

Influencia de los patrones de teleconexión del Atlántico Norte en la precipitación primaveral del Mediterráneo occidental

M. Yolanda LUNA¹, Ana MORATA², M. Luisa MARTÍN³ y Francisco VALERO²

¹ Instituto Nacional de Meteorología, Servicio Desarrollos Climatológicos
yluna@inm.es

² Universidad Complutense de Madrid, Dpto. Astrofísica y CC. de la Atmósfera

³ Universidad de Valladolid, EITIG, Dpto. Matemática Aplicada a la Ingeniería

RESUMEN

La influencia de los patrones de teleconexión de variabilidad de baja frecuencia en el Atlántico norte sobre la precipitación primaveral en el área del Mediterráneo occidental es investigada por medio de un análisis de descomposición en valores singulares (SVD). El análisis SVD de los valores mensuales de altura geopotencial en el nivel de 300 hPa y la precipitación mensual acumulada ha mostrado que la covariabilidad de los campos está dominada por dos patrones de circulación atmosférica. El primer modo está asociado al patrón de teleconexión conocido como EA-Jet y relaciona anomalías positivas de precipitación con situaciones de bloqueo alta-sobre-baja caracterizadas por la presencia de un flujo que se divide alrededor de una zona de altas presiones situadas al norte de las Islas Británicas y una zona de bajas presiones sobre la Península Ibérica. El segundo modo de covariabilidad tiene en cuenta la respuesta de la precipitación al patrón de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Una situación de NAO positiva (negativa) está asociada a anomalías de precipitación positivas (negativas) sobre el sur (norte) del Mediterráneo occidental. Con estos dos modos, la variabilidad de los patrones atmosféricos a gran escala en el Atlántico Norte explican alrededor del 50% de la varianza de la precipitación primaveral en el Mediterráneo occidental. La significancia estadística de los modos y, por ende, de la respuesta de la precipitación a los patrones de teleconexión es investigada utilizando simulaciones de Monte Carlo.

Palabras clave: Patrones de teleconexión noratlánticos, variabilidad en el Mediterráneo occidental, precipitación, descomposición en valores singulares.

Influence of North Atlantic teleconnection patterns over springtime precipitation in the Western Mediterranean

ABSTRACT

The influence of the North Atlantic teleconnection patterns of low-frequency variability over the springtime precipitation in the Western Mediterranean area is analysed. Singular value decomposition (SVD) of the springtime monthly mean fields for the paired 300 hPa geopotential height/precipitation has shown that their covariability is dominated by two main large-scale atmospheric circulation patterns. In SVD results, the first mode relates precipitation anomalies to the EA-Jet pattern. Above-normal rainfall anomalies are linked with a long-lived high-over-low blocking pattern characterised by split flow around a high located northward Britain Islands and a low over Iberia. The second covariability mode takes into account the response of the precipitation to the North Atlantic Oscillation (NAO) pattern. An enhanced spring NAO pattern is related to positive (negative) precipitation anomalies over the southern (northern) Western Mediterranean. Through these two modes, the North Atlantic large-scale atmospheric dynamics explains about 50% of the total spring precipitation variability in the Western Mediterranean area. The effectiveness of the western Mediterranean precipitation response to the teleconnection patterns is statistically assessed by using a Monte Carlo approach.

Keywords: North Atlantic teleconnection patterns, western Mediterranean variability, precipitation, singular value decomposition.

SUMARIO: 1. Introducción. 2. Variabilidad acoplada: análisis de descomposición en valores singulares. 3. Análisis espacial de los modos de variabilidad. 4. Análisis temporal de los modos de variabilidad. 5. Test de significación estadística: simulaciones de Monte Carlo. 6. Conclusiones. 7. Agradecimientos. 8. Referencias bibliográficas.

1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad de la circulación atmosférica a gran escala es uno de los factores principales que determinan la distribución espacial de elementos climatológicos tales como la precipitación o la temperatura. El clima de Europa occidental está influenciado, especialmente en invierno, por la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) siendo ésta el primer patrón de teleconexión de baja frecuencia (Barnston y Livezey 1987). Aunque la influencia de la NAO sobre la zona del Mediterráneo Occidental ha sido discutida por muchos autores (van Loon y Roger 1978; Hurrell y van Loon 1997; Corte-Real et al. 1995; Esteban-Parra et al. 1998; González-Rouco et al. 2000; Maheras et al. 2001), existen otros patrones de teleconexión que pueden tener influencia sobre los elementos climatológicos de esta zona. Rogers (1990) identificó otros patrones tales como el East Atlantic (EA) y el East Atlantic Jet (EAJet), que son, respectivamente, los segundo y tercer patrones de teleconexión en la zona del Atlántico Norte y pueden afectar a la zona del Mediterráneo occidental.

