

La predicción estacional y El Niño

JOSÉ MARÍA SÁNCHEZ LAULHÉ

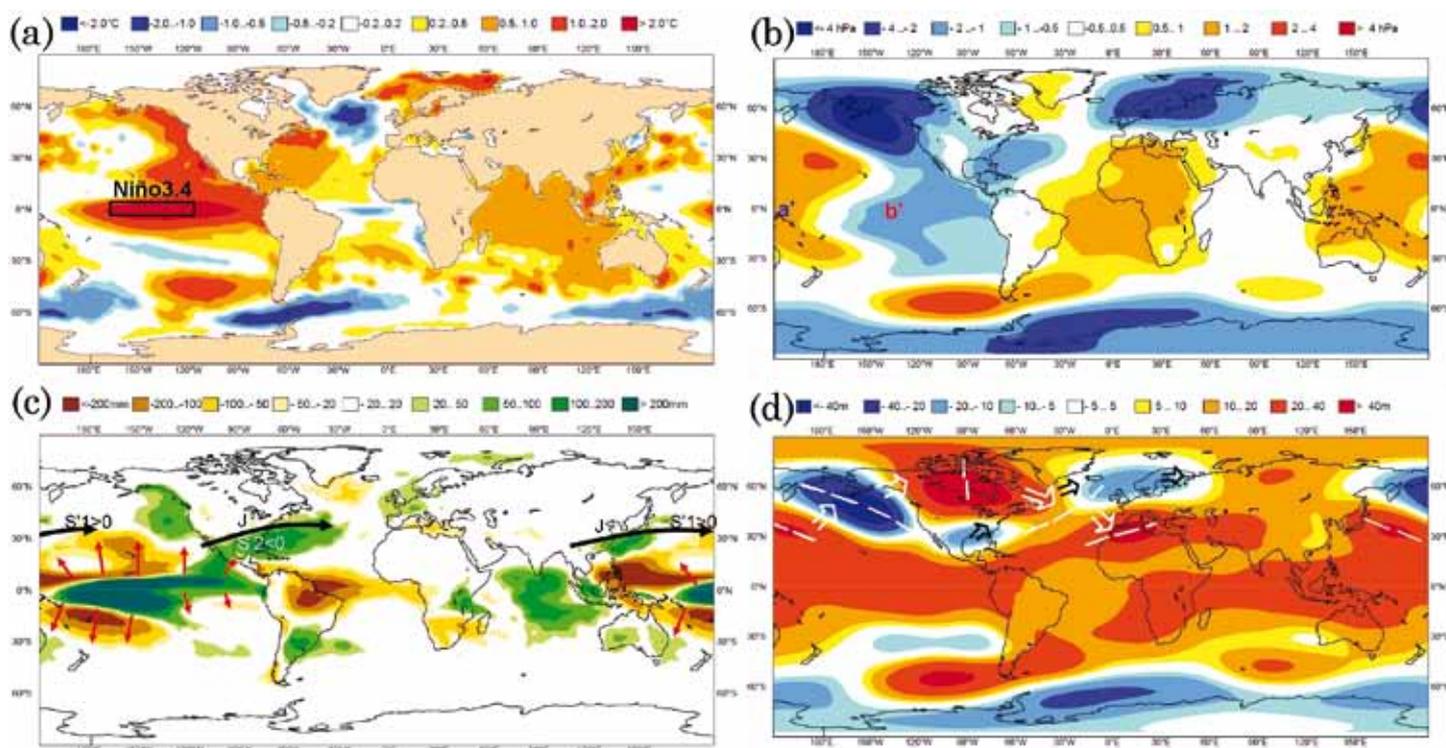


Figura 1. Mapas de anomalías medias previstos (+1mes) para dic-ene-feb de: (a) temperatura de la superficie del mar (marcada región NIÑO3.4); (b) presión al nivel del mar (a' - b' dipolo de presión en el Pacífico ecuatorial); (c) precipitación (S'1 y S'2 regiones de anomalías de fuentes de Rossby del Pacífico norte y del Golfo de México; flechas en rojo y negro: esquemas de viento divergente y corrientes en chorro subtropicales en niveles altos); (d) geopotencial en 500 hPa (esquematisados trenes de ondas de Rossby; en blanco el asociado a S'1; en negro el asociado a S'2)

