

El Calentamiento repentino estratosférico de enero de 2021 y la transformación extratropical de Filomena

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ Y ALEJANDRO ROA

El objetivo de este artículo es describir la evolución sinóptica y a gran escala en el sector Atlántico Norte-Europa (ANE) que causó la gran nevada que afectó a amplias zonas de la península ibérica, y en particular a Madrid, los días 8 y 9 de enero, cuyos actores principales fueron una irrupción marina de aire frío (*marine cold air outbreak*; MCAO¹; ver cuadro 1), extraordinaria en extensión y duración, y la borrasca Filomena. También se trata de establecer su relación con el gran calentamiento repentino de la estratosfera (CRE) que se había producido previamente, dado que el tiempo extremo invernal en las latitudes medias ha sido relacionado en muchos casos con los CRE.

Las irrupciones frías sobre el Atlántico Norte

Nos apoyaremos principalmente en las guías de diagnóstico del Sistema Nacional de Predicción de Aemet, que se muestran para las 12 UTC de los días 4 a 8 enero en la figura 1. En la columna de la izquierda se destacan las características de la circulación en niveles medios-altos sobre la imagen de vapor de agua 6.2 μm de Meteosat: corrientes en chorros (flechas azules), dorsales (líneas en zigzag, rojas), vaguadas (líneas a trazos rojas), centros de circulación ciclónicas (círculos con aspa, rojos), zonas de deformación (líneas con trazos y cruces, negras); y en la columna de derecha las características de la circulación en niveles bajos a través del campo de presión a nivel del mar y los frentes sobre la imagen infrarroja 10.8 μm de Meteosat.

El régimen de tiempo en el sector ANE durante la última semana de diciembre de 2020 y los primeros días de enero de 2021 fue de Dorsal Atlántica, con presiones a nivel del mar anómalamente altas sobre el sudeste de Groenlandia y bajas sobre Europa (figura 3a). El flujo persistente de componente norte mantuvo una zona con temperaturas anómalamente frías en niveles bajos que se extendía desde el sudoeste de Europa hasta las Azores.

El 4 de enero la anomalía de presión se había desplazado hacia el este, hacia posiciones de régimen de Bloqueo Europeo, estando el centro de las altas presiones sobre el norte de Gran Bretaña, causando un flujo del nordeste procedente de Europa septentrional que daba lugar a las características células convectivas de una descarga de aire frío sobre el Atlántico oriental en el oeste de Francia y noroeste y norte de la Península (figura 1b).

El día 5 (figura 1 c-d) el anticiclón de bloqueo y la irrupción fría se estiran hacia el sudoeste sobre el Atlántico Norte.

Desde Escandinavia, la descarga fría se abrió en abanico alcanzando desde la zona seca (oscura) en la imagen de vapor de agua, que se observa al norte de las Azores y que se enrolla en el anticiclón, hasta el sur del Mediterráneo occidental, incluyendo la península ibérica. La zona seca indica aire seco en capas medias y bajas de la troposfera que suele acumularse en la parte más meridional de las vaguadas de gran escala durante su amplificación. Se produce por los descensos de aire desde las proximidades de la tropopausa hasta los niveles inferiores de la troposfera, en las proximidades del chorro polar trasero de la vaguada, y tiene una vorticidad potencial alta, propia de su origen.

El día 6 (figura 1 e-f) se produjo una nueva irrupción de una masa de aire muy fría que desde Groenlandia se extendía hacia el sudeste sobre el Atlántico Norte subpolar, al sur de Islandia, ligada a una borrasca que sobre el mar de Noruega se desplazaba hacia Escandinavia. Esta irrupción fría ártica tenía como eje el chorro del NO situado sobre Groenlandia, y estaba limitada al este a las 12 UTC por el frente frío que la separaba de la masa de aire menos fría de la primera descarga atlántica. El anticiclón de bloqueo se desplazó aún más hacia el oeste y con él el eje de la descarga fría atlántica y la zona seca en niveles medios-bajos. La gran vaguada europea se extendió desde Europa oriental hasta las Azores y el chorro polar de oeste entre la masa de aire polar de la masa tropical se intensificó sobre la Península.