El área de influencia mediterránea en la Península Ibérica está prácticamente confinada a una zona estrecha paralela a la costa que se extiende desde el suroeste de Francia hasta el oeste de la costa mediterránea del norte de África pasando por todo el este de Iberia. Debido a la complicada orografía que la rodea, esta zona presenta un comportamiento climático singular. Su régimen de precipitación está caracterizado por un máximo absoluto en otoño y uno secundario en primavera con ausencia de la misma en verano.

Existe una relación consistente entre la precipitación en la Península Ibérica y las anomalías de circulación atmosférica en el Atlántico Norte, especialmente en invierno (Luna et al. 2001; Valero et al. 2004) han encontrado una relación entre la precipitación en la cuenca del Mediterráneo occidental y las anomalías de circulación atmosférica a gran escala en otoño identificando dos patrones que gobiernan la precipitación en esta zona. Sin embargo, la relación existente entre circulación atmosférica a gran escala y precipitación en el máximo secundario de primavera ha sido menos analizado. El propósito de este estudio es identificar patrones de circulación que ocurren simultáneamente con configuraciones de anomalías de precipitación en primavera en la zona del Mediterráneo occidental a partir de datos observacionales. Para ello se utilizará la técnica estadística multivariante denominada descomposición en valores singulares que permitirá analizar la covariabilidad entre los patrones de circulación atmosférica a gran escala y la precipitación. El análisis se aplica a anomalías de precipitación mensual acumulada y de medias mensuales de altura geopotencial en el nivel de 300 hPa. Este nivel atmosférico ha sido seleccionado para representar la circulación atmosférica debido a que la ciclogénesis está íntimamente relacionada con el flujo atmosférico en niveles altos y la posición de la corriente en chorro. La existencia

de corrientes en chorro con fuerte componente meridional asociadas a la presencia de bajas presiones aisladas en niveles altos (cut-off lows) es uno de los mecanismos dinámicos a gran escala que favorecen el desarrollo de sistemas de precipitación en el Mediterráneo occidental (Valero et al. 1997).

2. VARIABILIDAD ACOPLADA: ANÁLISIS DE DESCOMPOSICIÓN EN VALORES SINGULARES

Mediante el análisis de descomposición en valores singulares (SVD) se pretende estudiar la covariabilidad entre los patrones de circulación a gran escala y la precipitación en el Mediterráneo occidental en primavera. El método de descomposición en valores singulares (SVD) se fundamenta en el álgebra matricial y fue introducido en el campo de la meteorología por Prohaska (1976). Se trata de un método muy útil para analizar simultáneamente dos campos en el espacio y en el tiempo detectando de forma objetiva patrones de variabilidad acoplada entre ellos (Bretherton et al. 1992). Este método estadístico puede ser entendido como una generalización del análisis de componentes principales ya que consiste básicamente en la diagonalización de la matriz de covarianza entre dos variables obteniéndose pares de patrones que explican máxima covarianza cuadrada existente entre ambas. La matriz de covarianza se construye a partir de las anomalías de las variables respecto a sus valores medios tras eliminar previamente las tendencias a largo plazo y el ciclo estacional para detectar con mayor claridad la variabilidad intraestacional de los patrones obtenidos. Los autovectores resultantes de la diagonalización de esta matriz rectangular se denominan vectores singulares «derechos» e «izquierdos», que corresponden a cada una de las variables de manera respectiva, ordenados con respecto al valor del autovalor correspondiente de forma que el primer par de vectores da cuenta de la máxima cantidad de covarianza cuadrada total entre los campos. Proyectando el campo original sobre el vector singular, se obtiene la serie temporal de coeficientes de expansión. La correlación existente entre las series temporales de coeficientes de expansión de cada variable mide la intensidad de la relación entre ellas. Si los patrones espaciales obtenidos del análisis SVD se escalan multiplicándolos por el correspondiente valor singular y se dividen por la desviación estándar de sus correspondientes coeficientes temporales de expansión, representan correlaciones entre la serie temporal de coeficientes de expansión de un campo y los datos observacionales del otro; si además, se multiplican por la desviación estándar de las series de datos observacionales, los patrones representan anomalías.

La variable de circulación a gran escala empleada ha sido extraída de los reanálisis del National Centre for Atmospheric Research, *NCEP / NCAR* (Kalnay et al. 1996). Los datos son valores medios mensuales de altura geopotencial en el nivel de 300 hPa (Z300) organizados en una malla de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (longitud \times latitud) que comprende un dominio espacial que abarca el Atlántico Norte, el mar Mediterráneo y Europa, desde 20°N a 85°N de latitud y desde 100°W a 40°E de longitud, y un periodo temporal entre 1948 y 1989. Esta región contiene 1755 nodos con 42 años de recorrido temporal. La variable regional consiste en 26 series de precipitación (PCP) mensual acumulada

correspondientes a observatorios del sur de Francia, costa Mediterránea Peninsular y norte de África, extraídas de la base de datos observacional Southwestern Europe Dataset. Las series fueron sometidas a un exhaustivo control de calidad consistente en corrección de datos anómalos, homogeneización e interpolación de datos inexistentes que se describe en detalle en González-Rouco et al. (2001). El intervalo de muestreo es promedio mensual para la estación de primavera, entendiéndose ésta como marzo, abril y mayo.

