

VARIABILIDAD INTERANUAL DEL MANTO DE NIEVE EN EL PIRINEO: TENDENCIAS OBSERVADAS Y SU RELACIÓN CON ÍNDICES DE TELECONEXIÓN DURANTE EL PERIODO 1985-2011

Jesús REVUELTO BENEDÍ¹, Juan I. LÓPEZ MORENO¹,

Enrique MORÁN TEJEDA², Steven FASSNACHT³, Sergio M. VICENTE SERRANO¹,

¹*Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC Zaragoza*

²*CI3, Climate Change and Climate Impacts Group. University of Geneva, Switzerland.*

³*Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.*

jrevuelto@ipe.csic.es, nlopez@ipe.csic.es, enrique.moran@unige.ch, steven.fassnacht@colostate.edu, svicen@ipe.csic.es

RESUMEN

Desde diciembre de 1985 el Programa ERHIN realiza tres mediciones anuales (enero, marzo y finales de abril) del espesor de nieve en 114 balizas localizadas en el Pirineo central español. En este trabajo se han utilizado dichas series, junto a información de densidad de la nieve en alguna de las balizas para estudiar la evolución interanual del manto de nieve en el Pirineo, conocer su tendencia en las últimas décadas y relacionar dicha evolución temporal con la influencia de distintos índices de teleconexión atmosférica. Se ha aplicado un análisis de componentes principales que ha permitido distinguir cuatro patrones de evolución interanual del manto de nieve en la zona de estudio. Todos ellos indican una elevada variabilidad interanual en el manto de nieve. El principal patrón de la zona de estudio se encuentra negativamente correlacionado con la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) y ha experimentado un ligero aumento de los espesores de nieve durante el periodo analizado. Las balizas más próximas a la divisoria de aguas principal no están afectadas por la NAO, mientras que muestran una correlación negativa con la oscilación del Mediterráneo Oriental (EM). Dos grupos definen a las balizas situadas en el sector más oriental de la zona de estudio. En esta zona se produce un descenso en la acumulación de nieve durante el periodo 1985-2011, pero la tendencia es significativa en pocas balizas, y los índices de teleconexión considerados no afectan a la variabilidad interanual del espesor de nieve.

Palabras clave: Nieve, evolución temporal, índices de teleconexión, Pirineo.

ABSTRACT

Since December 1985, the ERHIN program performs three measurements during the year (January, March and late April) the snow depth in 114 points located in the central Spanish Pyrenees. In this paper we have used these series, with snow density information of some snow poles to study the interannual evolution of the snowpack in the Pyrenees, to know the trend in recent decades and to relate this temporal evolution with the influence of different teleconnection patterns. A principal component analysis (PCA) identified four patterns of inter-annual evolution of snow cover in the study area. They indicate a high interannual variability in the snowpack. The main pattern of the study area is negatively correlated with the North Atlantic Oscillation (NAO) and has experienced a slight increase in snow depths during the study period. The closest snow poles to the main divide of the Pyrenees are not affected by the NAO,

while showing a negative correlation with the oscillation of the Eastern Mediterranean (EM). Two groups define the snow poles located in the eastern part of the study area. In this area there is a decrease in the accumulation of snow during the period 1985-2011, but the trend is significant only in a few points, and teleconnection indices considered do not affect the interannual variability of snow depth.

Key words: Snow, time evolution, teleconnection indices, Pyrenees.

1. INTRODUCCIÓN

En áreas montañosas la acumulación de nieve controla multitud de procesos ambientales así como diversas actividades socio-económicas. En particular, la disponibilidad de reservas hídricas y la estacionalidad de los regímenes fluviales están estrechamente relacionados con el espesor estacional del manto de nieve (López Moreno y García Ruiz 2004). Diferentes estudios han analizado el impacto de la variabilidad y el cambio climático sobre los patrones de acumulación y fusión de nieve (Barnett *et al.*, 2005, García-Ruiz *et al.*, 2011), y como los patrones de circulación atmosférica a escala regional afectan de forma local a la evolución interanual del manto de nieve (López-Moreno y Vicente-Serrano 2007).

