

Dinámica de la columna atmosférica en la teleconexión entre anomalías superficiales oceánicas en el Atlántico subtropical y la variabilidad climática en el sector Euro-Atlántico

Encarna SERRANO MENDOZA y Belén RODRÍGUEZ DE FONSECA

Departamento de Física de la Tierra I (Geofísica y Meteorología)
Universidad Complutense de Madrid
eserrano@fis.ucm.es brfonsec@fis.ucm.es

RESUMEN

Con objeto de ayudar a identificar los mecanismos físicos que ayuden a explicar la teleconexión entre las SSTs anómalas en el Atlántico subtropical y la variabilidad climática en el sector euro-atlántico, en este trabajo se analiza el comportamiento del viento horizontal anómalo (divergencia y viento zonal) en la atmósfera (desde 1000 a 10 hPa), que existió varios meses antes y después de la ocurrencia en verano de casos extremos de un índice oceánico característico de dicha teleconexión. Los resultados obtenidos indican la presencia de un forzamiento de la columna atmosférica sobre el océano subtropical que produce anomalías térmicas en su superficie. Por otro lado, también se observa un posible mecanismo de teleconexión trópico-extratropical a través de un puente atmosférico que une las anomalías superficiales subtropicales estivales con las anomalías invernales de la troposfera de latitudes medias, afectando con ello a la variabilidad climática en el área euro-atlántica.

Palabras clave: teleconexión climática, conexión atmósfera-océano, variabilidad climática en Europa, anomalías oceánicas en el Atlántico, puente atmosférico.

Atmospheric dynamics in the teleconnection between subtropical Atlantic SST anomalies and the Euro-Atlantic climate variability

ABSTRACT

In order to help identify the physical mechanisms involved in the teleconnection between subtropical Atlantic SST anomalies and Euro-Atlantic climate variability, this work analyses the anomalous horizontal wind (divergence and zonal wind) through the atmospheric column (1000-10 hPa) which occurred a few months before and after the summer extreme cases of an oceanic index that is characteristic of the teleconnection. The results indicate that the atmosphere forces the subtropical ocean, thus producing SST anomalies. Additionally, a tropic-extratropic teleconnection mechanism via an atmospheric bridge is also observed, such that summer subtropical SST anomalies are linked to winter troposphere anomalies at medium latitudes.

Keywords: climatic teleconnection, atmosphere-ocean connection, Europe climate variability, Atlantic SST anomalies, atmospheric bridge.

SUMARIO: 1. Introducción. 2. Datos y metodología. 3. Teleconexión entre la SST estival tropical y el geopotencial en el área del Atlántico Norte. 4. Factores dinámicos en la teleconexión entre la SST estival tropical y la atmósfera. 5. Conclusiones. 6. Agradecimientos. 7. Referencias bibliográficas.

1. INTRODUCCIÓN

Como es bien sabido, el océano es un componente del sistema climático enteramente acoplado a la atmósfera, siendo la temperatura de la superficie del mar (SST), mediante la generación de calor latente y sensible, el primer agente a través del cual el océano influye sobre la atmósfera. Por ello, el estudio del papel de las anomalías de SST en la variabilidad de la circulación atmosférica constituye un tema de importancia crítica.

Bjerknes (1964) ya indicó que las fluctuaciones que tienen lugar en la SST del Atlántico Norte están relacionadas con la amplitud de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Muchos trabajos hacen evidente el hecho de que la SST está influida de alguna manera por la NAO. Las observaciones disponibles sugieren la existencia de patrones anómalos de SST que ocurren en el Atlántico Norte durante los episodios extremos de la NAO en invierno, persistiendo en la primavera y verano siguientes (Rogers y van Loon 1979; Meehl y van Loon 1979). Los valores de SST en estas zonas tienden a ser más altos antes y durante la aparición del extremo negativo de la NAO, que produce precipitaciones por encima de lo normal en Marruecos y en el suroeste de Europa, mientras que la superficie del mar es más fría en latitudes medias y más cálida en las zonas de las corrientes de Canarias y del Norte del Ecuador (asociadas a los vientos alisios). Por otra parte, ciertos estudios de sensibilidad realizados con modelos de circulación general muestran que anomalías prescritas de SST en el Atlántico Norte tienen alguna influencia sobre la circulación atmosférica invernal, aunque la naturaleza de dicha interacción es todavía contradictoria (Kushnir y Held 1996).