El día 7 (figura 1 g-h) la descarga fría procedente de Groenlandia se había extendido hacia el sur por el flanco este del anticiclón atlántico y se había fundido en niveles bajos con la descarga preexistente aumentando su escala. El chorro descendente de componente norte, que se extendía desde el oeste de las islas Británicas hasta las Azores, amplificó la vaguada Europa-Azores y la extendió hacia el sur desplazando la zona seca hacia los subtrópicos tras la borrasca Filomena. El

¹ Fletcher, J., Mason, S., and Jakob, C.: The climatology, meteorology, and boundary layer structure of marine cold air outbreaks in both hemispheres, *J. Climate*, 29, 1999–2014, 2016.

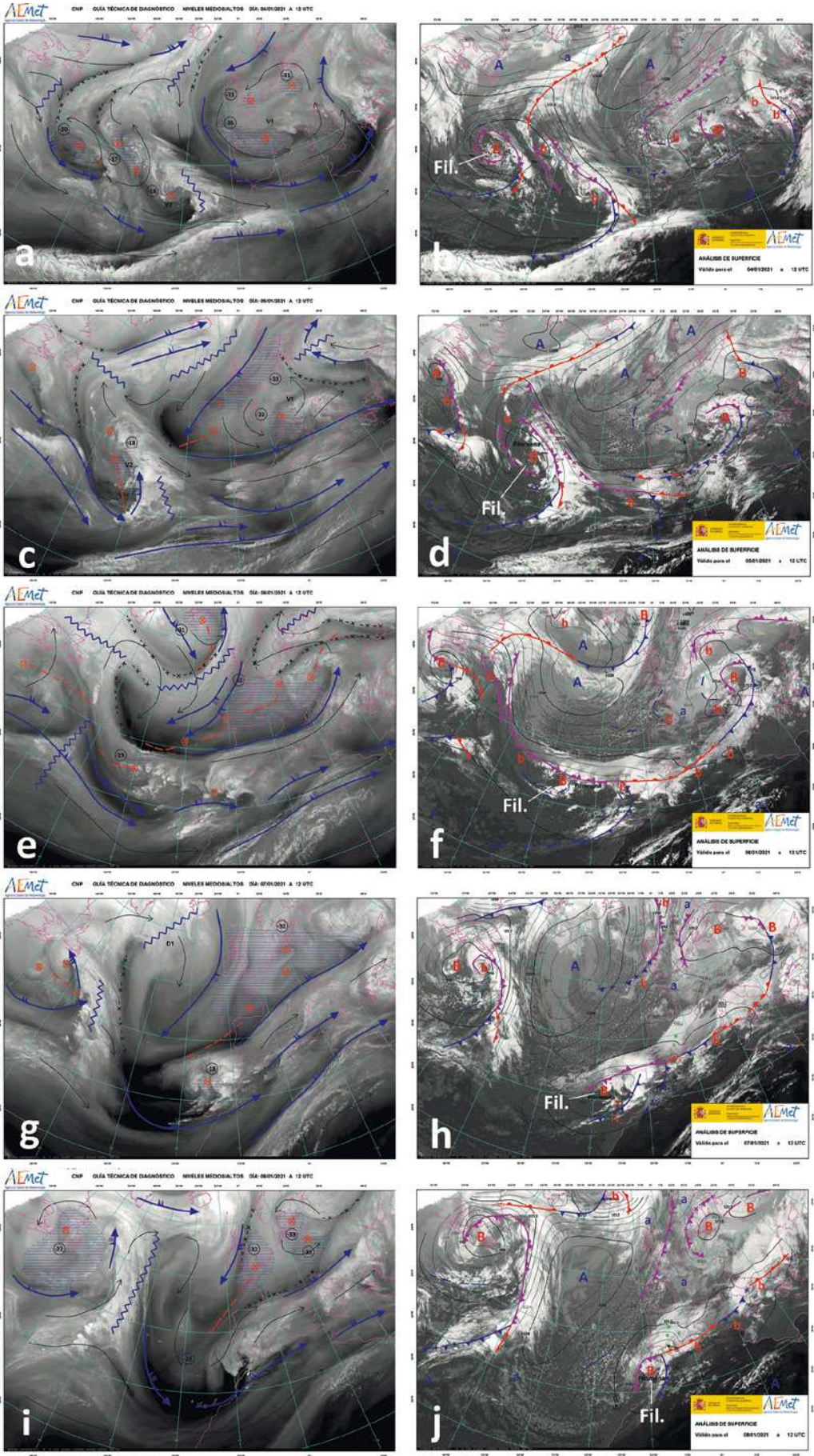


Figura 1. Guías de Diagnóstico del Sistema Nacional de Predicción de Aemet de las 12 UTC de los días 4 a 8 enero. Izquierda: características de la circulación en niveles medios-altos sobre la imagen de vapor de agua 6.2 μm de Meteosat: corriente en chorros (flechas azules), dorsales (líneas en zigzag, rojas), vaguadas (líneas a trazos rojas), centros de circulación ciclónicas (círculos con aspa, rojos), zonas de deformación (líneas con trazos y cruces, negras); y en la columna de derecha las características del campo de presión a nivel del mar y los frentes sobre la imagen infrarroja 10.8 μm de Meteosat

CUADRO 1.
Las irrupciones marinas de aire frío (marine cold air outbreak; MCAO)

Las MCAO intensas ocupan el sector frío de las borrascas de latitudes medias, que aparecen generalmente en su fase de crecimiento. Ocurren en los dos hemisferios pero son particularmente importantes en invierno en las áreas de los océanos Atlántico Norte y Ártico desprovistas de hielo marino, y están relacionadas con vientos en superficie extremos, desarrollo de bajas polares (también conocidos como huracanes árticos), y con intensos intercambios de calor océano-atmósfera