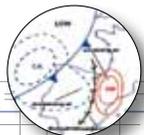
La predicción estacional es una predicción climática, un resumen estadístico de los sucesos meteorológicos que se prevén que ocurran en una estación del año, al producirse una desviación mayor o menor en la distribución de probabilidad de los patrones meteorológicos normales, forzada por las condiciones de contorno variables que imponen a la atmósfera otras componentes del sistema climático, principalmente el océano a través de la temperatura de la superficie del mar (TSM), y el suelo, a través de su humedad y cobertura nival. El progreso en el conocimiento de las interacciones de la atmósfera con otras componentes del sistema Tierra es crucial para el desarrollo de la predicción estacional o de mayor rango temporal, esquivando la no predicibilidad intrínseca de la atmósfera por encima de un par de semanas por su carácter caótico: “el aleteo de una mariposa puede cambiar el estado de la atmósfera a todas las escalas en el plazo de unas semanas” (Lorentz).

Hasta el presente la mayor fuente de predicibilidad climática en escalas de tiempo de hasta un año es El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), la evolución acoplada de la capa superior del océano Pacífico tropical (El Niño) y la atmósfera tropical (la

Oscilación del Sur). Aunque su origen está en el Pacífico tropical, su influencia se extiende a las tres cuencas oceánicas y a latitudes medias y altas por teleconexiones atmosféricas.

El Niño y las ondas de Rossby

El Niño consiste principalmente en un calentamiento de las aguas superficiales del Pacífico ecuatorial central y oriental, con una extensión hacia el este de la zona de aguas cálidas -por encima de 28°C- que en la fase neutra del ENOS se restringen a la *Balsa Cálida* (Warm Pool en inglés) del Pacífico ecuatorial occidental. La TSM de la *Balsa Cálida* es unos 5-10°C más cálida que la parte oriental del Pacífico ecuatorial, conocida como *Lengua Fría* (Cold Tongue), cuya temperatura relativamente fría se debe al afloramiento de aguas profundas en el Pacífico oriental y costa sudamericana. El afloramiento es consecuencia de la existencia de flujos oceánicos divergentes en superficie, que se dirigen hacia el polo en cada hemisferio, resultado a su vez del balance de fuerzas actuantes sobre el agua superficial: la tensión por el arrastre de los vientos alisios del este, el rozamiento y la fuerza



de Coriolis. El calentamiento del océano durante el Niño se debe a la disminución de la intensidad de los vientos alisios. Los vientos del este también desplazan el agua superficial relativamente cálida hacia el oeste, elevando la termoclina del océano en el este.

En la fase neutra del ENOS, el agua de la *Balsa Cálida* de Pacífico occidental crea una baja en superficie que genera convergencia y ascenso de aire cargado de humedad en esta zona, aire que se condensa formando sistemas convectivos con precipitaciones muy intensas. Este aire desciende desde la alta troposfera a la superficie en el oeste del Pacífico, sobre la *Lengua fría*, muy seco, por lo que esta zona fría es también de presión relativamente alta, flujo divergente y lluvia escasa. Las ascendencias en el oeste y subsidencias en el este están conectadas por los vientos alisios del este cerca de superficie y por viento del oeste en altura, formando la Circulación de Walker. Durante el Niño, el centro de bajas presiones normalmente sobre la *Balsa Cálida* se mueve hacia el este, llevando con él las ascendencias húmedas y las precipitaciones intensas y un ramal descendente de la célula de Walker se sitúa sobre el oeste del Pacífico causando una anomalía anticiclónica y una anomalía negativa de precipitación. La mayor frecuencia e intensidad de los fenómenos convectivos hacia el este promueven en esta zona unas células locales de Hadley más intensas que provocan descensos secos más intensos hacia el polo de las zonas convectivas en ambos hemisferios, que se manifiesta como bandas anómalas negativas de precipitación.