Por ahora está claro que las anomalías de SST, incluyendo aquéllas de latitudes medias, son parcialmente responsables de los cambios en la circulación atmosférica sobre el Atlántico Norte y Europa durante el invierno o primavera (Ratcliffe y Murray 1970; Palmer y Sun 1985; Lamb y Pepler 1992). En lo que aún no existe consenso es en saber si la atmósfera dirige el comportamiento del océano o viceversa, aunque también existen estudios acerca de la presencia de fenómenos de realimentación que incluyen ambas posibilidades (Chang et al. 2000).

Recientes estudios han mostrado la conexión entre las anomalías de la SST que ocurren en el Atlántico Norte Subtropical (ANS) durante los meses de verano (de junio a septiembre principalmente) y el régimen anómalo de precipitación en Europa y Norte de África (ENA) en los siguientes meses de invierno (especialmente de noviembre a febrero, Rodríguez-Fonseca y Castro 2002; Rodríguez-Fonseca et al. 2004). Esta conexión indica cómo anomalías térmicas estivales positivas (negativas) en la superficie del mar de la región ANS persisten hasta el siguiente invierno provocando que las trayectorias ciclónicas atraviesen el sur de Europa y el norte de África (el norte de Europa) y aumente (disminuya) la precipitación en dicha región (lo cual, a su vez, está relacionado con un bajo (alto) índice de la NAO (Hurrell 1995). Dado el desfase temporal entre ambos sucesos, este resultado ha llevado a considerar a las anomalías de la SST en la zona ANS como un posible predictor del régimen anómalo de precipitación invernal de la región ENA.

Por otro lado, otros autores muestran cierta predecibilidad del clima de latitudes medias-altas del Hemisferio Norte a partir de importantes variaciones de la circulación

estratosférica, las cuales pueden introducir cierta «memoria» en la NAO (Baldwin y Dunkerton 1999; Kodera et al. 2000; Thompson et al. 2002).

Estos resultados, considerados conjuntamente, llevaron a los autores del presente trabajo a analizar la relación entre las anomalías mensuales de SST estivales (junio-julio-agosto-septiembre, JJAS) en el Atlántico Norte Subtropical (índice SA_JJAS¹) y la columna atmosférica (de 1000 hPa a 10 hPa) en toda la región Atlántico Norte, tanto para desfases positivos como negativos del geopotencial. La motivación fundamental del mismo fue buscar un puente atmosférico que uniera las variaciones térmicas de la superficie oceánica subtropical con las atmosféricas extratropicales a través de la estratosfera. Los resultados de este estudio indicaron que el comportamiento anómalo de la atmósfera, no sólo en la troposfera sino también en parte de la estratosfera inferior (hasta 10 hPa), condiciona la ocurrencia de anomalías térmicas en superficie sobre el Atlántico Norte Subtropical. Además, se obtuvo evidencias de que la conexión en latitudes extratropicales entre el geopotencial en 10 hPa y SST estival en la región oceánica subtropical aparece desde tres meses antes del verano, propagándose dos meses después hacia la troposfera alta (Rodríguez-Fonseca et al. 2003). Este resultado, complementa por tanto las aportaciones de otros autores que han mostrado evidencias sobre la propagación de anomalías estratosféricas hacia el norte y hacia la superficie (Kodera et al. 2000).

Como continuación de estos estudios, en el presente trabajo se presentan en primer lugar los resultados de analizar, mediante la técnica SVD², la conexión entre anomalías de la SST estival en toda la región tropical atlántica y anomalías del geopotencial en distintos niveles de la atmósfera del Atlántico, considerando estas últimas tanto simultáneas como desfasadas en varios meses a las anomalías térmicas. También se analizan la divergencia horizontal del viento anómalo y las anomalías del viento zonal en la columna atmosférica de 1000-10 hPa observadas en la teleconexión entre anomalías superficiales oceánicas en el Atlántico subtropical y la variabilidad climática en el sector euro-atlántico, con objeto de ayudar a identificar las causas dinámicas que expliquen el fenómeno.

Tras detallar los datos y metodología empleados en el estudio (sección 2), los resultados de los análisis SVD entre la SST estival tropical y el geopotencial en el área del Atlántico Norte se presentan en la sección 3. Seguidamente, se analiza el comportamiento de la divergencia horizontal y del viento zonal en la teleconexión océano-atmósfera identificada en la sección anterior (sección 4). Por último, se resaltan las conclusiones más relevantes del estudio.