que juegan un papel importante en la formación de agua profunda y, por tanto, en intensificar la AMOC (*Atlantic meridional overturning circulation*). En bastantes casos las MCAO en el hemisferio norte en invierno han sido relacionadas con los calentamientos repentinos de la estratosfera (CRE)², que tienden a ser seguidos por irrupciones de aire extremadamente frío en las latitudes medias.



chorro de la parte delantera de la vaguada se volvió más del sudoeste y se siguió intensificando generando un tren de ondulaciones nubosas corriente abajo de Filomena. Se observa una nube de hoja baroclina sobre la Península, que es la fase frontogénica inicial del desarrollo de una borrasca de latitudes medias, posiblemente debida a una amplificación local de la baroclinicidad relacionada con la gran altitud de la Meseta Central (ver el gradiente de temperaturas en 925 hPa entre el norte de la Península y el norte de África en la figura 3 c).

El día 8, en el que la borrasca Filomena alcanzó la Península intensificándose mientras se aumentaba el gradiente de temperatura norte-sur en niveles bajos. El eje de la vaguada tomó una orientación NE-SO, alcanzando la descarga fría latitudes más bajas que las de las Canarias. El anticiclón atlántico pivotó otra vez hacia el este mientras la gran borrasca en el noroeste de atlántico se expandía hacia el oeste.

El calentamiento repentino estratosférico y la irrupción fría en el Atlántico

Un gran calentamiento repentino estratosférico (CRE; ver recuadro 2) tuvo lugar a finales de diciembre y principios de enero. La circulación estratosférica del oeste del hemisferio norte, que alcanzó los 40 m/s en promedio zonal en diciembre, desapareció en cuestión de días reemplazada por vientos débiles del este (figura 2), lo que constituye un evento de gran CRE. Esto fue acompañado de un calentamiento en los polos de unos 55 °C a 10 hPa.