Las anomalías que causa el ENOS en zonas alejadas del Pacífico ecuatorial son debidas a teleconexiones atmosféricas que alteran en esas zonas, principalmente oceánicas, la temperatura, la humedad y el viento cerca de la superficie, así como la nubosidad. Las alteraciones originan variaciones en los flujos en superficie de calor, momento y agua que pueden inducen cambios en la TSM, salinidad, espesor de la capa de mezcla y corrientes de las capas superiores oceánicas. Estos cambios a su vez alteran las condiciones de la atmósfera. De este modo la atmósfera actúa como un puente entre el Pacífico

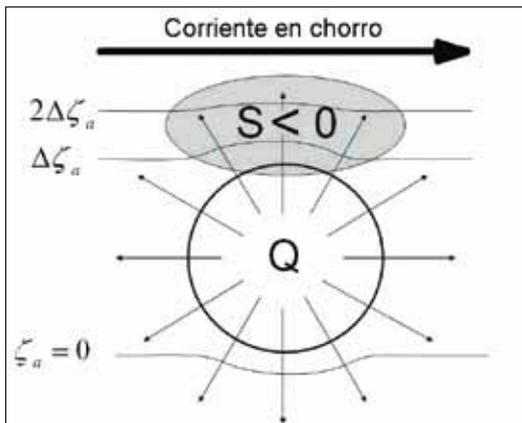


Figura 2. Esquema de zona de generación de ondas de Rossby en las capas altas de la troposfera ($|S| > 0$) por la interacción del flujo divergente sobre la convección tropical (flechas), con el gradiente de la vorticidad absoluta (contornos finos) en las proximidades del chorro subtropical.

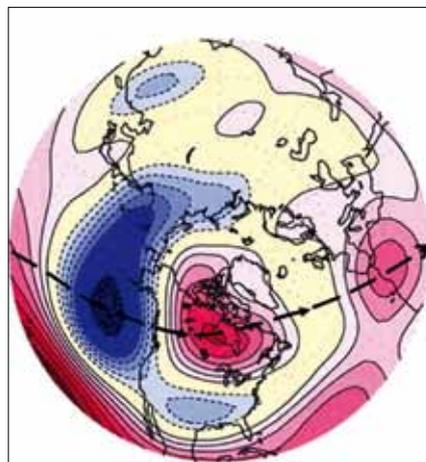


Figura 3. Proyección polar de las anomalías del geopotencial en 200 hPa para dic-ene-feb en el hemisferio norte en situaciones de El Niño. Altas en rojo (anticiclónicas) y bajas en azul (cyclónicas).

co ecuatorial y los océanos Pacífico norte, Pacífico sur, Atlántico, e Índico, constituido principalmente por células de Hadley y Walker y ondas de Rossby cambiantes con la fase del ENOS. Hay que aclarar que estas teleconexiones no se generan instantáneamente por lo que la aparición de las anomalías en regiones alejadas se retrasa respecto a las del Pacífico en unos 3 a 6 meses.

Las ondas de Rossby meridionales de escala planetaria son las causantes de las teleconexiones entre el Pacífico Tropical y los extratropicos. Una importantísima fuente de estas ondas es la convección tropical del Pacífico, normalmente sobre la *Balsa Cálida*. Las ondas de Rossby se generan en las capas altas de la troposfera en zonas determinadas de los subtropicos, por la interacción del flujo divergente sobre la convección tropical con el gradiente de vorticidad absoluta asociado a la presencia del chorro subtropical asiático-pacífico, zonas en las que el 'término fuente de Rossby' $|S| > 0$, (esquema de la figura 2, que ya vimos en esta misma sección del número 47 de Tiempo y Clima), siendo

$$S = -\zeta_a D - \vec{v}_x \cdot \nabla \zeta_a = -\nabla \cdot (\vec{v}_x \zeta_a)$$

\vec{v}_x es la componente divergente del viento, D la divergencia del viento, y ζ_a la componente vertical de la vorticidad absoluta.