2. DATOS Y METODOLOGÍA

Los datos de SST de los meses JJAS empleados en los análisis SVD con el campo del geopotencial, simultáneo y con desfase, corresponden a la región 90°W-30°E-0°-

¹ Definido por los autores como la serie temporal del promedio espacial de las anomalías de la SST mensual en la región 3°W-20°W-15°N-25°N.

² Acrónimo inglés de «Singular Value Decomposition».

30°N y proceden de la base ERSST (*Reynolds Extended Reconstructed Sea Surface Temperature*; Smith et al. 2003), con una resolución horizontal $2^\circ \times 2^\circ$.

Sobre el dominio espacial del Atlántico Norte, se han calculado las anomalías mensuales de las variables atmosféricas (geopotencial y viento zonal) en la troposfera y baja estratosfera (1000, 850, 700, 500, 200, 100, 50, 30, 20 y 10 hPa) a partir de datos del Reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996), cuya resolución en latitud-longitud es de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. El estudio se ha realizado considerando el periodo 1948-1996.

Con objeto de conocer el comportamiento en altura de la divergencia horizontal y del viento zonal en la teleconexión entre las SSTs anómalas en el Atlántico subtropical y la variabilidad climática en el sector euro-atlántico se han seleccionado los casos extremos de un índice oceánico característico del fenómeno. Este índice ha sido obtenido a partir del coeficiente de expansión oceánico del primer modo SVD entre los campos simultáneos de las anomalías mensuales de la SST en el Atlántico Norte tropical de los meses JJAS y de las del geopotencial en 1000 hPa (referido como V1_JJAS_z0). Seguidamente, se han analizado la divergencia horizontal del viento anómalo mensual y las anomalías mensuales del viento zonal desde 1000 a 10 hPa varios meses antes, durante y varios meses después de ocurrir tales casos extremos del índice V1_JJAS_z0. En el presente estudio, los episodios extremos se han seleccionado como aquellos meses de verano cuyo índice oceánico V1_JJAS_z0 estandarizado, y en valor absoluto, supera el valor de + 0.75.

3. TELECONEXIÓN ENTRE LA SST ESTIVAL TROPICAL Y EL GEOPOTENCIAL EN EL ÁREA DEL ATLÁNTICO NORTE

El primer modo SVD obtenido entre los campos anómalos de la SST estival en toda la región atlántica tropical (90°W-30°E-0°-30°N) y del geopotencial en 1000 hPa del Atlántico Norte refleja el mismo tipo de teleconexión océano-atmósfera que, asociada a la ocurrencia de precipitación anómala invernal en la región ENA, los autores del presente estudio identificaron en estudios previos como índice oceánico SA_JJAS (Rodríguez-Fonseca y Castro 2002; Rodríguez-Fonseca et al. 2004).

Asimismo, se ha encontrado un alto grado de coincidencia en la correlación entre índice oceánico en los meses de JJAS y geopotencial anómalo en la columna atmosférica 1000-10 hPa (simultáneo y con desfase mensual), al usar indistintamente el coeficiente de expansión oceánico asociado al primer modo SVD (referido como V1) o el índice SA_JJAS. La Fig. 1, referida a latitudes medias, ilustra esta coincidencia entre resultados, de modo que puede apreciarse la influencia detectada del comportamiento anómalo de la atmósfera (desde la superficie hasta 10 hPa) sobre las anomalías de la SST en el atlántico subtropical y viceversa. En particular, es de destacar la conexión que, desde un par de meses antes del verano, parece existir entre anomalías del geopotencial en 10 hPa y anomalías de la SST estival en la región oceánica subtropical. Además, se observa que existe una relación entre las anomalías subtropicales de SST en verano y aquéllas que ocurren en la troposfera alta dos meses más tarde. Estas coincidencias apoyarían por tanto el uso del índice oceánico SA_JJAS como indicador del comportamiento anómalo de la SST subtropical atlántica estival en su conexión con la precipitación anómala invernal meses más tarde sobre la región euro-atlántica.

