

Un invierno sin Amplificación Ártica

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ-LAULHÉ

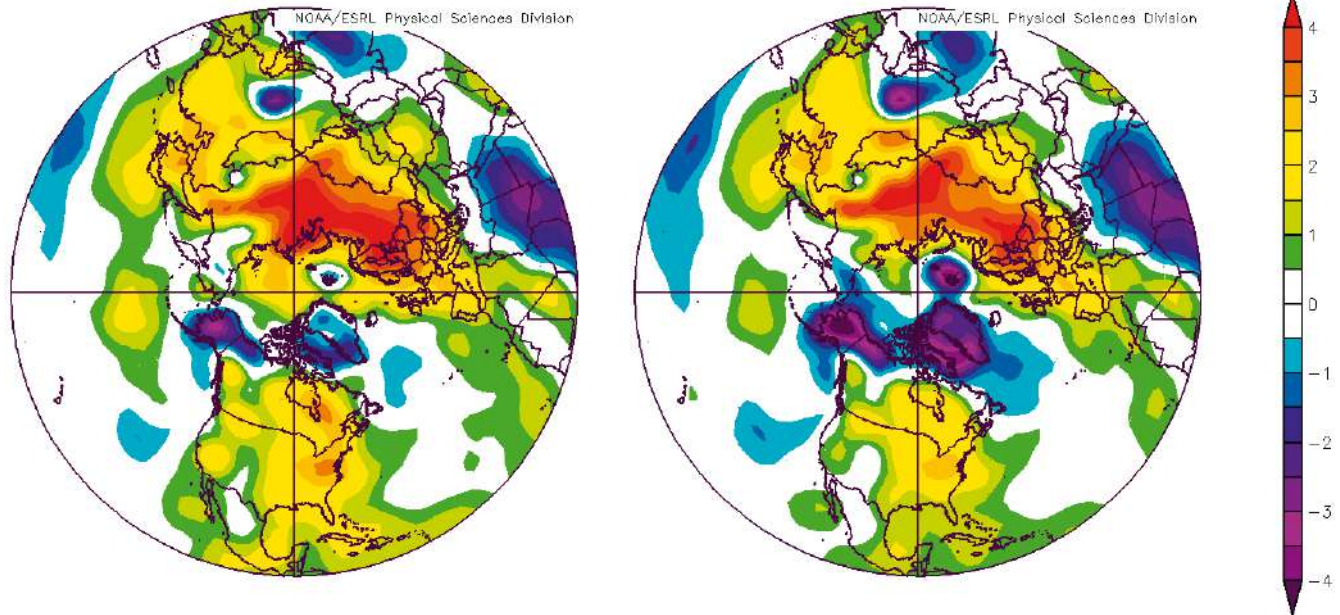


Figura 1. Promedio en el invierno 2019-20 de la temperatura en 925 hPa; izquierda, respecto a la media del periodo 1981-2010; derecha, respecto a 2001-2019. Fuente: NOAA

El invierno (dic-feb) 2019-20

En la figura 1 (izquierda) se muestran las anomalías de la temperatura media del aire en 925 hPa (entre 600 y 700 m de altitud) en el pasado invierno en el HN, respecto al periodo de referencia (1981-2010). En casi todos los continentes las temperaturas estuvieron por encima de la media, con anomalías mayores de +4 °C en buena parte del norte de Eura-

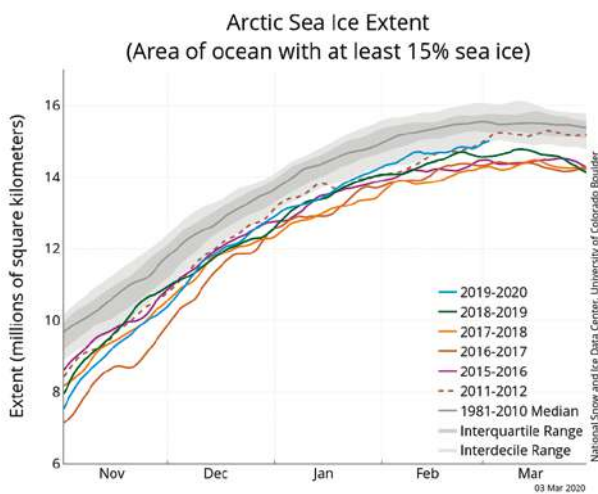


Figura 2. Extensión del hielo marino ártico 2019-2020 hasta el 3 de marzo de 2020, en azul, junto a los datos de extensión del hielo de los cuatro años anteriores. La mediana de 1981 a 2010 está en gris oscuro. Las áreas en gris alrededor de la mediana muestran los rangos intercuartil e interdecil de los datos. Fuente: NSIDC