Las anomalías del viento divergente, por el cambio de la convección en el Pacífico ecuatorial central y oriental ligada a El Niño, generan cambios en las ondas de Rossby que afectan a la circulación atmosférica global, y sus componentes estacionarias determinan las anomalías climáticas en los extratropicos. La troposfera en latitudes medias tiene una estructura vertical barotrópica equivalente que hace que las anomalías de la vorticidad potencial en la alta troposfera, asociadas a la propagación de las ondas de Rossby, induzcan circulaciones del mismo sentido en los niveles medios e inferiores de la troposfera (Hoskins et al., 1985). Por tanto, El Niño a través de las ondas de Rossby induce circulaciones anómalas en superficie en los extratropicos, que producen cambios

en la TSM a través de, principalmente, por alteraciones del balance de calor en superficie, y también por los cambios en los afloramientos de agua profunda, sobre todo en las costas.

Las trayectorias de los rayos de las ondas estacionarias de Rossby que emanan de los trópicos trazan aproximadamente circunferencias máximas sobre la esfera terrestre, (para conocer algo más sobre estas ondas ver el cuadro 2). En la figura 3 (extraída del blog de Isaac Held) se muestra el campo de anomalías del geopotencial en 200 hPa, para situaciones El Niño, para diciembre, enero y febrero (DEF) y el hemisferio norte (HN), calculadas a partir de reanálisis. Se observa que las anomalías forman un tren de ondas principal que se origina en el Pacífico central, y del que forman parte las anomalías: negativa (ciclónica) de las Aleutianas en el norte del Pacífico, positiva (anticiclónica) de Canadá, negativa del Atlántico norte, y la positiva del noroeste de África, tras la cual el tren regresa a la zona tropical habiendo descrito una semicircunferencia que ha sido marcado con línea de trazos en la figura. La situación es más compleja en realidad porque hay diferentes tipos de El Niño, y así los patrones son diferentes para un Niño del Pacífico Este que para un Niño del Pacífico Central (Kug et al. 2009). En un Niño del Pacífico Este adquiere importancia otro tren de ondas de Rossby que parte del Golfo de México.

Predicción estacional multimodelo

La capacidad de predecir el ENOS es bastante variable. En ocasiones su evolución en escalas de tiempo estacional es bastante predecible y en otras menos. Cuando escribo este artículo, diciembre, estamos viviendo un fuerte episodio El Niño, quizá el más intenso de los registrados (en el cuadro I se muestran algunos récords de este otoño), que ofrece una gran oportunidad para distinguir su señal del ruido en zonas de alta variabilidad interanual como Europa, en un momento en que no hay otros forzamientos externos que compitan en esta escala como podría ser la actividad volcánica. Por este motivo parece interesante asomarse a los mapas de predicción estacional de noviembre previstos para los meses en que se espera el fenómeno alcance su cenit: diciembre, enero y febrero (DEF), y tratar de identificar las anomalías que se prevén en relación con las que se esperarían con El Niño. Para este fin hacemos uso de los mapas del sistema de predicción estacional multimodelo EUROSIP (European Seasonal to Interannual Prediction).

Cuadro I: Récords de El Niño 2015

Las temperaturas de la superficie del mar en la región NINO3.4 (marcada en la figura 1a) ya estuvieron próximas a valores récord en octubre con una anomalía de +2.7 °C. Durante noviembre aumentaron aún más, en respuesta retardada a la aparición de vientos del oeste en octubre, siendo la TSM media mensual NINO3.4 la más alta de la historia, 29.6 °C, batiendo los récords de 29.4 °C de enero de 1983, y de 29.3 °C de noviembre de 1997. También la anomalía media de noviembre fue la más alta registrada, +3.0 °C, superando los + 2.8 °C de enero de 1983.