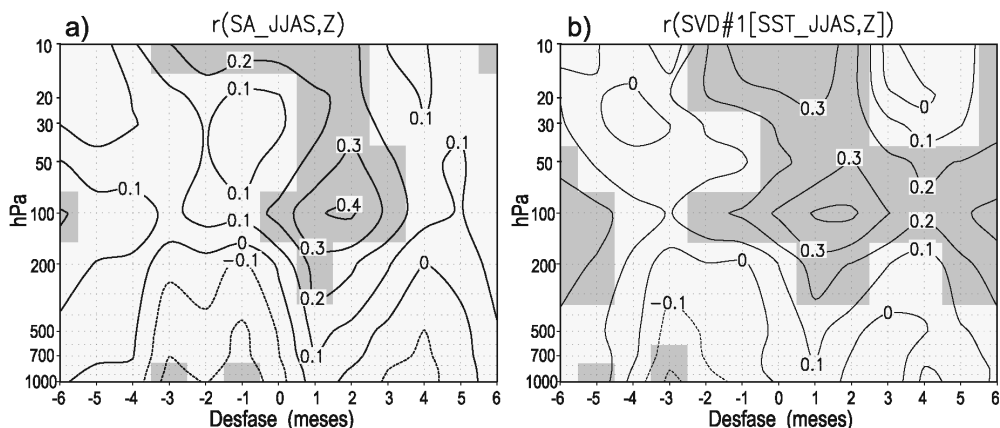


Figura 1. (a) Variación con la altura y el desfase de la correlación lineal entre el índice oceánico subtropical atlántico en verano SA_JJAS y la serie temporal de las anomalías del geopotencial (en desfase con el índice oceánico) en la región 35°W-25°W-35°N-45°N. (b) Igual que (a) pero tomando como índice oceánico el primer coeficiente de expansión oceánico SVD. Las áreas sombreadas indican las zonas donde la correlación es estadísticamente significativa al 98%, según un test de Monte Carlo.

4. FACTORES DINÁMICOS EN LA TELECONEXIÓN ENTRE LA SST ESTIVAL TROPICAL Y LA ATMÓSFERA

Con objeto de identificar los mecanismos físicos que ayuden a explicar los resultados expuestos en la sección anterior, se procedió a evaluar el comportamiento de la divergencia horizontal del viento anómalo en la atmósfera, desde 1000 a 10 hPa, que existió meses antes y después de la ocurrencia en verano de casos extremos del índice V1_JJAS_z0, distinguiendo entre casos de alto y bajo índice (es decir, episodios positivos y negativos, respectivamente). Los episodios positivos (negativos) de V1_JJAS_z0 están asociados a anomalías positivas (negativas) de SST en el atlántico subtropical que, conectadas con la variabilidad atmosférica, están relacionadas con anomalías positivas (negativas) de precipitación invernal en el suroeste de Europa y negativas (positivas) en el noroeste.

Por limitaciones de espacio, en este artículo se presentan sólo los resultados correspondientes a los casos de alto índice V1_JJAS_z0.

Considerando los 43 casos de alto índice V1_JJAS_z0 se elaboraron los *mapas compuestos*³ de la divergencia horizontal del viento anómalo (tanto simultáneo como con desfases respecto a los meses episódicos de JJAS) en los diez niveles de la atmósfera. Tras analizar los distintos mapas compuestos y con objeto de resumir la información

³ Mapa compuesto: mapa de las anomalías medias de una cierta variable (SST, geopotencial, ...) bajo un cierto condicionante.