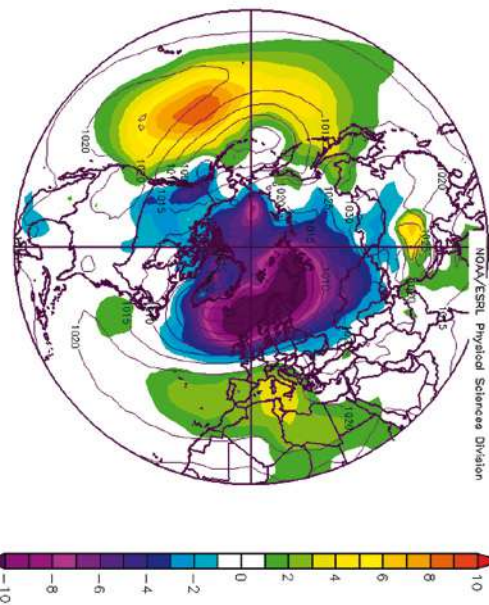
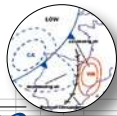


Figura 3. Promedio para el invierno 2019-2020 de la presión a nivel del mar (líneas) y sus anomalías (color) en hPa. Fuente: NOAA

sia. Sobre el océano Ártico, en la parte euroasiática y en el mismo Polo Norte las anomalías fueron mayores de +1.5 °C, con un máximo en la proximidades de la península de Taimyr. Por el contrario sobre las islas Svalbard, el archipiélago canadiense, Groenlandia y noroeste de América del Norte las anomalías fueron negativas. Fue con mucho el invierno más cálido en Europa desde al menos 1980, con una temperatu-



ra media del aire en superficie que fue 1.4°C más alta que la del anterior récord en 2015-16.

Con respecto al siglo XXI las temperaturas en niveles bajos fueron frías en casi toda la cuenca del océano Ártico (figura 1-derecha): un invierno sin Amplificación Ártica¹. El hielo marino ártico tuvo una extensión bastante inferior a la media del periodo de referencia 1981-2010 (figura 2), aunque fue mayor que la de los últimos años. La máxima extensión en 2020 se alcanzó el 5 de marzo y fue la décimoprimer en cuanto a menor extensión en la lista de 42 años de registro satelital del hielo marino.

La circulación atmosférica

Las presiones medias a nivel del mar en invierno (figura 3) estuvieron por debajo del promedio 1981-2010 en toda la cuenca Ártica, con un área de bajas presiones que se extendía desde el norte del océano Atlántico hasta el mar de Kara, con anomalías negativas de -10 hPa desde Islandia al mar de Kara. En las latitudes media predominaron las ano-

malías positivas de presión centradas en la latitud 40° N, una de ellas, máximo de +8 hPa, sobre el océano Pacífico y otra, con máximo de +3 hPa sobre el Mediterráneo occidental, que engloba a la península ibérica. Esta distribución de presiones está asociada a la fase positiva de la Oscilación Ártica (AO), que como vemos en la figura 5 se mantuvo en la fase positiva casi todo el invierno.

El patrón de la altura media del geopotencial en 300 hPa (Z300) y sus anomalías en el sector Atlántico Norte - Europa (ANE) (figura 4, arriba) fue similar al de la presión a nivel del mar, con un área de anomalías negativas, de entre -110 y -130 m, en las proximidades de Islandia, y otro área de anomalías positivas, de entre +90 y +140 m, con centro en el Mediterráneo occidental, que abarca la península ibérica y se estiraba hasta las islas Azores. La falta de conexión entre las anomalías negativas de latitudes altas y el Mediterráneo occidental viene a indicar que los descuelgues de danas, que dieron el máximo de precipitación en el este de la Península (figura 6), fueron poco numerosos pero con precipitaciones intensas. En la figura 4 (abajo) se muestra la velocidad del viento climatológica en 300 hPa en invierno (1981-2010; líneas en negro) y sus anomalías invierno (coloreadas). Se observa sobre el Atlántico que, en relación con la climatología, la corriente en chorro polar estuvo desplazada hacia latitudes más bajas, fue más fuerte de lo normal y muy poco ondulada, con la mayor anomalía en la velocidad del viento localizada en el este del Atlántico próximo a las islas Británicas. También se advierte un desplazamiento hacia el ecuador del chorro subtropical y una intensificación en las proximidades de América del Sur a unos 10° N.

El patrón de anomalías Z300 tiene gran parecido al del régimen de tiempo NAO+ (casi equivalente a la fase positiva de la Oscilación del Atlántico Norte). La AO se corresponde bastante con la NAO en el sector ANE. Aunque, mientras la AO es una oscilación hemisférica y refleja las diferencias de presión o de geopotenciales entre el Ártico y el Mediterráneo, la oscilación NAO es regional. El índice AO alcanzó valores positivos altos (superiores a +2) en la primera quincena de diciembre, primera mitad del mes de enero y mayor parte de febrero, y valores muy altos, de 4 a 6, en buena parte de febrero (figura 5). El régimen NAO+ intensifica los vientos del oeste en el Atlántico y sitúa la corriente en chorro polar en una posición latitudinal intermedia, más baja que en el régimen de Dorsal Atlántica y más alta que en el régimen NAO-, favoreciendo temperaturas más altas de lo normal en Europa central y del norte, y en el norte del Mediterráneo, y temperaturas más frías en el sur del Mediterráneo. La NAO no juega un papel relevante en la variabilidad de la temperatura en el Mediterráneo occidental (Trigo et al. 2006²). En cuanto a precipitaciones, la NAO+ está asociada a condiciones húmedas en el norte de Europa y secas en la península