EUROSIP consta de los sistemas independientes del ECMWF, Met Office, Météo-France y NCEP, integrados en un marco común. El uso de sistemas de predicción multimodelo se debe a que todos los modelos tienen errores lo bastante grandes para degradar significativamente los pronósticos a la escala temporal estacional, pero estos errores no son los mismos para los distintos modelos, y se ha demostrado que al promediar las predicciones sus impactos se reducen significativamente, obteniéndose predicciones estacionales mejores y más fiables que cada uno de los modelos que lo componen. Una parte de la incertidumbre restante se puede evaluar a través de la consistencia de las predicciones, pero otra parte de los errores tienden a ser comunes a los diversos modelos, por lo que promediar no es ni una panacea ni una alternativa al desarrollo de los modelos.

ANOMALÍAS PREVISTAS EN NOVIEMBRE PARA DICIEMBRE DE 2015, ENERO Y FEBRERO DE 2016

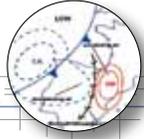
a) Pacífico tropical

El mapa previsto de la TSM para el invierno boreal, DEF, figura 1a, muestra una anomalía cálida $> +2^{\circ}\text{C}$ de la TSM en el Pacífico tropical central y oriental, lo que implica el mantenimiento de un El Niño intenso en este periodo.

Para la presión a nivel del mar EUROSIP prevé una anomalía positiva de presión en el Pacífico occidental, y una anomalía negativa en el Pacífico central y oriental (a' y b' en la figura 1b), y para la precipitación una anomalía positiva en casi todo el Pacífico ecuatorial (figura 1c) y precipitación por debajo de lo normal en la parte más occidental del Pacífico. Estas anomalías coinciden con las esperadas para El Niño.

b) Anomalías previstas de precipitación y de TSM fuera del Pacífico ecuatorial

Además de las citadas, el campo de precipitación (figura 1c) prevé anomalías positivas en las islas del Pacífico oriental, costa de Ecuador, buena parte de la costa oeste de América del Norte, México, Golfo de México y sudeste de Estados Unidos, África oriental tropical, zona del Mar del Plata, costa de China y sur de Japón. Por otra parte pronostica anomalías negativas en parte de Indonesia, Filipinas y Molucas, nordeste de Brasil, Caribe, Hawái y África del Sur. Todas estas anomalías se pueden identificar con la precipitación que se correlaciona con el índice Niño3.4 para el periodo DEF, que se muestran en el mapa de la figura 4 obtenido de los reanálisis ERA Interim. Sin embargo esto no es así para las anomalías positivas de precipitación previstas en Australia, el océano Índico central y oriental y la mayor parte de Indonesia. Las anomalías de precipitación podrían estar asociadas a una fase negativa del Dipolo del océano Índico (DOI $< -0.4^{\circ}\text{C}$; IOD en inglés). El DOI es un fenómeno oceánico-atmosférico acoplado, que se mide por la diferencia entre las anomalías de la TSM del oeste y del este del océano Índico; un DOI positivo está caracterizado por TSM más bajas de las



normales en las proximidades de la isla de Sumatra; ver por ejemplo Saji et al. 1999). Los episodios de DOI positivo ocurren con mayor probabilidad durante El Niño, aunque la variabilidad climática en las regiones del océano Índico parece que es producto de la dinámica interna, e independiente de forzamientos por fenómenos externos como el ENOS. También EUROSIP prevé una anomalía positiva de precipitación sobre Europa occidental y una negativa sobre el Mediterráneo que no se reflejan en el mapa de la figura 4.