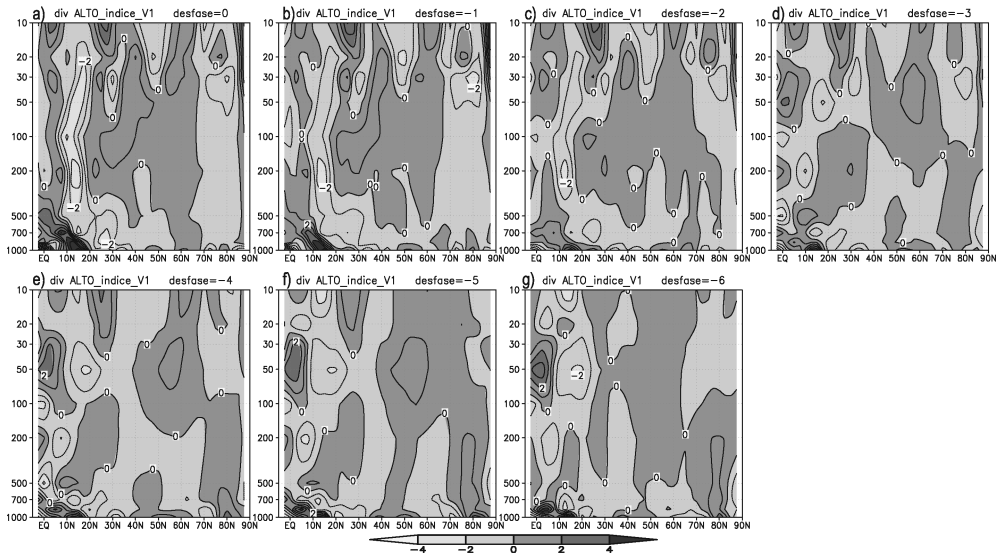


Figura 2. (a) Perfil vertical de la divergencia horizontal promedio del viento anómalo ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) en la franja $60^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$ a lo largo de la latitud en los casos de alto índice oceánico V1 en JJAS. (b)-(g) Como en (a) pero para el viento anómalo varios meses antes (de 1 a 6 meses). Intervalo de isóneas: 10^{-6} s^{-1} .

aportada se realizó un perfil latitudinal de la columna 1000-10 hPa promediando los valores de la divergencia del viento anómalo entre 60°W y 0° (Figs. 2 y 3). El perfil para los meses episódicos de verano se muestra en la Fig. 2a (también en Fig. 3a); los correspondientes perfiles a varios meses antes, en las Figs. 2b-2g; y aquellos acaecidos después de tales episodios estivales en las Figs. 3b-3g.

En los perfiles de divergencia del viento anómalo con desfase negativo (Fig. 2) puede observarse que seis meses antes de JJAS el viento anómalo origina una zona de divergencia horizontal alrededor de 50 hPa en el Ecuador que, a medida que nos acercamos a los meses de verano va debilitándose. Al mismo tiempo, a la misma altura y sobre 15°N , donde en meses anteriores a JJAS existe divergencia climatológica, se aprecia convergencia debida a viento anómalo, que se va extendiendo hacia la superficie, alcanzándola en $20^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$. Por otra parte, entre 10°N y 20°N junto al suelo se observa que, desde seis meses previos a los episodios del alto índice oceánico V1_JJAS_z0, el viento anómalo da lugar a divergencia que se va intensificando a medida que nos acercamos a los meses JJAS. Estos comportamientos evolucionan conjuntamente en el tiempo de forma que en verano, cuando ocurren los episodios de anomalías positivas de SST, se observa que el correspondiente viento anómalo junto al suelo da lugar a divergencia entre 10°N y 20°N y convergencia entre 20°N y 30°N (zonas de convergencia y divergencia climatológica, respectivamente). Se aprecia también que la convergencia anómala observada en superficie (20°N y 30°N) que se extiende en altura sobre latitudes algo más bajas se mantiene durante tres meses

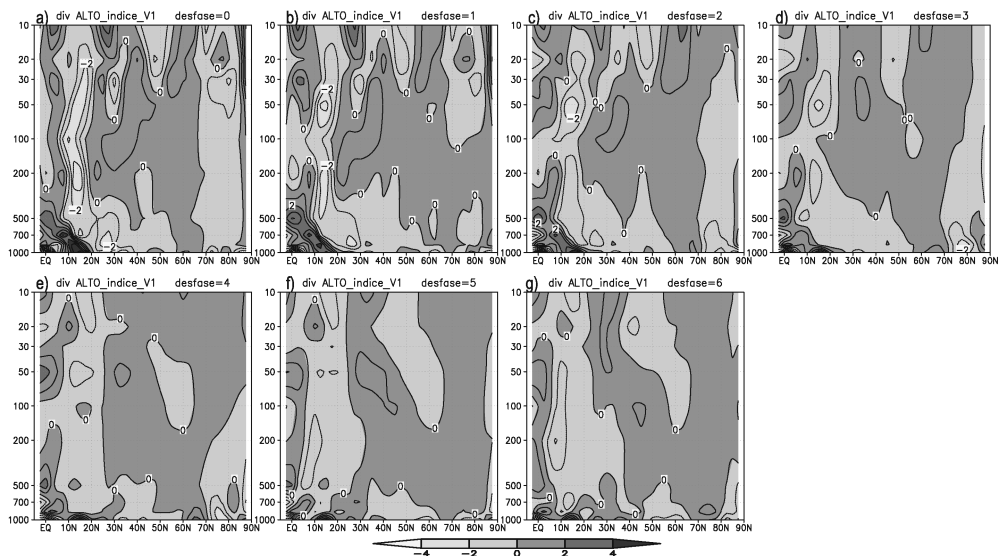


Figura 3. (a) Igual que Fig. 2a. (b)-(g) Como Fig. 2, pero considerando el viento anómalo varios meses después de los casos de alto índice oceánico V1 en JJAS (desde 1 a 6 meses).

después, aunque con intensidad decreciente (Figs. 3a-3d). Todo ello parece indicar por tanto, un cierto forzamiento de la atmósfera en la ocurrencia de anomalías positivas en la SST subtropical que influyen en la pluviosidad anómala del invierno siguiente en Europa.