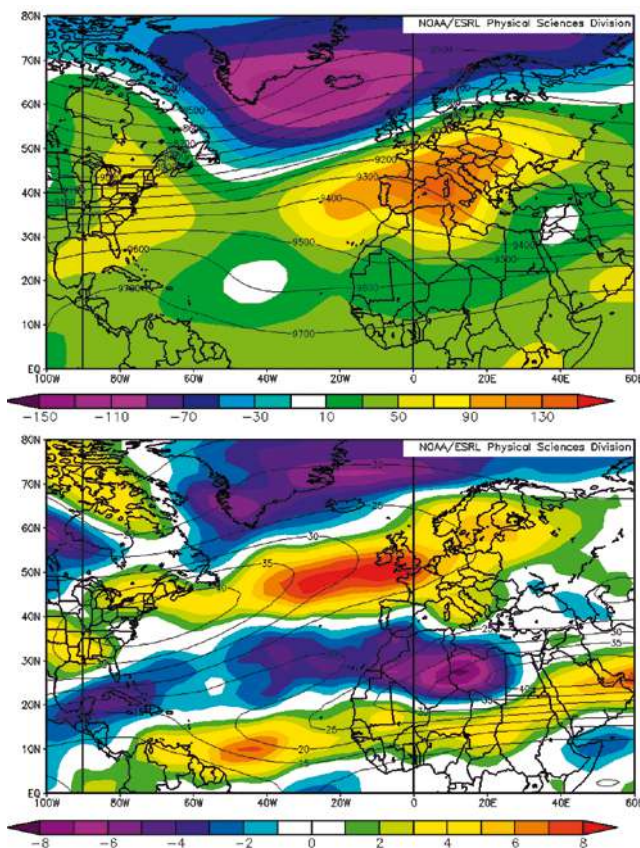


Figura 4. Mapas promedio para el invierno 2019-2020 de: (arriba) la altura del geopotencial en 300 hPa (líneas) y sus anomalías (color) en m; (abajo) velocidad del viento en 300 hPa (líneas) y sus anomalías (color) en m/s.

Fuente: NOAA

¹ La región del Ártico se ha calentado más del doble de rápido que el promedio mundial, un fenómeno conocido como Amplificación Ártica. El rápido calentamiento del Ártico ha contribuido a la fusión rápida del hielo marino del Ártico y la capa de nieve de primavera, a un ritmo mayor que el simulado por los modelos climáticos.

² Trigo R, Xoplaki E, Zorita E, et al. (2006) Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability. *Dev Earth Environ Sci* 4:179-226. [https://doi.org/10.1016/S1571-9197\(06\)80006-6](https://doi.org/10.1016/S1571-9197(06)80006-6)

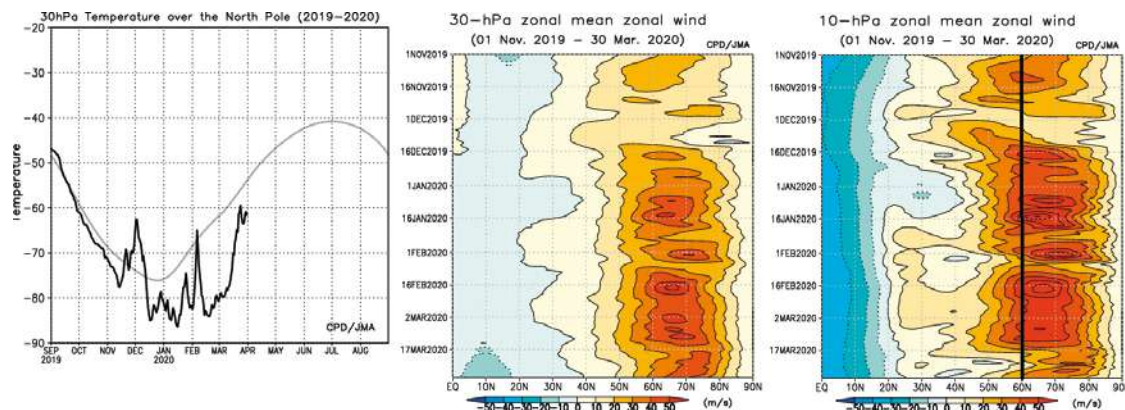


Figura 7. Temperatura sobre el polo a 30 hPa (izquierda); velocidad media zonal del viento en 30 hPa (centro); y velocidad media zonal del viento en 10 hPa (derecha). Fuente: CPD/JMA³