3. ANÁLISIS ESPACIAL DE LOS MODOS DE VARIABILIDAD

El primer modo SVD de covariabilidad entre los campos Z300 y PCP da cuenta aproximadamente del 55% de covarianza cuadrada. En la Fig. 1a se muestra la fase positiva del patrón Z300 presentando estructura dipolar que corresponde a una configuración de bloqueo, con un centro de correlaciones negativas sobre el suroeste de la Península Ibérica y un centro de correlaciones positivas sobre la Península Escandinava. Esta configuración que recibe el nombre de «alta-sobre-baja», se da con mayor frecuencia sobre el oeste de Europa y se conoce también como configuración de *split flow* o de estructura romboidal, ya que divide la corriente en chorro alrededor del bloqueo (Bluestein 1993). En niveles altos, este tipo de configuración se caracteriza por una vaguada situada sobre el suroeste de la Península Ibérica que transporta aire frío sobre el oeste del Mediterráneo y por una dorsal sobre Europa central y Escandinavia. Esta situación promueve advección de aire frío favoreciendo el desarrollo de sistemas de precipitación en el oeste de la cuenca Mediterránea (Fig. 1b). Por el contrario, la fase negativa del patrón muestra un centro de correlaciones positivas centrado en la Península Ibérica y un centro de correlaciones negativas sobre latitudes altas del este del Atlántico Norte y Escandinavia. Esta configuración, que se encuentra generalmente asociada con la presencia en niveles altos de una dorsal sobre el suroeste de Europa y un centro de altas presiones en superficie localizado sobre la Península Ibérica determina condiciones de déficit de precipitación en la región peninsular estudiada.

El patrón de precipitación descrito por este primer modo da cuenta del 36% de la varianza total de la precipitación y es similar al primer patrón del análisis de componentes principales (no mostrado) del campo de precipitación que explica también el 36% de la variabilidad de la precipitación; de hecho, la correlación entre las series de coeficientes de expansión del campo de PCP de este primer modo y la primera componente principal del mismo campo es 0.98. Por otro lado, el patrón obtenido por el primer modo SVD del campo Z300 da cuenta del 8% de su varianza y se asemeja, razonablemente, con su correspondiente tercer patrón del análisis de componentes principales, el cual, se identifica con el patrón de teleconexión conocido como *East Atlantic Jet* (EAJet) que constituye el tercero de los modos primarios de variabilidad de la circulación en el Atlántico Norte. El patrón EAJet se caracteriza por un nodo negativo sobre el este del Atlántico Norte y Escandinavia y otro centro que se extiende sobre la Península Ibérica y es especialmente intenso entre los meses de abril y agosto. El valor absoluto de correlación entre la serie de coeficientes de expansión del primer modo del campo Z300 y la serie temporal del patrón EAJet es 0.6 manifestando la relación

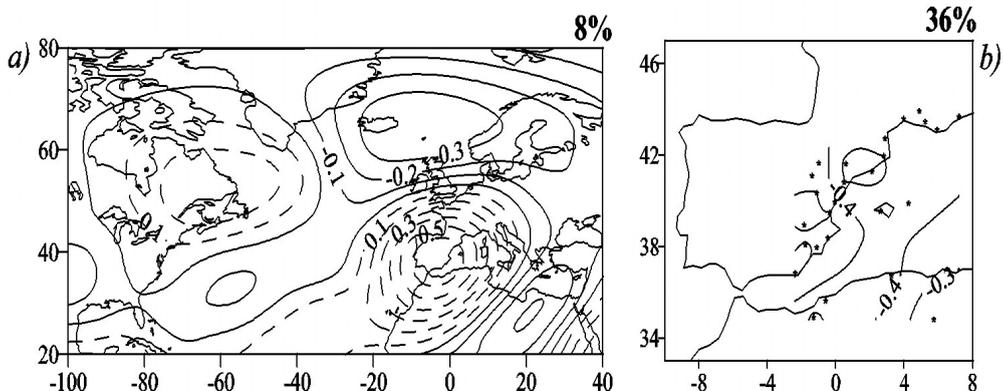


Figura 1. Patrones heterogéneos de correlaciones de las variables de circulación a gran escala correspondientes al primer modo: (a) Z300; (b) PCP. Los contornos indican correlaciones positivas (negativas) en trazo continuo (discontinuo). En la esquina superior derecha aparece el porcentaje de varianza individual dado por las series de coeficientes de expansión de cada campo.

entre el primer modo SVD en la cuenca Mediterránea Occidental y la variabilidad del patrón EAJet.