Alrededor de dos tercios de los eventos de CRE tienen un impacto descendente evidente (ver recuadro 2, información al respecto extraída de Baldwin et al., 2021). Este impacto se manifiesta en la aparición de una fase negativa persistente de la Oscilación Ártica (AO) o de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) en la troposfera. Muy ligado con las fases negativas de estas oscilaciones está el aumento de la presión sobre el cas-

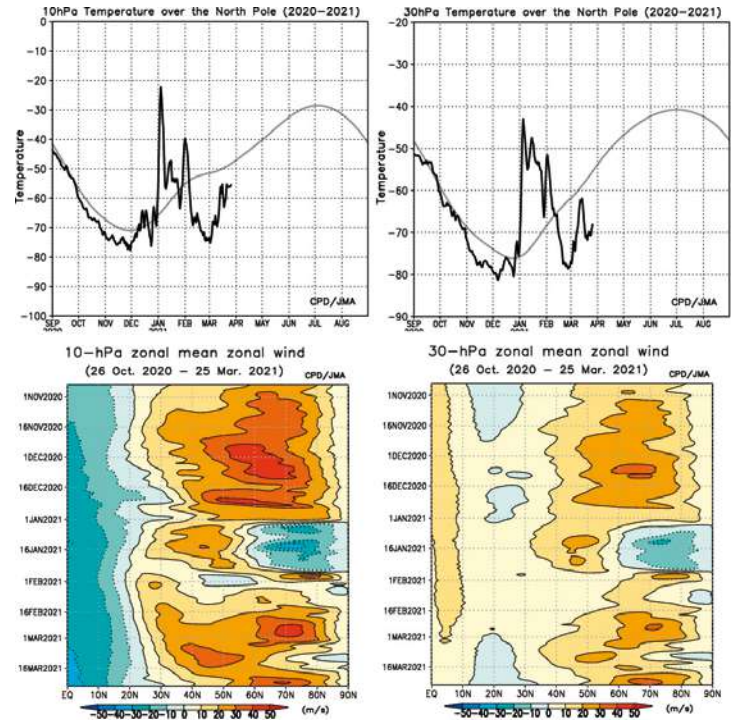


Figura 2. Temperatura sobre el polo a 10 hPa y 30 hPa (arriba, izquierda y derecha respectivamente); velocidad media zonal del viento a 10 hPa y 30 hPa (abajo, izquierda y derecha respectivamente) del 26 de octubre de 2020 al 25 de marzo de 2021. Fuente: CPD/JMA

quete polar. La subida de presión suele ser más acusada en la superficie polar debido a que tras el calentamiento el flujo en las capas próximas a la superficie tiende a acudir hacia el polo.

En este caso tras el CRE se produjo un aumento de presión en superficie sobre Groenlandia los días 6 y 7 (figuras 1 f, g) que acabó causando la irrupción fría ártica que se muestra como anomalía de la temperatura del aire en 925 hPa (azul) en la figura 3c atravesando Islandia. En la figura 4 arriba, en la que está representada la anomalía de la altura de geopotencial normalizada para la estratosfera y la troposfera, las líneas a trazos indican los impactos descendentes del CRE. Hay un impacto inmediato en los días de las nevadas en la Península, y dos impactos descendentes posteriores con amplificación en