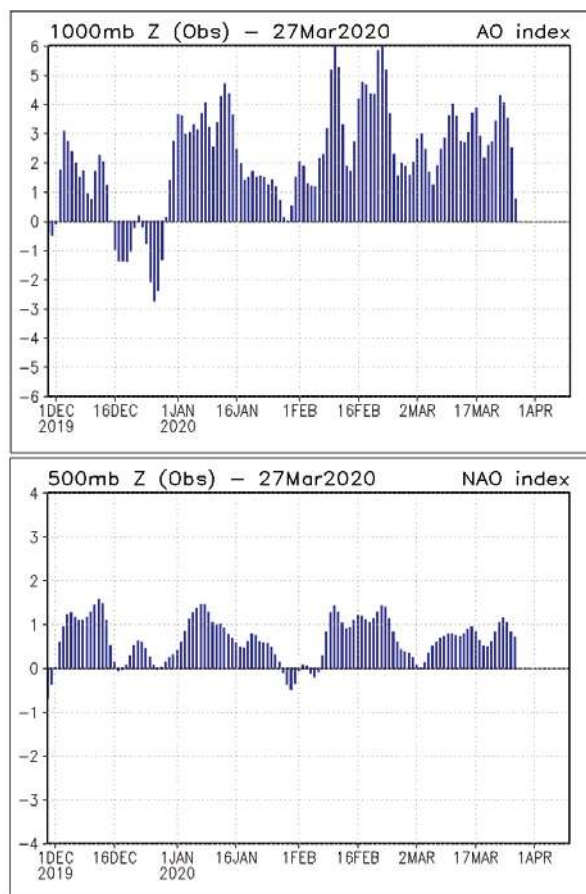


Figura 5. Arriba, índice AO; abajo, índice NAO. Fuente: CPC-NOAA

la ibérica, Canarias, noroeste de África y amplias zonas del norte del Mediterráneo. Este cuadro se corresponde bastante bien con la distribución de temperaturas y precipitaciones de este invierno en Europa (figura 6), salvando amplias zonas de la costa mediterránea donde se aprecian los efectos de sendas gotas frías en diciembre y enero.

Los impactos de la AO+ en invierno en Europa son muy similares a los de la NAO+, pero cuando el índice AO es muy alto (4 a 6) los temporales atlánticos alcanzan el mar de Barents. Esto explica probablemente la reducción del mar de hielo en este mar en febrero, y la pausa de más de una semana en el crecimiento del mar de hielo en el Ártico durante la mitad de ese mes (figura 2).

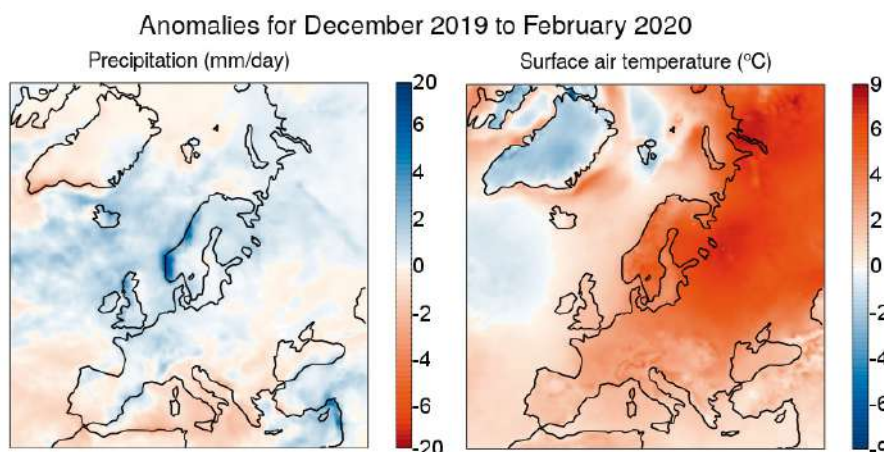


Figura 6. Izquierda, anomalía de precipitación media diaria en invierno; derecha, anomalía de temperatura media diaria del aire en superficie en invierno. Fuente de datos: ERA5. Crédito: Copernicus Climate Change Service/ECMWF.

El vórtice polar estratosférico (VPE)

La variabilidad del VPE ártico suele afectar el estado de la AO y de la NAO, que son esencialmente medidas de la intensidad del flujo de oeste de latitudes medias en el HN y el Atlántico Norte, respectivamente. En general, los eventos de vórtice débil (fuerte) son seguidos por fases negativas (positivas) del AO/NAO⁴.

En la figura 7 se presenta la temperatura sobre el polo a 30 hPa (izquierda) y la velocidad media zonal del viento tanto en 30 hPa (centro) como en 10 hPa (derecha), que muestran un VPE casi ininterrumpidamente fuerte desde mitad de diciembre hasta mitad del marzo (definido como fuerte un VPE cuyo viento zonal medio diario a 60° N y 10 hPa supera los 41.2 ms⁻¹, Tripathi et al. 2015⁵), que se corresponde con la fase positiva de la AO y de la NAO.