El segundo modo SVD da cuenta del 27% de FCC entre los campos Z300 y PCP. El patrón heterogéneo de Z300 (Fig. 2a) consiste en un dipolo de correlaciones con un centro negativo localizado sobre Groenlandia y otro positivo que se extiende sobre latitudes centrales del Atlántico Norte, entre 40°N y 45°N. Este patrón presenta una gran semejanza con el patrón de la NAO, caracterizado por presiones por debajo de lo normal en latitudes altas y por encima de lo normal sobre la franja de latitudes medias a través del Atlántico Norte. La correlación entre la serie de coeficientes de expansión del segundo modo de Z300 y el índice NAO es de 0.5. Esta configuración de geopotencial favorece advección de flujos fríos y secos sobre la Península Ibérica promoviendo anomalías positivas de precipitación en el sur del área en estudio y negativas en el nordeste de la Península y sureste de Francia (Fig. 2b) como consecuencia de la notable actividad ciclogénica en esta parte del Mediterráneo.

4. ANÁLISIS TEMPORAL DE LOS MODOS DE VARIABILIDAD

Las series de coeficientes de expansión del primer modo se muestran en la Fig. 3. En general, se observa una fluctuación consistente del campo Z300 y la precipitación. Se aprecia que a partir de la década de los 70 la fase negativa del campo de PCP se intensifica. Aplicando un análisis espectral se obtiene una distribución de la varianza en función de la frecuencia característica de ruido blanco, indicativo de una evolución sin persistencia.

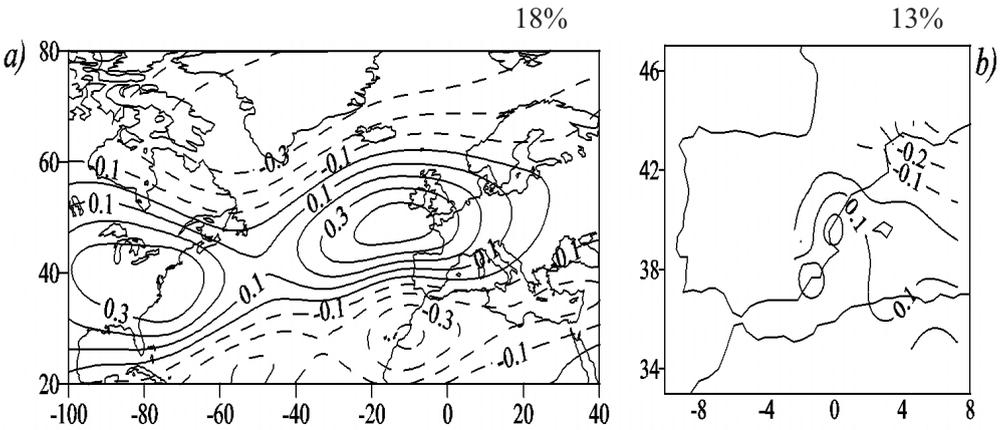


Figura 2. Igual que la Figura 1 para el segundo modo.

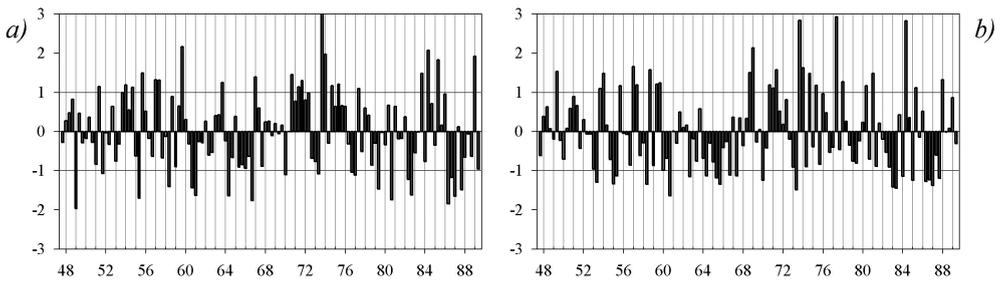


Figura 3. Series temporales estandarizadas de coeficientes de expansión del primer modo SVD (a) Z300; (b) PCP.