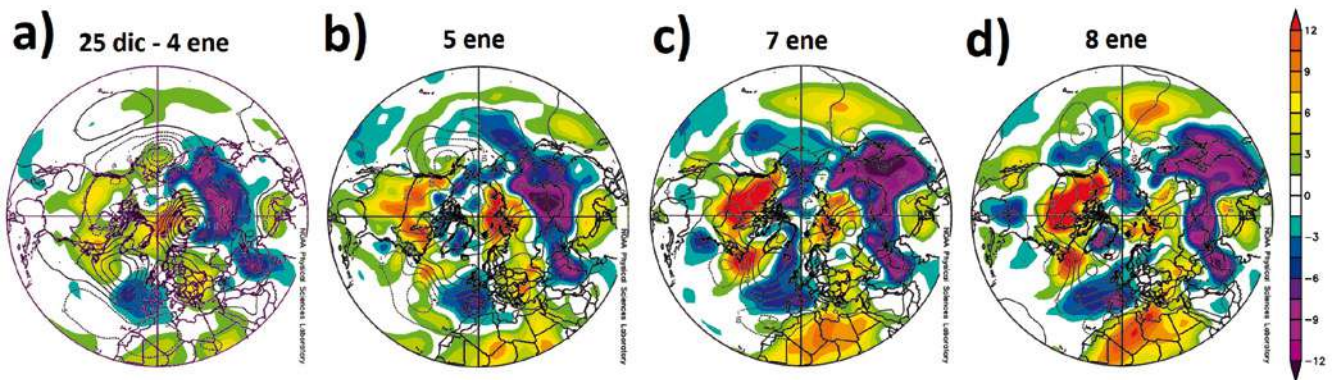


Figura 3. Anomalía de la presión a nivel del mar (líneas de contornos) y anomalía de la temperatura en 925 hPa, a) 25 de diciembre a 4 de enero; b) 5 de enero; c) 7 de enero; d) 8 de enero. (Intervalo entre contornos 10 hPa salvo para (a) que es 5 hPa). Fuente: NOAA

² Baldwin, M. P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., et al. (2021). Sudden stratospheric warmings. *Reviews of Geophysics*, 59, e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>

³ Domeisen, D. I. V., Grams, C. M., and Papritz, L.: The role of North Atlantic-European weather regimes in the surface impact of sudden stratospheric warming events, *Weather Clim. Dynam.*, 1, 373-388, <https://doi.org/10.5194/wcd-1-373-2020>, 2020.

CUADRO 2. Notas sobre los Calentamientos Repentinos de la Estratosfera

Durante el invierno, en la estratosfera polar existe normalmente una circulación ciclónica de aire frío, con vientos muy intensos a latitudes medias y altas, denominada vórtice polar estratosférico (VPE), que se forma primariamente por enfriamiento radiativo debido a la disminución de la absorción de la radiación ultravioleta por el ozono en latitudes altas, por la menor insolación con la latitud en esta época del año.

Con relativa frecuencia el VPE se debilita rápidamente perturbado por ondas planetarias; evento denominado calentamiento repentino de la estratosfera (CRE). Aproximadamente cada dos años se produce un CRE calificado como mayor o principal: el VPE se perturba por ondas de Rossby planetarias casi estacionarias con número de onda zonal 1 o 2, de tal manera que los vientos del oeste reemplazan a los del este en las proximidades de 10 hPa y 60° N, mientras las temperaturas se elevan sobre el polo varias decenas de grados.

Durante un CRE las ondas de Rossby transportan momento del este desde la troposfera al flujo medio de la estratosfera debido a su velocidad de fase del este. La fuerza resultante hacia el este no solo desacelera el vórtice, sino que también causa un flujo de aire hacia los polos. Cuando la velocidad del viento de oeste disminuye, y por tanto la fuerza de Corio-

lis hacia el ecuador, para mantener el balance geostrófico se produce un desplazamiento de masa de la periferia al centro del VPE y, como consecuencia, el aire se ve forzado a descender adiabáticamente sobre el casquete polar. Este descenso explica el espectacular calentamiento de la estratosfera polar.

Con relación a caracterizar el forzamiento ondulatorio que impulsa el CRE una serie de estudios indican que un solo evento precursor probablemente no causará una desaceleración suficiente del VPE, sino que sería preciso un forzamiento acumulado ondulatorio durante 40-60 días lo que necesita ser anormalmente fuerte para causar una desaceleración suficiente para revertir el flujo medio zonal alrededor del casquete polar. Otros indican la necesidad de un forzamiento sostenido de al menos 10 días, pero no necesariamente anormalmente fuerte, para forzar los CRE.