Durante noviembre el VPE sufrió un debilitamiento, probablemente debido a una extensión del anticiclón siberiano hacia el polo, que no puede ser calificado como calentamiento repentino estratosférico, no llegando a girar a este el viento medio en la estratosfera en ningún momento. En diciembre el VPE estratosférico vuelve a intensificarse en fase con la intensificación del chorro polar sobre el Atlántico en la troposfera (y de los índices AO y NAO) en la primera mitad del mes. La presencia de un chorro fuerte tro-

³ Japan Meteorological Agency. <http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/STRAT/index.html>

⁴ Sin embargo, se ha demostrado que la relación entre los CRE (calentamiento repentino estratosférico: VPE débil) y la AO / NAO varía caso por caso y solo existe una relación robusta en aproximadamente la mitad de los CRE mayores observados (Karpechko et al., 2017) Las razones exactas por las que algunos eventos estratosféricos se acoplan al tiempo superficial y otros no, no se conocen bien y es un área de investigación activa.

⁵ Tripathi OP, Charlton-Perez A, Sigmond M et al. 2015. Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions. Environ. Res. Lett. 10: 104007 <https://doi.org/10.1002/qj.2432>



posférico combinado con la debilidad del viento del oeste en la estratosfera más baja probablemente produjo una cizalladura negativa del viento zonal que impediría la propagación vertical de las ondas planetarias troposféricas, con lo que el enfriamiento radiativo no podría ser contrarrestado por el calentamiento ondulatorio hasta que el VPE alcanzara suficiente intensidad. Posteriormente cambió la AO troposférica a fase negativa durante una situación de intensas ciclogénesis, sin embargo el VPE se mantuvo fuerte. Este desacoplamiento se puede explicar por el retardo con que la circulación de la estratosfera se traslada a la troposfera. Posteriormente, en el resto del invierno predominó tanto un VPE fuerte como una AO en fase positiva y, en muchos días, fuertemente positiva.

El forzamiento del hielo marino Ártico

Según la hipótesis propuesta por Francis y Vavrus⁶, la Amplificación Ártica, debida en buena parte a la disminución del hielo marino, reduce el gradiente de temperatura de ecuador a polo debilitando la corriente en chorro polar. Sin embargo, este invierno de muy alto índice de AO+ la hipótesis parece no haber funcionado; a pesar del ligero repunte con respecto a los años previos, la extensión de hielo marino en este invierno fue bastante inferior a la media del periodo de referencia (1981-2010), como ocurrió los últimos años, pero el chorro polar se ha mantenido fuerte.

Sin embargo, la reducción del hielo marino no basta. Los efectos de la reducción de la extensión de hielo marino sobre el VPE y en la AO, parecen condicionados a la localización de las pérdidas en el Ártico. A lo largo del invierno la variabilidad en la extensión del hielo ártico ocurre en aquellos mares que no están limitados en su parte sur por la costa, o sea, los mares de Barents-Kara, Groenlandia y Labrador en el sector Atlántico, y los mares de Ojotsk y Bering en el sector Pacífico. La falta de hielo marino en estos dos sectores árticos genera ondas de Rossby estacionarias anómalas en la troposfera que pueden interferir constructivamente, o destructivamente, con el patrón de ondas estacionarias climatológicas, amplificando o amortiguando las ondas climatológicas de escala planetaria. Consecuentemente, la interferencia fortalece o suprime la propagación vertical hacia la estratosfera de las ondas, desacelerando o acelerando el flujo estratosférico. Cuando la pérdida de hielo se confina principalmente en el sector Atlántico del Ártico, el VPE se debilita. Si se confina en el sector Pacífico, el VPE se fortalece (McKenna et al., 2018⁷).

Este invierno la extensión del hielo marino en Barents /Kara estuvo por debajo del promedio, aunque no tanto como los últimos años. Sin embargo, en los mares de Bering y Ojotsk la extensión del hielo estuvo claramente por debajo del promedio (aparte de que el mar de Chukchi tuvo muy poco hielo en buena parte de diciembre). En resumen, las pérdidas de hielo del invierno no se localizaron en el sector Pacífico del Ártico, lo cual puede explicar la fortaleza del VPE y de la AO+, al menos al principio del invierno. Una vez alcanzada una AO+ muy alta, la anomalía negativa de presión y geopotenciales sobre el mar de Barents, actuaría como un ancla para la circulación atmosférica en el HN, manteniendo un índice AO+ alto, o muy alto, en la troposfera, y un vórtice polar muy fuerte en la estratosfera. Curiosamente, durante febrero el hielo marino retrocedió en los mares de Barents-Kara, probablemente causado por las fuertes tormentas del Atlántico Norte, lo que se observa en el parón del crecimiento del hielo marino total del Ártico en el mes (figura 2).

El forzamiento tropical

Sin embargo, la influencia de cualquier forzamiento externo en la corriente en chorro no es fácil de precisar, dado que la aleatoriedad debida a la fuerte inestabilidad propia del chorro enmascara la señal del forzamiento. El chorro varía bruscamente de semana a semana o de año a año y es difícil distinguir la señal del forzamiento en el ruido de la variabilidad natural. Así, aunque la idea de la influencia del Ártico sobre la circulación de latitudes media está muy extendida, por la coincidencia en las últimas décadas de la Amplificación Ártica y un mayor número de fenómenos extremos en latitudes medias en invierno, no hay consenso científico sobre ella (Tim Woollings, 2020⁸).