Los perfiles de viento zonal anómalo incluidos en las Figs. 4 y 5 proporcionan resultados congruentes con los comentados en el párrafo anterior. Entre otros, se obtiene que el viento zonal anómalo observado en la baja estratosfera (100-50 hPa) seis meses antes de los episodios de alto índice V1_JJAS_z0 sobre latitudes tropicales se intensifica y extiende latitudinalmente hasta 30°N a medida que nos acercamos a la ocurrencia de tales casos episódicos en verano. Además, estas anomalías del viento zonal se prolongan lenta y progresivamente hacia la troposfera, de forma que incluso alcanzan el suelo sobre la franja 20°N-30°N (aunque débilmente) en verano. Al mismo tiempo, la columna con viento zonal anómalo del este observado en toda la troposfera de la franja 20°N-40°N seis meses antes de los episodios de alto índice se va desplazando latitudinalmente, de forma que dos meses antes de tales episodios dicha columna se localiza en 40°N-60°N, habiéndose extendido además en altura. Finalmente, en verano, cuando ocurren los episodios positivos de V1_JJAS_z0, el viento zonal anómalo del este junto al suelo en latitudes medias se extiende hasta los 10 hPa. Estos resultados, como los mostrados en los perfiles de la divergencia del viento anómalo (Fig. 2), parecen indicar el forzamiento que la atmósfera ejerce sobre el océano.

Otro resultado interesante a destacar es la incursión hacia la superficie y hacia el Norte de anomalías positivas de viento zonal que se observa en 20°N-30°N alrededor

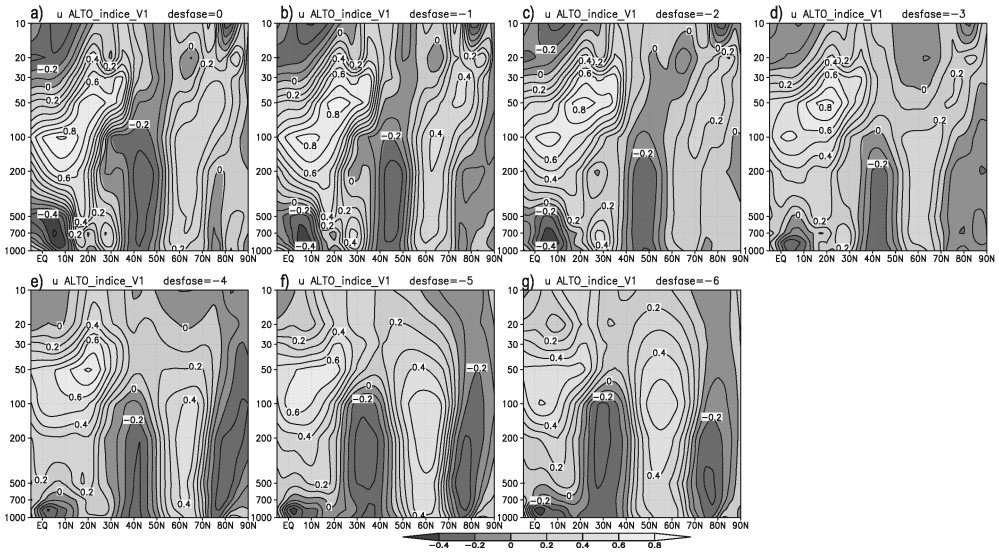


Figura 4. (a) Perfil vertical de las anomalías del viento zonal promedio ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en la franja 60°W - 0° a lo largo de la latitud en los casos de alto índice oceánico V1 en JJAS. (b)-(g) como en (a) pero para el viento zonal varios meses antes (de 1 a 6 meses). Intervalo de isolíneas: $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

de 50 hPa y niveles superiores a partir de tres meses después de los episodios de alto índice V1_JJAS_z0 (Fig. 5). Esta incursión evoluciona en el tiempo de modo que seis meses después de ocurrir tales episodios positivos (invierno siguiente) se observan en latitudes medias anomalías positivas del viento zonal en toda la columna atmosférica analizada (sobre todo en torno a 100 hPa), es decir, vientos del oeste más intensos de lo normal. Todo ello parece estar de acuerdo con los resultados ilustrados en la Fig. 1 que, referidos a latitudes medias, indicaban cierta propagación desde 10 hPa hacia la troposfera de geopotencial anómalo conectado con la SST estival tropical.

