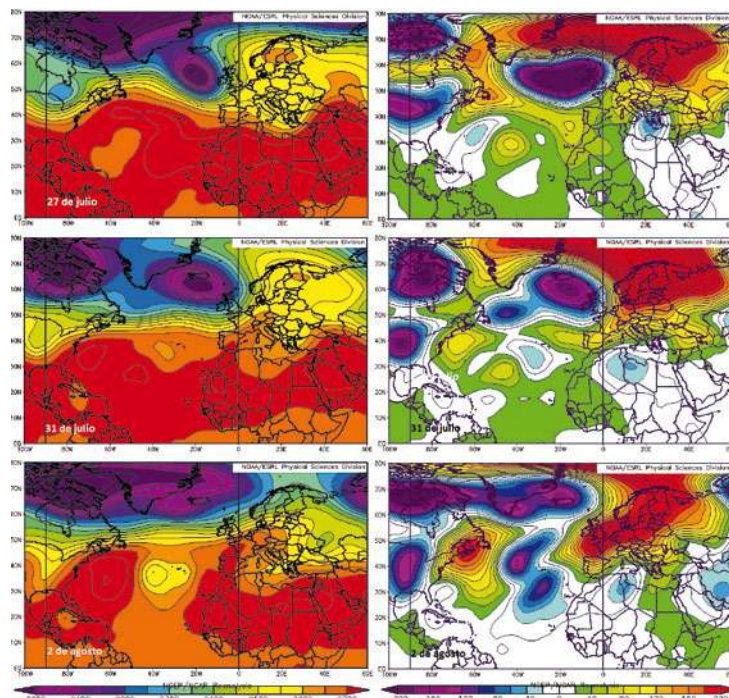


Figura 6. Campos medios del geopotencial (primera columna) y su anomalía (segunda columna) en 300 hPa, los días: 27 de julio (primera fila), 31 de julio (segunda fila) y 2 de agosto (tercera fila)

El episodio se inicia con la formación de una gran baja aislada de la circulación de oestes con centro en el sur de Islandia, que cambia la posición y dirección del chorro polar sobre el Atlántico, perdiendo su componente meridional hacia el polo, y desviándose hacia latitudes próximas a las de la Península. Este cambio hizo que la ruptura de las ondas de Rossby, que alimentaba las altas presiones escandinavas, se produjera a latitudes más bajas, afectando a la Península y al norte de África, lo que se puede observar en la creciente amplitud e inclinación en 300 hPa, tanto de la dorsal, que desde el Magreb se estira hasta Europa central, como de la vaguada, que desde el NE del mar Negro se extiende hasta el norte de Argelia (Figura 6). La consecuencia principal para la Península fue el desplazamiento de la anomalía de bajas presiones del Mediterráneo oriental hacia el oeste, que acabaría situada en promedio durante el resto del mes en el norte de África, al sur de Baleares y Cerdeña (Figura 6). Al mismo tiempo, en los primeros días de agosto, se intensificó una



baja (anomalía fría) al oeste de las islas Azores, lo que hizo que la deformación y ruptura de la onda sobre la Península finalizara ciclónicamente, de forma parecida al patrón de ruptura de onda de Rossby denominada P1<sup>iv</sup>, que ocurre en un ambiente de cizalladura ciclónica hacia el polo (Figura 7).

(d) Poleward - cyclonic shear (P1)

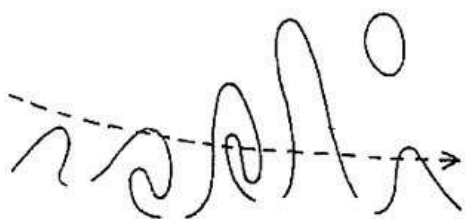


Figura 7. Esquema de una ruptura de onda de Rossby con cizalladura P1, ciclónica hacia el polo, mostrando la deformación de un contorno de  $\theta$  representativo de la tropopausa dinámica durante la ruptura. Fuente: Tyrlis y Hoskins 2007

### Ciclogénesis en el Sahara

La ciclogénesis que formó la baja BS en 850 hPa (Figura 1), que acompañó a la ola de calor, se debió al estiramiento vertical en zonas de convergencia de la masa de aire sahariana en niveles bajos que, durante las noches de la estación cálida, adquiere una vorticidad potencial con valores propios de la baja estratosfera ( $PV > 2$ ). Esta vorticidad potencial se genera en la vaguada térmica sahariana con la aparición de la inversión nocturna. La Figura 8 ilustra la progresión de la ciclogénesis mientras se contrae la zona de alta temperatura potencial del termómetro húmedo (también la temperatura potencial; no mostrada) en 850 hPa, así como la zona de alta PV sobre la superficie isentrópica

de 315 K, que en verano desciende a niveles muy bajos sobre el Sahara (Figura 9). La contracción se debe a la convergencia de vientos estos originariamente frescos procedentes del Mediterráneo, e inducidos por la anomalía negativa de geopotencial sobre el norte de África, y los oestes procedentes del Atlántico. El estiramiento vertical resultante de la columna atmosférica daría lugar al crecimiento de vorticidad ciclónica en niveles bajos, desencadenando un proceso de auto-realimentación que formaría la baja ciclónica. El fuerte chorro en niveles bajos de componente sur (Figura 1) que se desarrolla en la ciclogénesis empuja la baja hacia latitudes más altas. Es interesante observar cómo las zonas fronteras de masas de aire en el Sahara quedan marcadas por líneas de vorticidad potencial durante la noche.