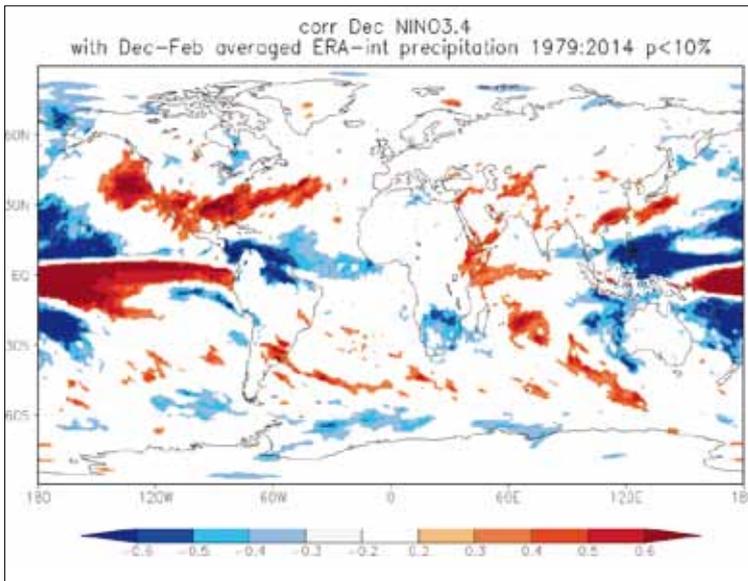


Figura 4. Correlación precipitación-índice Niño3.4 para el periodo DEF, usando datos de ERA Interim. Mapa obtenido en <https://climexp.knmi.nl/>

Respecto a las anomalías de la TSM, las predicciones en la cuenca del Pacífico son bastante coincidentes con lo que se esperaría durante El Niño. Los demás océanos tropicales estarían en estos meses en fase con el Pacífico, como era de esperar, salvo excepciones como la del Atlántico ecuatorial donde con un Niño intenso hay una anomalía fría (ligada a la sequía en el NE de Brasil) que se explica por la intensificación de los alisios del este en esta zona, ligado a un fortalecimiento de una circulación de Walker con rama ascendente sobre el Pacífico oriental. Como consecuencia del calentamiento general de los trópicos se prevé una anomalía positiva de la altura del geopotencial en 500 hPa en esta zona (figura 1d). En el océano Índico EUROSIP prevé una anomalía positiva media bastante homogénea en casi toda la cuenca, por tanto, en promedio, no se observa un DOI negativo como se ha especulado para justificar la precipitación en Indonesia.

En el resto del Atlántico norte hay una anomalía cálida de TSM, que es más intensa en el oeste de la cuenca entre 35° y 50°N, y una fría muy destacable hacia el polo de 50°N y al sur de Islandia y Groenlandia que se extiende hacia el mar de Labrador. Las anomalías del Atlántico norte no se pueden explicar únicamente por El Niño; la anomalía fría es muy

persistente y se ha achacado a la fusión del hielo de Groenlandia. Además sin duda las anomalías están afectadas por la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). Otro factor que complica la identificación de los efectos del Niño es que los patrones en regiones alejadas son bastante diferentes según el episodio sea de un Niño del Pacífico Este o de un Niño del Pacífico Central

c) Anomalías de las ondas de Rossby

Sobre el mapa previsto de anomalías de precipitación (1c) de EUROSIP se han señalado esquemáticamente las anomalías de zonas fuentes de Rossby del Pacífico norte central, $S^1 > 0$, asociada a la anomalía convectiva del Pacífico central y al chorro subtropical asiático-pacífico, y del Golfo de México, $S^2 < 0$, asociada a la convección del Pacífico oriental y a la corriente en chorro norteamericano-atlántico, cuyos trenes de onda se manifiestan, tanto en el mapa de anomalías de geopotencial en 500 hPa (figura 1d), en el que se han marcado en blanco y en negro respectivamente, como en el de anomalías de presión en a nivel del mar (figura 1b).