La Fig. 5a nos permite apreciar que cuando en verano ocurren los casos de alto índice V1_JJAS_z0 los vientos del este junto al suelo en torno a 10°N son más intensos de lo normal (anomalías negativas). A medida que transcurren los meses, se observa que esta zona con anomalías negativas del viento zonal en superficie alcanza latitudes más altas. Dicha región, a partir de 4 meses después de tales episodios estivales con anomalías positivas de SST, se extiende también en altura, hasta 100 hPa, sobre 20°N - 30°N donde el viento zonal medio es precisamente de sentido opuesto. Estos resultados sobre el comportamiento anómalo del viento zonal observado meses después de ocurrir los episodios estivales de alto índice V1_JJAS_z0, parecen indicar que las anomalías de SST en latitudes tropicales fuerzan a su vez las anomalías atmosféricas que influyen finalmente en la variabilidad del clima extratropical.

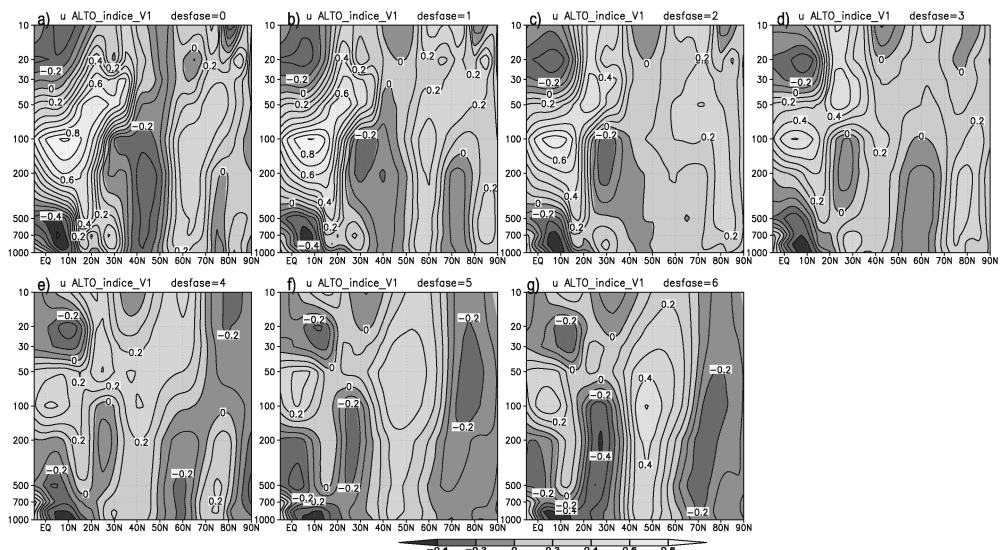


Figura 5. (a) Igual que Fig. 4a. (b)-(g) Como Fig. 4, pero considerando el viento zonal promedio varios meses después de los casos de alto índice oceánico V1 en JJAS (desde 1 a 6 meses).

5. CONCLUSIONES

El análisis de las condiciones anómalas del viento horizontal (divergencia y viento zonal) observadas varios meses antes y después de ocurrir anomalías estivales de SST en el subtropical atlántico que influyen posteriormente en la precipitación anómala invernal sobre la región euro-atlántica, ha permitido identificar cómo ciertas anomalías atmosféricas evolucionan en el tiempo y en altura (entre 1000 y 10 hPa), ayudando con ello a conocer los mecanismos dinámicos que intervienen en dicha teleconexión. Los resultados obtenidos indican que, en conjunto, atmósfera y océano se fuerzan mutuamente en un proceso de realimentación centrado en la ocurrencia en verano de anomalías de SST con influencia posterior en el clima de Europa atlántica.

Por una parte, desde seis meses antes de ocurrir tales episodios con anomalías positivas de SST se ha detectado junto al suelo cierta divergencia horizontal anómala en torno a 10°N-20°N que se intensifica y extiende en altura (hasta media atmósfera) sobre el Ecuador a medida que nos acercamos al verano. Al mismo tiempo, en niveles estratosféricos se observa una zona de convergencia anómala que, a partir de dos meses antes de los episodios oceánicos, se desarrolla hacia abajo hasta alcanzar la superficie en los meses estivales alrededor de los 30°N. Estas observaciones previas al verano, junto con ciertas anomalías del viento zonal, parecen indicar cierto forzamiento atmosférico sobre las anomalías de SST tropical atlántica que afectan a la precipitación anómala invernal en Europa.