Aunque las ondas de escala planetaria pueden generarse espontáneamente por inestabilidad baroclínica o mediante una cascada hacia ondas de mayor escala de ondas de escala sinóptica, principalmente son forzadas por características de escala planetaria en la superficie: topografía y contraste tierra-mar. La relativa simetría zonal del hemisferio austral explica por qué los CRE son casi exclusivamente un fenómeno hemisférico.

Alrededor de dos tercios de los eventos de los CRE se caracterizan por tener un evidente impacto descendente. Este impacto se manifiesta en la aparición de una fase negativa persistente de la Oscilación Ártica (AO) o de la Oscilación del Atlántico Norte NAO en la troposfera inferior y / o la estratosfera inferior. No obstante, la estratosfera es uno de los diversos factores que influyen en el OA o en la NAO, y la mayor parte de la variabilidad de estas oscilaciones se genera dentro de la troposfera. La influencia estratosférica se vuelve clara, solo estadísticamente, en regresiones o en combinaciones de muchos eventos CRE. Muy ligado con las fases negativas de estas oscilaciones es el aumento de la presión sobre el casquete polar. La subida tiende a ser más acusada en la superficie polar debido a que tras el calentamiento el flujo en las capas próximas a la superficie tiende a acudir hacia el polo. En promedio, durante los 60 días tras un CRE, la anomalía de la presión polar en superficie es de 2.1 hPa, por solo 0.74 hPa cerca de la tropopausa. Esto se denomina "amplificación de superficie" de la señal estratosférica. Igualmente, la amplificación en superficie de la señal de presión polar no es evidente en todos los CRE, pero aparece claro cuando se promedia sobre muchos eventos.

Esta información está extraída de Baldwin et al. 2021²

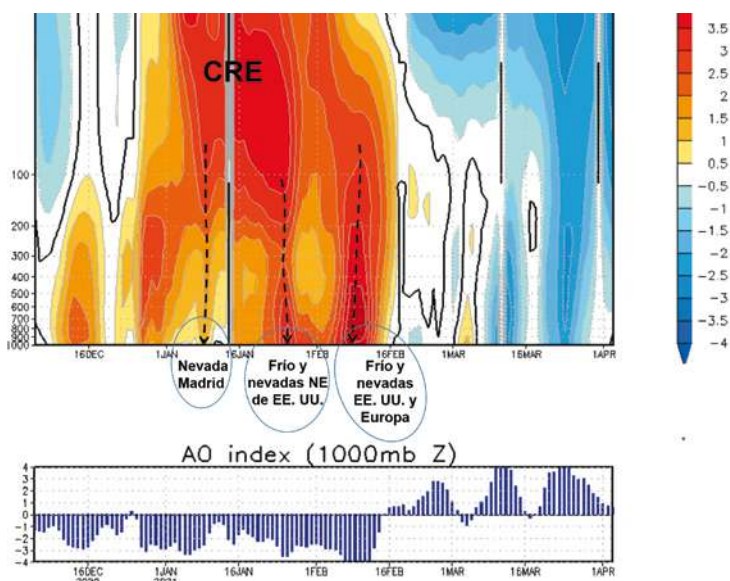


Figura 4. Arriba: anomalías diarias de altura geopotencial normalizadas por sus desviaciones estándar para cada nivel en el período 1979-2000, promediadas sobre el casquete polar; hacia el polo de 65° N. Los colores azul (rojo) representan un vórtice polar fuerte (débil). Las líneas negras continuas muestran las anomalías cero. Abajo: índice AO a 1000 hPa.