Es sabido que la mayor influencia externa en la conducta del chorro se halla en los Trópicos, basta con observar los grandes cambios en el tiempo que provoca un evento El Niño en buena parte del mundo. Durante El Niño, al cambiar la localización de la gran convección en el Pacífico tropical, se generan ondas de Rossby que acaban propagándose a lo largo de la corriente en chorro que temporalmente alteran los patrones de tiempo en regiones muy alejadas. Con respecto al Atlántico Norte, Feldestein (2003)⁹, demostró que la NAO, aunque es un fenómeno derivado de la interacción entre el flujo medio y las perturbaciones (ciclones y anticiclones sinópticos) en latitudes medias, puede ser disparada por la propagación de ondas de Rossby desde los trópicos. Knight et al. (2017)¹⁰ demostraron que el patrón de tiempo extratropical asociado con la precipitación récord en el Reino Unido del invierno 2013-2014 podría haber tenido su origen en la convección

⁶ Francis JA, Vavrus SJ (2012) Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.* 39, L06801 <https://doi.org/10.1029%2F2012GL051000>

⁷ McKenna CM, Bracegirdle TJ, Shuckburgh EF, et al (2018). Arctic sea ice loss in different regions leads to contrasting Northern Hemisphere impacts. *Geophysical Research Letters*, 45, 945–954. <https://doi.org/10.1002/2017GL076433>

⁸ Tim Woollings (2020) The underappreciated influence of the tropics on the 'jet stream' <https://www.carbonbrief.org/guest-post-the-underappreciated-influence-of-the-tropics-on-the-jet-stream>

⁹ Feldstein SB (2003) The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129:901-924. <https://doi.org/10.1256/qj.02.76>

Fuente de ondas de Rossby

El campo de viento horizontal puede ser dividido en una parte no divergente (rotacional o solenoidal) y otra divergente (o irrotacional). El primero está relacionado a la función de corriente, ψ , y el segundo al potencial de velocidad, χ .

$$\vec{v} = \vec{v}_\psi + \vec{v}_\chi = \vec{k} \times \nabla \psi + \nabla \chi,$$

La componente solenoidal del viento, $\nabla \psi$, es mucho mayor que la irrotacional, $\nabla \chi$, aunque no contribuye al movimiento vertical atmosférico.

Como $\nabla \cdot \vec{v} = \nabla \cdot \vec{v}_\chi = \nabla^2 \chi = D$, siendo D la divergencia del viento, las zonas de divergencia ($D > 0$) corresponden a mínimos del potencial de velocidades (fuentes del campo de viento), por el contrario zonas de convergencia ($D < 0$) a máximos del campo del potencial de velocidad (sumideros).

Para niveles altos, la ecuación no lineal de la vorticidad se puede escribir simplificada (despreciando los términos de advección vertical y *twisting* por la pequeña velocidad vertical en este nivel, y los términos de rozamiento al tratar escalas de longitud planetaria) como:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \right) \zeta_a = -\zeta_a D$$

ζ_a es la componente vertical de la vorticidad absoluta, $\zeta_a = \zeta + f$ siendo ζ la componente vertical de la vorticidad relativa y f el parámetro de Coriolis.

La advección de vorticidad por el viento divergente no es necesariamente pequeña aunque generalmente $|\vec{v}_\psi| \gg |\vec{v}_\chi|$, pues el viento divergente, al contrario que el rotacional, forma con frecuencia un gran ángulo con las líneas de vorticidad absoluta constante. Pasando la advección de vorticidad por el viento divergente al segundo miembro:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} + \vec{v}_\psi \cdot \nabla \zeta_a = -\zeta_a D - \vec{v}_\chi \cdot \nabla \zeta_a$$

Lo que significa que la vorticidad se puede generar por estiramiento de los vórtices debido a la divergencia, y por la advección de vorticidad por el viento divergente. Los términos de forzamiento de la vorticidad, derecha de la ecuación, pueden ser agrupados en la forma compacta en el término $S = -\nabla(\vec{v}_\chi \cdot \zeta_a)$, denominado ‘**término fuente de Rossby**’.

amazónica intensa, y Li et al. (2020)¹¹ relacionaron eventos de precipitación estacional en Europa a teleconexiones trófico-extratropicales, y en particular al papel de anomalías tropicales en promover dinámicas extratropicales a través de la propagación de ondas de Rossby.

En el caso de este invierno el patrón dominante en el Atlántico parece deberse, al menos en parte, a una onda estacionaria de Rossby propagándose desde los trópicos hacia las latitudes medias. Como se ve en la figura 8, las anomalías de viento alternantes en dirección, y las anomalías ciclónicas y anticiclónicas alternantes (b-a-b) en 250 hPa delatan una onda de Rossby que se propaga desde la costa norte de Sudamérica hasta las latitudes medias del Atlántico Norte.