d) Impactos en Europa y España

Los impactos de El Niño sobre Europa no están muy claros. La variabilidad interanual de la circulación atmosférica en el sector Atlántico europeo es alta, lo que hace difícil la detección de la señal de El Niño. Sin embargo diversas investigaciones han detectado la existencia de una señal consistente del ENOS en el clima de Europa; que sería una señal variable, con dependencia estacional, no lineal respecto al ENOS, modificable por otros factores, y posiblemente no estacionaria en el tiempo, siendo el final del invierno la época en que se podría detectar una señal más robusta (Brönnimann, 2007). En relación a la conducta no estacionaria de la respuesta, varios estudios han detectado un fuerte impacto de los episodios extremos ENOS sobre la lluvia euro-mediterránea a finales del invierno y principios de primavera durante 1900-1930 y 1970-1990, con anomalías positivas de precipitación asociadas a El Niño, y por contra una señal débil en el periodo intermedio, que ha sido imputado por López-Parages (2014) a cambios en el flujo medio en niveles altos de la troposfera causados por la variabilidad en la TSM asociados a la AMO. Por el mismo motivo puede que la persistente anomalía fría de la TSM del Atlántico norte causada por la fusión del hielo de Groenlandia esté influyendo en los patrones de precipitación asociados al Niño en Europa.

Una característica del flujo sobre la Península y Canarias en episodios de El Niño es una anomalía anticiclónica en capas altas en el noroeste de África que aparece en la figura 3, que en niveles bajos podría inducir una circulación anticiclónica en niveles bajos, y anomalías de vientos del sudeste en Canarias, o en general de componente sur, que también afectarían a la Península. La consecuente disminución (o desaparición) de los vientos alisios de componente norte en el este del Atlántico norte subtropical traería consigo una disminu-

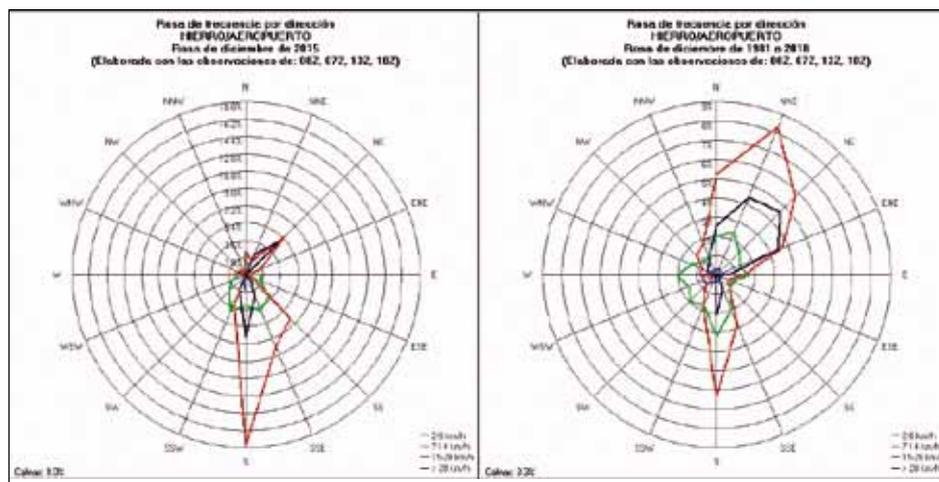


Figura 5. Rosas de frecuencia de dirección de viento del aeropuerto de El Hierro; izquierda: diciembre 2015; derecha: media diciembre 1981-2010

ción de los afloramientos de agua profunda fría en la corriente oceánica de las Canarias, produciendo una anomalía cálida en la TSM de esta zona, como se observa en estos episodios.

Conforme a lo que se acaba de describir, las predicciones de EUROSIP indican una anomalía positiva de la altura del geopotencial en 500 hPa (figura 1 d), una anomalía positiva de presión a nivel del mar (figura 1b) en el norte de África, y una anomalía de TSM pegada a la costa atlántica, afectando a Canarias, que sería una causa de la anomalía cálida prevista para la península ibérica (no mostrada). El cuadro es congruente con la desaparición de los alisios en Canarias en diciembre, cuya muestra es la rosa de viento del aeropuerto del Hierro (figura 5)

En cuanto a la precipitación la predicción indica la ausencia de anomalías en Canarias y en la Península, excepto en el NO que está afectado por la anomalía positiva de Europa occidental (figura 1c). Dada la sequía que ha imperado en diciembre para que se cumpla la predicción debería haber un final de invierno lluvioso.