Fuente: CPC-NOAA

superficie ligados a nevadas y olas de frío en EE. UU. y Europa. Un factor que afecta la aparición de un impacto descendente inmediato es el índice AO troposférico existente en el momento del CRE. Según Domeisen et al. (2020)³, si la AO en superficie ya es negativa durante el calentamiento habrá un acoplamiento vertical con la AO estratosférica negativa inmediato pero de corta duración. Por el contrario, si la AO troposférica es fuertemente positiva antes del CRE, el acoplamiento vertical es menos probable, al menos en el inicio del CRE. Lo mismo ocurre con la NAO: si hay una NAO negativa en el momento del CRE, el acoplamiento descendente es instantáneo pero de corta duración, mientras que en los demás casos, con frecuencia la NAO negativa aparece después del evento CRE. En este caso, la AO era negativa en este caso antes del CRE (figura 4 abajo), por tanto cabría esperar un acoplamiento inicial breve.

La transición de Filomena

La borrasca Filomena se generó en el este de Norteamérica el 2 de enero. El día 3 de enero se adentró en el océano Atlántico desde Nueva Escocia (Canadá), desplazándose en dirección sudeste mientras perdía parte de su estructura de borrasca extratropical típica y se debilitaba, adquiriendo características de borrasca subtropical. El día 5 se situó en las proximidades de las islas



Azores y recibió nombre por parte de AEMET, dados los avisos de fenómenos meteorológicos adversos emitidos para los siguientes días, primero en Canarias los días 6 y 7, y luego en la Península, a partir del día 7. Durante las 48 horas siguientes Filomena se desplazó rápidamente en dirección sureste, sobre la masa de aire tropical en la periferia cálida de la gran descarga fría del Atlántico⁴. El día 6, la irrupción fría ártica forzó a expandirse el área de anomalía fría en niveles bajos más hacia el oeste. Filomena se situó al este de la zona seca iniciando una nueva transición hacia borrasca extratropical en la que fue adquiriendo características con cierto parecido a las presentadas por un ciclón tropical que sufre una transformación extratropical cuando se dirige

tera de la vaguada, zona de ascensos que estiraría verticalmente la columna de aire de alta vorticidad potencial (zona seca), que indica el relevo del mecanismo tropical por el baroclino en la generación de la circulación de la borrasca. Con la aproximación de la borrasca al norte de África y su desplazamiento meridional hacia la Península, aumentaría también la advección cálida en su parte delantera, y se aceleraría la transición a borrasca extratropical al mismo tiempo que se intensificaba (ciclogénesis). El día 8 la borrasca alcanzaba la masa fría en niveles bajos (figura 3d) al mismo tiempo que su ciclogénesis implicaba al aire cálido sobre el continente africano causando una intensa advección cálida sobre la Península. El resultado fue la formación de auténticos frentes, especialmente un frente cálido muy activo, en el momento de pasar a la Península (figura 1h) culminando su transformación a borrasca (ciclón) extratropical.