El valor de correlación entre el par de series temporales de coeficientes de expansión es de 0.71 lo que pone de manifiesto el alto grado de acoplamiento entre el campo de circulación a gran escala y la PCP. Como se ha mencionado en la sección anterior, el primer modo se identifica con el patrón EAJet y el valor de correlación entre la serie temporal de Z300 asociada a este modo y el índice EAJet es de 0.56. Para analizar la variabilidad temporal de los coeficientes de expansión, se ha llevado a cabo el análisis wavelet continuo Morlet (Mallat 1998) de las series ya que estas no presentan un comportamiento regular. La ventaja fundamental que presenta este tipo de análisis *wavelet* frente a la transformada de Fourier en el estudio de la variabilidad temporal de una señal, es que el análisis *wavelet* representa funciones locales en tiempo y en frecuencia obteniéndose una descomposición óptima de la señal en términos de localización en tiempo y frecuencia, mientras que la transformada de Fourier presenta funciones locales en frecuencia pero globales en el tiempo.

La Fig. 4 muestra la serie de precipitación media normalizada en la cuenca, así como el resultado de su análisis *wavelet*, y el análisis *wavelet* de la serie de coeficientes

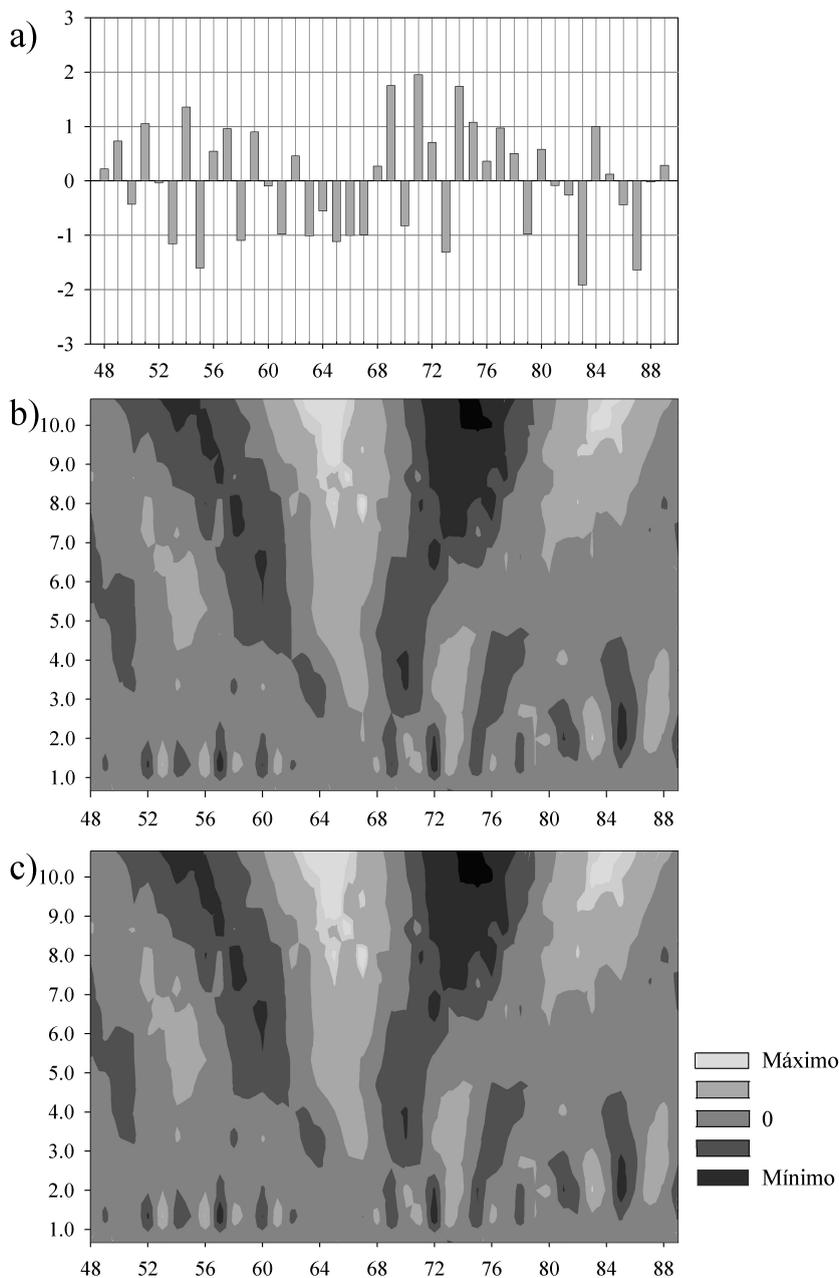


Figura 4. (a) Serie de precipitación promediada espacial y temporalmente (marzo-abril) estandarizada sobre el área de estudio; el eje ordenadas corresponde a unidades de desviación estándar de la precipitación y el eje de abcisas a tiempo. Poder espectral wavelet: (b) de la serie de precipitación estandarizada de la figura (a) y (c) de la serie de coeficientes de expansión de la serie de la Fig. 2b; el eje de ordenadas representa la escala (años) y el eje de abcisas el tiempo.