Leer más:

- Brönnimann, S (2007): Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics* 45:3
- Chang, P. y S.E. Zebiak: El Niño and the southern Oscillation/ Theory. *Encyclopedia of atmospheric sciences* 719-723. London, Academic Press, 2003,
- Held, I.: Teleconnections and stationary Rossby waves: <http://www.gfdl.noaa.gov/blog/isaac-held/2015/03/09/57-teleconnections-and-stationary-rossby-waves/>
- Kug JS, Jin FF, An SI (2009) Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *J Clim* 22:1499.
- López-Parages J, Rodríguez-Fonseca B, Terray L (2014) A mechanism for the multidecadal modulation of ENSO teleconnection with Europe. *Clim Dyn* 45(3-4):867-880
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363
- Sánchez-Laulhé, J. M. (2014): Vector viento divergente y vorticidad absoluta en 200 hPa. *Tiempo y Clima*, 47, vol. 5.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 103, 14 291-14 324.

Cuadro II: Ondas de Rossby 2D

Para entender alguna de las propiedades de las ondas de Rossby se puede usar la aproximación de la óptica geométrica para trazar los rayos de las ondas en su propagación sobre la atmósfera del planeta. Para esto se parte de la relación de dispersión local – la relación entre la frecuencia de la onda ω y su número de onda k (k, l) para soluciones que localmente se asemejan a $\exp(i[kx + ly - \omega t])$ (eje x dirigido hacia el este y eje y y hacia el polo). La relación de dispersión para estas ondas de Rossby 2D simplificadas que se propagan en un flujo zonal base U es

$$\omega = Uk - \beta k / (k^2 + l^2) \quad \text{o} \quad c \equiv \omega / k = U - \beta / (k^2 + l^2)$$

Donde c es la velocidad con la que la fase de la onda se propaga hacia el este. β es el gradiente meridional (hacia el polo) de la componente radial (o componente sobre la vertical local) de la vorticidad absoluta, clave para el entendimiento de las ondas de Rossby. Para simplificar supongamos que β es positiva. De modo que la velocidad de fase es siempre hacia el oeste respecto el viento zonal U sobre el que se propaga la onda ($c < U$); las ondas de Rossby estacionarias solo pueden existir si este flujo zonal es positivo. Esta es la situación típica en la troposfera, de modo que las ondas estacionarias existen. La longitud de onda de la onda estacionaria ($c=0$) es

$$\frac{2\pi}{\sqrt{k^2 + l^2}} = 2\pi \sqrt{\frac{U}{\beta}}$$

Se puede pensar que en la atmósfera está presente todo un espectro de ondas de diferentes escalas, pero al promediar sobre un periodo mayor que varias semanas se seleccionan las que tienen longitudes de onda más o menos estacionarias.

Se calcula la componente x de la velocidad de grupo diferenciando la relación de dispersión con respecto a x :

$$G_x = \partial \omega / \partial k = U - \beta / (k^2 + l^2) + 2\beta k^2 / (k^2 + l^2)^2 = c + 2\beta k^2 / (k^2 + l^2)^2$$

De modo que la velocidad de grupo zonal es siempre hacia el este con respecto a la velocidad de fase y , en particular las ondas estacionarias, siempre tienen velocidades de grupo hacia el este – una propiedad particular de las ondas de Rossby. Esto explica por qué la respuesta al desplazamiento de la convección en el Pacífico tropical es un tren de ondas Pacífico norte – América del norte – Atlántico norte. Si se calculan la senda de los rayos de las ondas estacionarias que emanan de los trópicos para un caso especial en que $U \propto \cos(\theta)$ siendo θ la latitud, resulta que son círculos máximos. Todos los círculos máximos que pasan por la fuente se encuentran en el punto de las antípodas. Esto es una simplificación y los caminos de los rayos son más complicados en escenarios más realistas, pero conservan un aspecto parecido a círculos máximos. (del blog de Isaac Held)