Por otra parte, se ha observado que después de los episodios estivales de SST tropical estudiados los vientos del este junto al suelo en latitudes tropicales son más intensos de lo normal y que, a partir de cuatro meses más tarde, el viento zonal anómalo en altura (hasta 100 hPa) sobre 20°N-30°N tiene sentido contrario al viento zonal climatológico (que es del oeste). Estos resultados parecen evidenciar, por tanto, que las anomalías térmicas en el océano subtropical fuerzan la ocurrencia de cierto comportamiento anómalo en la atmósfera, que está relacionado con el régimen anómalo de precipitación invernal en el área Euro-Atlántica.

Los resultados expuestos indican por tanto la presencia por un lado de un forzamiento de la columna atmosférica sobre el océano subtropical que produce anomalías térmicas en su superficie. Por otro lado, muestra un posible mecanismo de teleconexión trópico-extratropical a través de un puente atmosférico que une las anomalías superficiales subtropicales estivales (forzadas por el océano) con las anomalías invernales de la troposfera de latitudes medias.

6. AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido realizado en el marco de los proyectos nacionales REN2000-0770 y REN2002-03434, ambos financiados por el Ministerio de Ciencia y Tecnología.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BALDWIN, M. P. & T. J. DUNKERTON (1999). Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the atmosphere. *Geophys. Res.*, 104, 30937-30946.
- BJERKNES, J. (1964). Atlantic air-sea interaction. *Adv. Geophys.*, 10, 1-82.
- CHANG, P.; R. SARAVANAN, L. JI & G. C. HEGERL (2000). The Effect of the local sea surface temperatures on the Atmospheric Circulation over the Tropical Atlantic sector. *J. Climate*, 13, 2195-2216.
- HURRELL, J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- KALNAY, E.; M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. HANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMAA, R. RENOLDS, R. JENNE & D. JOSEPH (1996). The NCEP / NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- KODERA, K.; Y. KURODA & S. PAWSON (2000). Stratospheric sudden warmings and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies. *J. Geophys. Res.*, 105, 12351-12359.
- KUSHNIR, Y. & I. M. HELD (1996). Equilibrium atmospheric response to North Atlantic SST anomalies. *J. Climate*, 9, 1208-1220.
- LAMB, P. & R. A. PEPPLER (1992). Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with subsaharan drought. *J. Climate*, 5, 476-488.
- MEEHL, G. A. & H. VAN LOON (1979). The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part III: Teleconnections with lower latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1095-1107.

- PALMER, T. N. & Z. SUN (1985). A modeling and observational study relationship between sea surface temperature in the North West Atlantic and the atmospheric general circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 111, 947-975.
- RATCLIFFE, R. A. S. & R. MURRAY (1970). New lag association between North Atlantic sea temperatures and European pressure, applied to long-range weather forecasting. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 96, 226-246.
- RODRÍGUEZ-FONSECA, B. & M. CASTRO (2002). On the connection between winter anomalous precipitation in the Iberian Peninsula and North West Africa and the summer subtropical Atlantic sea surface temperatura. *Geoph. Res. Lett.*, 29, 10.1029/2001GL014421.
- RODRÍGUEZ-FONSECA, B.; I. POLO & E. SERRANO (2003). Ocean-stratosphere connection in the subtropical North Atlantic. Its influence on the European climate. *Proceedings del 3º Simposio de Meteorología y Geofísica del APMG*, Aveiro, Portugal. 5 pp.
- RODRÍGUEZ-FONSECA, B.; I. POLO, E. SERRANO & M. CASTRO (2004). Evaluation of the North Atlantic SST forcing on the European and Northern African winter climate. *Int. J. Climatol.* (en revisión).
- ROGERS, J. C. & H. VAN LOON (1979). The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 509-519.
- SMITH, T. M. & R. W. REYNOLDS (2003). Extended Reconstruction of global Sea Surface Temperatures based on COADS Data (1854-1997). *J. Climate*, 16, 1495-1510.
- THOMPSON, D. W. J.; M. P. BALDWIN & J. M. WALLACE (2002). Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather. Implications for Prediction. *J. Climate*, 15, 1421-1428.