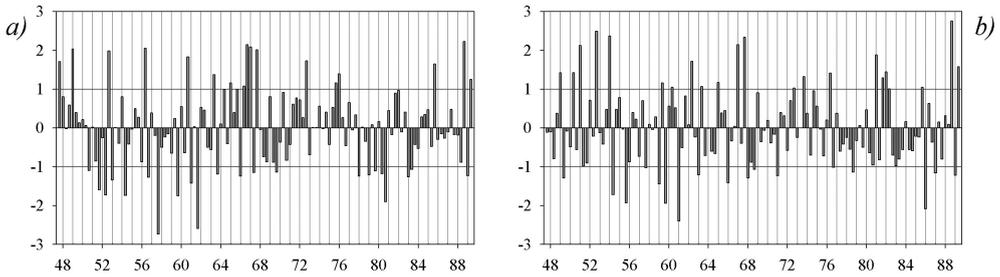


Figura 5. Igual que la Fig. 3 para el segundo modo.

de expansión promediados del análisis SVD. Puede observarse como el poder espectral *wavelet* de ambas series muestra características similares, localizando nodos coherentes en ambos casos de máximos y mínimos que muestran una evolución similar y aparecen centrados en las mismas escalas de tiempo-frecuencia. El espectro *wavelet* de las series temporales muestra variabilidad con una señal importante agrupada en el torno de 5-7 años (en el eje de ordenadas), que se identifica con centros a lo largo de prácticamente todo el registro alternándose los períodos secos y húmedos. Esto indica que el primer modo acoplado de variabilidad muestra una evolución temporal muy similar a la de la precipitación media de la cuenca.

Las series de coeficientes de expansión del segundo modo (Fig. 5) muestran una evolución temporal análoga, poniendo de manifiesto, como se tenía en el primer modo, alto grado de acoplamiento entre la variable de circulación a gran escala y la serie de coeficientes del campo de PCP. Tanto la fase positiva como la negativa se presentan más intensas en la primera mitad del registro estudiado; sin embargo, no se detectan tendencias significativas en ninguno de los casos.

La transformada *wavelet* continua de la serie de coeficientes de expansión del campo de PCP (no mostrado) da resultados menos significativos que en el caso anterior ya que la intensidad de los nodos es menor. Sin embargo, es destacable que la varianza se concentra en escalas de aproximadamente 7 años, de forma intermitente a lo largo del registro. Estas fluctuaciones se intensifican durante la segunda mitad del registro. Por esto se consideró conveniente realizar un análisis *wavelet* discreto a dicha serie para estudiar su comportamiento en baja frecuencia con más detalle. La Fig. 6 muestra dicho análisis junto con el análisis *wavelet* discreto del índice NAO de primavera. Ambos análisis exhiben una evolución similar en su espectro de baja frecuencia, mostrando un marcado decrecimiento hasta mediados de la década de los 70, alcanzando el mínimo en torno a los años 1975-1976, y manteniendo posteriormente en valores bajos. Este mínimo en el índice NAO, ha sido asociado por diversos autores con la denominada *gran anomalía de salinidad* (Dickinson et al. 1988), durante la cual el valor medio del flujo del oeste se intensificó por encima de lo normal. Nakamura (1996) asocia estos valores a una intensificación de la polaridad de la NAO y a temperaturas por debajo de lo normal en el Atlántico Norte.