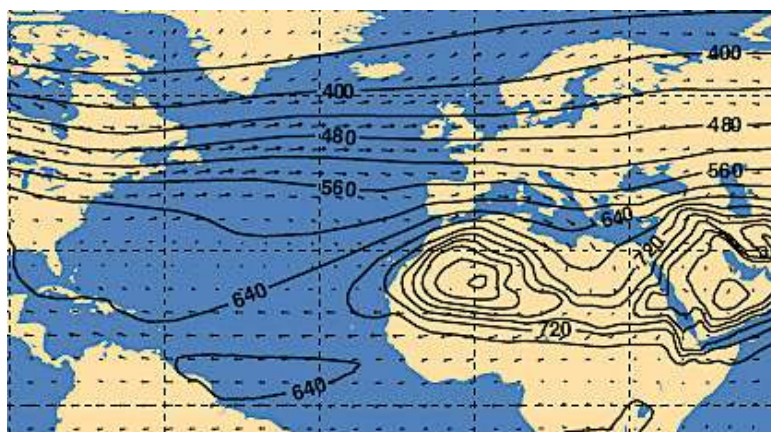


Figura 9. Viento y presión (hPa) medios en la superficie isentrópica de 315 K en junio-agosto. Fuente: ERA-40 Atlas <sup>v</sup>

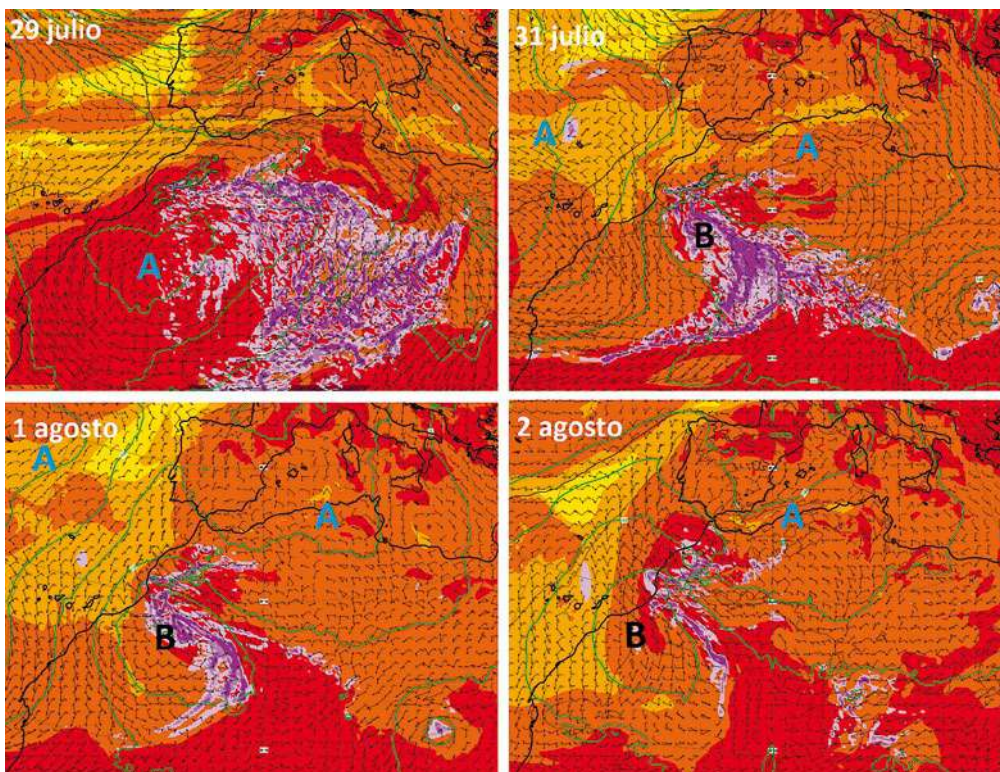


Figura 8. Campos de niveles medios y bajos para las 00 UTC de los días 29 y 31 de agosto y 1 y 2 de agosto de los análisis del modelo determinista IFS del ECMWF. Los campos son los mismos de la Figura 1, salvo que los colores cálidos representan la temperatura potencial del termómetro húmedo en 850 hPa

<sup>i</sup> “La ola de calor del verano” El Observador Julio-Agosto 2018; Año XX, N.º 118 (AEMET)

<sup>ii</sup> Sánchez-Laulhé J., 2018: El bloqueo escandinavo de abril y mayo de 2018. Tiempo y Clima. N.º 61.

<sup>iii</sup> Cassou, C., L. Terray, and A.S. Phillips, 2005: Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. J. Climate, 18, 2805–2811, <https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1>

<sup>iv</sup> Tyrlis, E. and B.J. Hoskins, 2008: The Morphology of Northern Hemisphere Blocking. J. Atmos. Sci., 65, 1653–1665, <https://doi.org/10.1175/2007JAS2338.1>

<sup>v</sup> Källberg, P., P. Berrisford, B. Hoskins, A. Simmons, S. Uppala, S. Lamy-Thépaut, and R. Hine, 2005: ERA-40 Atlas. ECMWF Re-Analysis Project Rep. 19, 191 pp. [http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40\\_Atlas/docs/index.html](http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/docs/index.html)