Las zonas donde se crean ondas de Rossby, son aquellas en el que el parámetro fuente de la onda de Rossby S , toma valores distintos de cero. S es la velocidad de cambio en vorticidad absoluta de una parcela de aire que se mueve siguiendo la parte no divergente del flujo, y la adquiere por estiramiento vertical (producto de la divergencia y la vorticidad absoluta) y/o por la advección de vorticidad absoluta por la parte divergente del flujo (ver recuadro). En los mapas, las zonas donde S toma valores significativos se pueden diagnosticar como áreas de divergencia o convergencia de vientos en niveles altos que, además, tienen en sus proximidades valores relativamente altos de vorticidad absoluta y/o de gradiente meridional de la vorticidad absoluta. Las áreas de divergencia (convergencia) en niveles altos son zonas donde el potencial de velocidades, χ , presenta un mínimo (máximo) relativo (ver recuadro). En la figura 9 están señalada con D (C) el área de divergencia (convergencia) media en el invierno. La divergencia, D , de la Amazonia está situada sobre la rama ascendente de la célula de Hadley local y se debe a la convección de la zona intertropical, impulsora de esa circulación. La convergencia C está localizada en la parte occidental del Atlántico central tropical, sobre la rama descendente de la célula de Hadley, un poco al norte de la corriente en chorro subtropical. La zona D en los trópicos profundos no es efectiva como fuente de onda directa debido a que ahí la vorticidad absoluta y los gradientes de vorticidad son pequeños. La zona C sobre el Atlántico se encuentran en una región de vorticidad absoluta y gradiente de vorticidad mayores (la vorticidad absoluta no se muestra, pero la cercanía del chorro asegura la existencia de vorti-

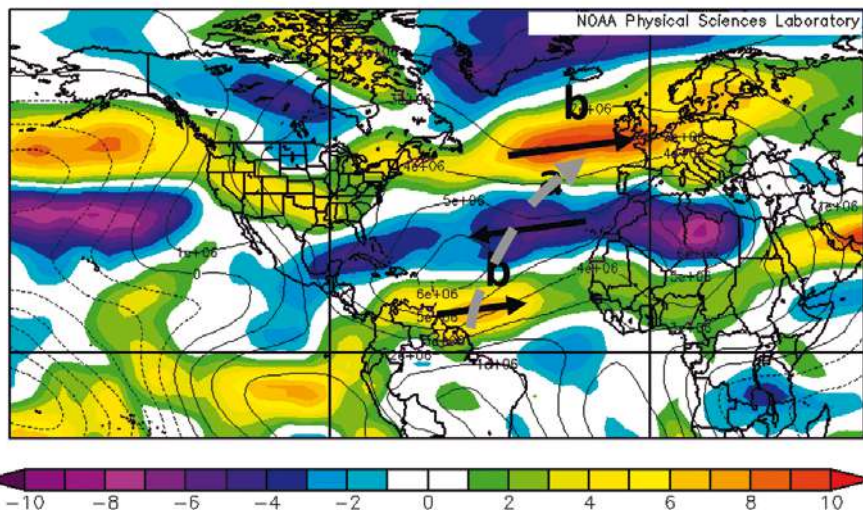


Figura 8. Valores medios para el invierno de anomalías de la velocidad del viento en 250 hPa (color, escala en m/s) y potencial de velocidades en la superficie sigma 0.258 (contornos, m^2/s^2). Fuente: NOAA. Sobre ellos se ha dibujado esquemáticamente una onda de Rossby 2D de origen tropical.

¹⁰ Knight JR, Maidens A, Watson PAG, et al (2017) Global meteorological influences on the record UK rainfall of winter 2013–14. Environmental Research Letters, 12(074001). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa693c>

¹¹ Li RKK, Woollings T, O'Reilly C, Scaife AA. Tropical atmospheric drivers of wintertime European precipitation events. QJR Meteorol Soc. 2020; 146: 780–794. <https://doi.org/10.1002/qj.3708>



idad y gradiente de vorticidad notables) y que, por lo tanto, podría actuar como zona fuente de Rossby. El máximo de χ sobre el Atlántico es una anomalía respecto a la climatología mientras que el mínimo de χ de la Amazonia no es anómalo con respecto a la climatología.

Todo apunta a la zona C como posible fuente de la onda de Rossby. Además, en general, el parámetro S en el Atlántico norte tropical está dominado por el término de estiramiento (Knight et al, 2017), por lo que $S > 0$. Por tanto, las parcelas de aire que se movían en el flujo de oestes en esta zona tenderían a adquirir anomalías ciclónicas, y a generar una circulación ciclónica corriente debajo de C (figura 8, y figura 4, arriba). La convergencia anómala C sería probablemente, por tanto, la fuente de la onda de Rossby que habría contribuido al patrón de circulación a gran escala en el Atlántico Norte.

Se podría especular con que la anomalía de la convergencia C podría deberse a la superposición de la rama descendente de la célula de Hadley y la rama descendente de la circulación térmicamente directa de la entrada del chorro subtropical.