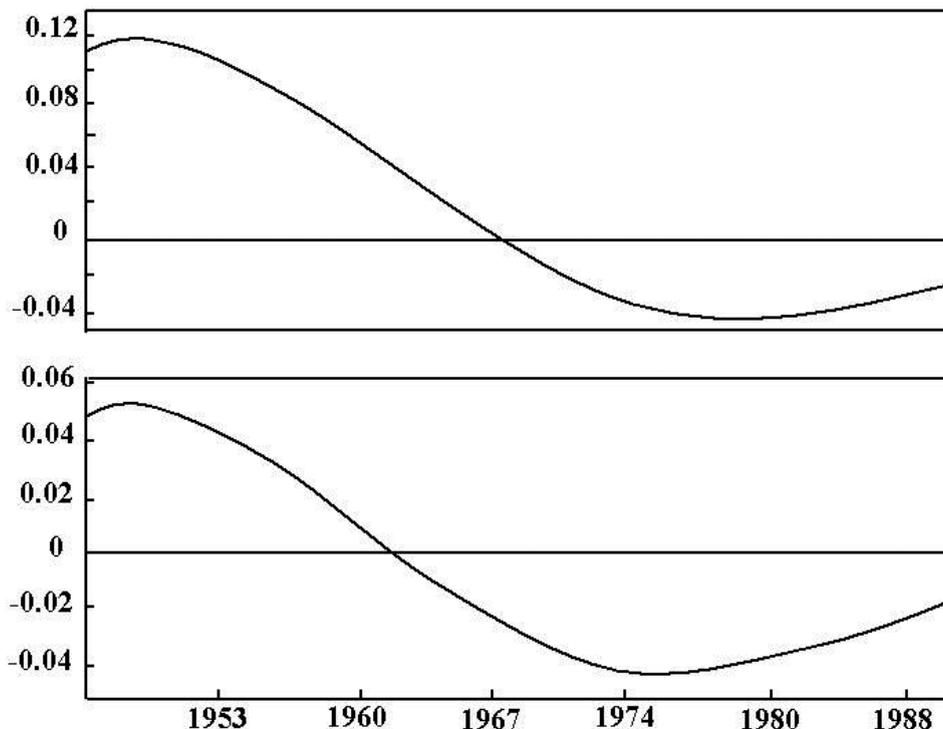


Figura 6. Coeficientes del análisis *wavelet* discreto de baja frecuencia de las series índice NAO (arriba) y coeficientes de expansión del primer modo Z300 (abajo). El eje de ordenadas es adimensional y el eje de abscisas corresponde a los años del registro.

5. TEST DE SIGNIFICACIÓN ESTADÍSTICA: SIMULACIONES DE MONTE CARLO

La robustez estadística de los modos seleccionados en el análisis SVD realizado ha sido comprobada empleando técnicas de Monte Carlo. Para ello, se ha diseñado un experimento basados en la evaluación de la significación estadística de la covarianza cuadrada (CC) obtenida en el análisis SVD para los dos primeros modos. La CC constituye una medida directa del acoplamiento entre los patrones obtenidos. Los valores de FCC y r solo pueden ser interpretados cuando el valor de CC es significativamente alto (Wallace et al. 1992). El experimento consiste en deshacer la estratificación de una de las variables conservando la de la otra y, por tanto, descomponiendo el orden cronológico entre ambas. Al eliminar dicho orden, la relación entre los dos campos se deteriora afectando de forma directa tanto a la CC total como a la CC individual de cada modo. Estrictamente, al romper el orden no se preserva la coherencia temporal entre los campos y únicamente se conserva la coherencia espacial entre ellos. En este caso, la hipótesis nula, H_0 , consiste en la igualdad de la CC de los

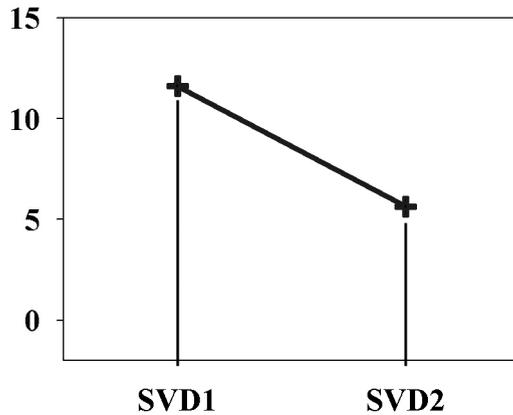


Figura 7. Resultados del experimento de simulación de Monte Carlo. Se representan los valores de la CC para los dos primeros modos (SVD1 y SVD2) de 100 análisis aleatorizados (puntos pequeños en negro) y del análisis de los datos originales (puntos grandes unidos mediante línea continua).

análisis SVD originales y la CC de los análisis SVD de los datos sin estratificar. La aceptación de H_0 implicaría que la relación obtenida entre los campos es igual a la obtenida de forma aleatoria y, por tanto, que la relación entre ellos no es significativa. Para afirmar que dicha relación es significativa se debe rechazar H_0 , es decir, los valores de CC de los análisis SVD originales deben situarse en la región de rechazo del test, siendo mayores que el 95% de los valores CC de los 100 experimentos SVD realizados.

La Fig. 7 muestra los resultados obtenidos al realizar 100 experimentos SVD con la variable de circulación a gran escala aleatorizada frente a los resultados del análisis SVD original. Se puede observar que las CC individuales de cada modo son mayores que el 95% de los valores de CC de los 100 experimentos, lo que sugiere una relación significativa entre el campo de circulación a gran escala y el campo de precipitación. Asimismo, se aprecia que la diferencia entre los valores de CC del análisis original y los aleatorizados es mayor para SVD1 que para SVD2, indicando mayor representatividad de primer modo frente al segundo.