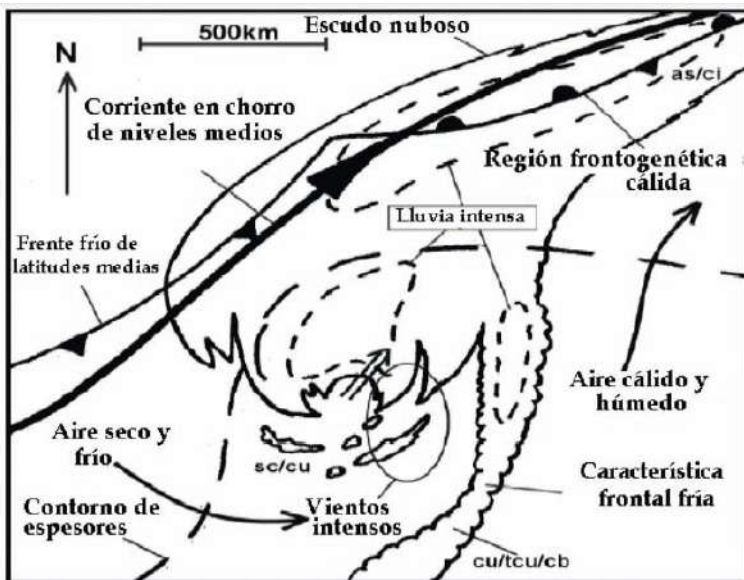


Figura 5. Esquema de interacción vaguada/ciclón tropical durante una transición TE. Adaptado de Fogarty et al. (2002)⁵. Cu, Cb, Sc, Ci y As están asociados a nubes de cúmulos, cumulonimbos, estratocúmulos, cirros y altoestratos, respectivamente.

hacia el polo e interacciona con una vaguada de latitudes medias (figura 5). La circulación de Filomena afectó a la masa de aire de alta vorticidad potencial enrollando el extremo meridional de la vaguada, un poco al sur de las Azores. La convección se agrupó en dos líneas, una dispuesta zonalmente y próxima al centro de la borrasca y sobre el frente estacionario que separaba las masas de aire tropical y polar, y la otra perpendicular a la primera en el flanco de avance de la borrasca y delante de la intrusión seca, a modo de pseudofrentes cálido y frío respectivamente; la advección cálida parece tener escaso papel viendo la escasa nubosidad alta (figura 1f). El día 7 había disminuido la convección en las proximidades del centro de la borrasca, quizá debido a su discurrir por aguas más frías, mientras se había desarrollado una nube principal en coma, probablemente por el aumento de la vorticidad ciclónica por la recolocación de Filomena en la parte delan-

guiente fuerte gradiente de temperaturas norte-sur. La altitud de la Meseta fortalecía dicho gradiente de temperatura.

La evolución de la vaguada, creciendo en amplitud y adquiriendo su eje una dirección progresivamente más meridional, hizo que la borrasca se situara el día 7 en la zona delantera de la vaguada donde predominan los movimientos ascendentes a gran escala. El estiramiento vertical del aire de gran vorticidad potencial, ya integrado en el centro de Filomena, hizo que la borrasca se hubiera intensificado el día 8. Por otra parte en los vientos de componente sur en altura desplazaron la borrasca hacia la particularmente intensa zona baroclina de la Península, envolviendo en su circulación el aire frío polar y el aire cálido sobre África, desarrollando los frentes fríos y cálidos propios de una borrasca extratropical. Especialmente intenso fue el frente cálido que originó las intensas nevadas.

Conclusiones

El CRE de principios de enero habría tenido un papel, probablemente determinante, en las históricas nevadas de los días 8 y 9 en la península ibérica. El CRE habría tenido un acoplamiento inmediato y breve entre estratosfera y las capas bajas de la troposfera en el casquete polar ártico, generando un aumento de la presión a nivel del mar en la zona de Groenlandia el día 6 y generando una irrupción marina de aire frío que reforzó la anomalía fría ya existente en el Atlántico Norte oriental. La irrupción fría ártica profundizó la vaguada de latitudes medias de niveles medios y altos de la troposfera, que se extendía desde Europa hasta las Azores, inyectando aire de alta vorticidad potencial en la parte posterior de la borrasca Filomena. Por otra parte la irrupción fría aumentó la intensidad del chorro polar delantero de la vaguada que atravesaba la Península de oeste a este generando el consi-

⁴ Más información: Informe sobre el episodio meteorológico de fuertes nevadas y precipitaciones ocasionadas por borrasca Filomena y posterior ola de frío. AEMET (2021). http://www.aemet.es/documentos/es/conocerlas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/estudios/Informe_episodio_filomena.pdf

⁵ Fogarty, C. T., Abraham, J., W. Strapp, 2002: Extratropical transition of Hurricanes Michael and Karen: Storm reconnaissance with the Canadian Convair 580 aircraft. Preprints, 25th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, 29 April - 3 May 2002, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., 497-498.