Borrascas con gran impacto de la temporada 2019-2020

La tabla muestra las borrascas con gran impacto¹² nombradas por el Grupo Suroeste Europeo, formado por los Servicios Meteorológicos Nacionales de Portugal, Francia, Bélgica y España en la temporada 2019-2020. Se nombran aquellas borrascas (ciclones extratropicales) que dan lugar a la emisión de avisos de viento en alguno de los cuatro países del Grupo Suroeste. El número de ellas está siendo muy alto en esta temporada, 13 en el momento de cerrar este número de la revista.

Una ciclogénesis es causada por la interacción de una perturbación en niveles altos, baroclinicidad en niveles bajos y calentamiento diabático en niveles medios (Davis and Emanuel 1991¹³). La perturbación en niveles altos es una anomalía de vorticidad potencial que se forma durante un pliegue de la tropopausa que causa la intrusión de aire estratosférico (Whitaker et al. 1988¹⁴). ¿Podría deberse el gran número de borrascas de gran impacto a la alta vorticidad potencial en las capas bajas de la estratosfera debido al fuerte VPE de este invierno?

Igualmente, cabría preguntarse si el VPE fuerte no sería un factor importante para las escasas, pero muy dañi-

nas gotas frías de este invierno. Una circulación con índice AO+ muy alto no es propicio a la formación frecuente de gotas frías, pero cuando se produce una ruptura de ondas de Rossby, la alta vorticidad potencial de la estratosfe-

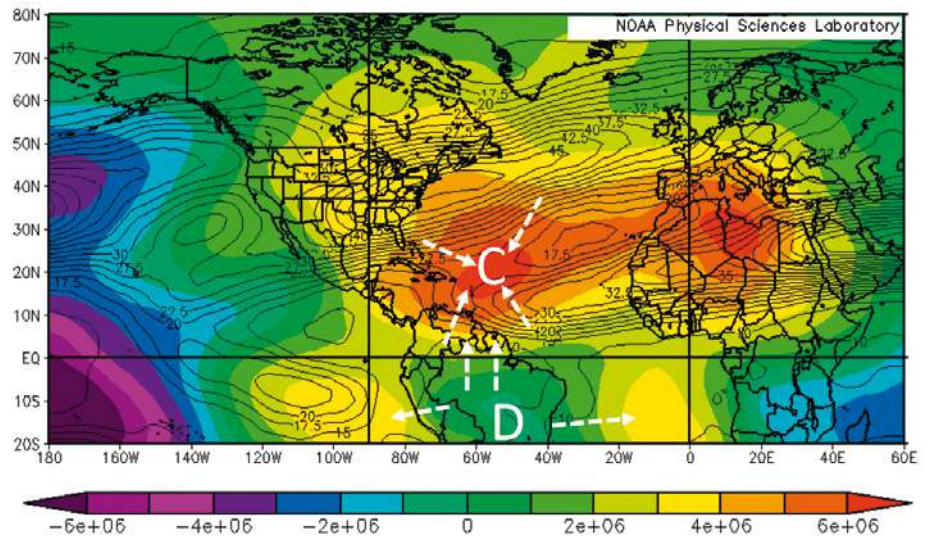


Figura 9 Promedios para el invierno de la velocidad del viento en 250 hPa (contornos en m/s) y del potencial de velocidades (color; $m^2 s^{-1}$) en la superficie sigma 0.258. C y D son zonas de convergencia y de divergencia. Las flechas blancas a trazos son perpendiculares a las líneas de potencial de velocidad y dirigidas hacia valores más altos del potencial de velocidades.

ra podría conducir a intensos ciclones aislados de la circulación de los oestes (gotas frías, o también danas cuando la circulación ciclónica en superficie es débil), como las ocurridas en el Mediterráneo los días 2 al diciembre y los días 17 al 23 de enero, que llevó aparejada una ciclogénesis intensa, y fue nombrada Gloria.

NOMBRE	FECHA DE NOMBRAMIENTO
AMELIE	1 DE NOVIEMBRE DE 2019
BERNARDO	9 DE NOVIEMBRE DE 2019
CECILIA	21 DE NOVIEMBRE DE 2019
DANIEL	15 DE DICIEMBRE DE 2019
ELSA	16 DE DICIEMBRE DE 2019
FABIEN	18 DE DICIEMBRE DE 2019
GLORIA	17 DE ENERO DE 2020
HERVE	3 DE FEBRERO DE 2020
INES	12 DE FEBRERO DE 2020
JORGE	27 DE FEBRERO DE 2020
KARINE	29 DE FEBRERO DE 2020
LEON	1 DE MARZO DE 2020
MYRIAM	3 DE MARZO DE 2020
NORBERTO	5 DE MARZO DE 2020

¹² <http://www.aemet.es/conocermas/borrascas>

¹³ Davis CA, Emanuel KA (1991) Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., 119: 1929–1953. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)119<1929:PVD0C>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1929:PVD0C>2.0.CO;2)

¹⁴ Whitaker JS, Uccellini LW, Brill KF (1988) A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents' Day cyclone. Mon. Wea. Rev., 116, 2337–2365, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<2337:AMBD0S>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<2337:AMBD0S>2.0.CO;2).