6. CONCLUSIONES

Se han analizado los modos acoplados de variabilidad en primavera entre el campo de precipitación regional en la cuenca mediterránea occidental y la circulación a gran escala del nivel de 300 hPa obteniéndose los siguientes resultados. El 70% de la variabilidad del campo de precipitación acoplado en la cuenca mediterránea occidental explicada con los dos primeros modos acoplados entre el campo de precipitación y Z300. El primer modo de variabilidad acoplada ha sido identificado como el patrón de teleconexión EAJet y da cuenta de más del 50% de la variabilidad de la precipitación en el Mediterráneo occidental. Se ha encontrado que el primer modo acoplado de

variabilidad manifiesta una evolución temporal similar a la que muestra la precipitación media con escalas temporales de variabilidad similares. Esto pone de manifiesto que el comportamiento de la precipitación regional está fuertemente influido por este primer modo de variabilidad. La variabilidad del segundo modo de precipitación acoplado de primavera y el índice NAO muestran un comportamiento similar en su espectro de baja frecuencia. Las simulaciones de Monte Carlo realizadas muestran que los modos acoplados de primavera son temporalmente estables a lo largo del período analizado, mientras que los modos de otoño presentan cierta inestabilidad.

7. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al *NOAA-CIRES* Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA (<http://www.cdc.noaa.gov/>) los datos de reanálisis *NCEP* de altura geopotencial y al Dr. F. González-Rouco los datos de precipitación *SED*.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARNSTON, A. G. & R. E. LIVEZEY (1987). Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083-1126.
- BLUSTEIN, H. B. (1993). *Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. II. Observations and Theory of Weather Systems*. Oxford University Press. 594pp.
- BRETHERTON, C. S., C. SMITH & J. M. WALLACE (1992). An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5, 541-560.
- CORTE-REAL, J.; X. ZHANG & X. WANG (1995). Large-scale circulation regimes and surface climatic anomalies over the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, 15, 1135-1150.
- CORTE-REAL, J.; B. QIAN & H. XU (1998). Regional climate change in Portugal: precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 18, 619-635.
- DICKSON, R. R.; J. MEINCKE, S. A. MALMBERG & A. J. LEE (1988). The «Great Salinity Anomaly» in the northern North Atlantic 1968-1982. *Progress in Oceanography*, 20, 103-151.
- ESTEBAN-PARRA, M. J.; F. S. RODRIGO & CASTRO-DÍEZ (1998). Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*, 18, 1557-1574.
- GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; H. HEYEN, E. ZORITA & F. VALERO (2000). Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the Southwest of Europe. *Journal of Climate*, 13, 3057-3065.
- GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; J. L. JIMÉNEZ, V. QUESADA & F. VALERO (2001). Quality control of monthly precipitation data in the Southwest of Europe. *Journal of Climate*, 14, 964-978.
- HURREL, J. W. & H. VAN LOON (1997). Decadal variations in climate associated with the north Atlantic Oscillation. *Climate Change*, 36, 301-326.
- KALNAY, E.; M. KANAMITSU, R. KISTLER, D. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W.

- EBISUZAKI, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K. C. MO, C. KOPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, R. JEENE & D. JOSEPH (1996). The NCEP/NCAR 40-years Reanalysis, Project. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 77, No. 3, 437-471.
- LUNA, M. Y.; M. L. MARTÍN, F. VALERO & F. GONZÁLEZ-ROUCO (2001). Wintertime Iberian Peninsula precipitation variability and its relation to North Atlantic Atmospheric circulation, in: M. Brunet & D. López (eds.). *Detecting and modelling regional climate change and associated impacts*. Springer-Verlag, Berlin. 369-376.
- MAHERAS, P.; H. A. FLOCAS, I. PATRIKAS & C. ANAGNOSTOPOULOU (2001). A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *International Journal of Climatology*, 21, 109-130.
- MALLAT, S. (1998). *A wavelet tour os signal processing*. Academic Press. 637 pp.
- NAKAMURA, H. (1996). Year-to-year and interdecadal variability in the activity of intraseasonal fluctuations in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 55, 19-32.
- PROHASKA, J. (1976). A technique for analyzing the linear relationships between two meteorological fields. *Mon. Weather Rev.*, 104, 1345-1353.
- ROGERS, J. C. (1990). Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate*, 3, 1364-1379.
- VALERO, F.; M. Y. LUNA, M. L. MARTÍN, A. MORATA & F. GONZÁLEZ-ROUCO (2004). Coupled modes of large-scale climatic variables and regional precipitation in the Western Mediterranean in autumn. *Climate Dynamics*, 22, 307-323.
- VALERO, F.; M. Y. LUNA & M. L. MARTIN (1997). An overview of a heavy rain event in southeastern Iberia: the role of large-scale meteorological conditions. *Annales Geophysicae*, 15, 494-502.
- VAN LOON, H. & J. C. ROGER (1978). Seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. I. General description. *Monthly Weather Review*, 106, 296-310.
- WALLACE, J. M.; C. SMITH & C. S. BRETHERTON (1992). Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J. Climate*, 5, 561-576.