Distintos autores ya han señalado la gran importancia hidrológica de la acumulación de nieve en el Pirineo Central (Alvera y García-Ruiz, 2000). De hecho, el régimen fluvial durante la primavera tiene una elevada dependencia en los procesos de fusión de la nieve, incluso mayor que en la precipitación (López-Moreno y García Ruiz, 2004). De hecho, la disminución significativa de los caudales de las cuencas hidrográficas que recogen las aguas de los valles pirenaicos en el periodo Abril-Junio durante el periodo 1950-1999 no puede ser justificada por la evolución de la temperatura o la precipitación durante el mismo periodo, ya que ninguna de las mismas muestra tendencias temporales en dicho periodo (López-Moreno y García Ruiz, 2004). Este hecho indica que la disminución de caudales de primavera solo puede ser explicada por la mencionada disminución en la acumulación de nieve (López-Moreno, 2005).

Hasta la fecha, los trabajos sobre la evolución temporal del manto de nieve y su influencia hidrológica en el Pirineo Central se habían realizado mediante el análisis de una única serie regional que se relacionaba con la variabilidad regional del clima y, de este forma, extender las series de espesores de nieve desde mediados del siglo XX (López-Moreno, 2005). Actualmente, se dispone de una base de datos de observaciones puntuales de espesor de nieve a partir del programa ERHIN (Estimación de los Recursos Hídricos Invernales) con una longitud de registros más que aceptable para la variable de interés (1985-2011). Ello permite analizar la evolución temporal del manto de nieve en un elevado número de puntos durante los últimos 26 años. Esta información permite identificar cambios espaciales en la evolución interanual del manto de nieve y determinar posibles respuestas a los patrones de circulación atmosférica. En este trabajo se ha combinado la información disponible de densidad de nieve tomada en distintas balizas ERHIN con las medidas de espesor, con el objetivo de obtener series de equivalencia de agua del manto de nieve. Este parámetro resulta, desde un punto de vista climático e hidrológico, más robusto que las series de espesor de nieve hasta el momento analizadas.

2. METODOLOGÍA

La evolución estacional e interanual del manto de nieve se registra mediante 114 balizas distribuidas en el Pirineo español desde el año 1985, administradas por el programa ERHIN,

actualmente gestionado por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medioambiente. El programa se basa en la realización de tres medidas anuales de espesor de nieve en cada baliza y la medición de la densidad de nieve en un menor número de puntos. En este estudio se ha trabajado con las mediciones tomadas a finales de abril o comienzos de mayo que, por lo general, es cuando se registran mayores espesores y se resumen las condiciones de todo el invierno.

2.1. Generación de series de equivalencia de agua del manto de nieve y relleno de lagunas en las series temporales

Las series de equivalencia de agua del manto de nieve, habitualmente conocida por el término anglosajón *Snow Water Equivalent*, (SWE), se obtuvieron mediante el producto entre la densidad y el espesor del manto de nieve en cada una de las balizas. No se dispone de un valor de densidad de nieve en cada baliza, pero el coeficiente de variación de la densidad entre las distintas balizas en un momento concreto del año es menor (próximo a 0,09 como promedio) que el coeficiente de variación interanual; por lo que se decidió utilizar el valor de densidad medio de cada temporada para el cálculo de SWE en todas las balizas disponibles.

Sólo 12 balizas poseen los registros completos, mientras que el resto muestran lagunas en un número de años variable. Se seleccionaron aquellas balizas con al menos 17 datos de los 26 totales. El relleno de datos ausentes se realizó mediante regresión lineal con las series de las balizas que mostraban una mayor correlación, siendo ésta nunca inferior a $r=0,8$; por otro lado la regresión debía de basarse en que la serie utilizada para el relleno tenga como mínimo 21 años con datos. Con ello se obtuvieron 69 series temporales completas que cubren la totalidad de la vertiente española del Pirineo.

2.2. Análisis de componentes principales

Con el propósito de identificar conjuntos de balizas con un patrón similar de evolución interanual, se realizó un análisis de componentes principales (*Principal Components Analysis* PCA). Para obtener patrones de evolución más robustos y que delimiten la variabilidad de regiones concretas, se aplicó una rotación *VariMax*. El análisis distinguió un total de 10 componentes. Sin embargo, los cuatro primeros acumulaban el 77% de la varianza total. Por ello, se ha considerado los cuatro primeros componentes para su análisis en detalle. Cada baliza ha sido clasificada de acuerdo con el componente con el que muestra una mayor correlación. Aquellas que no mostraron una carga factorial mayor que 0,6 con ninguno de los cuatro componentes, así como aquellas que sus coeficientes de correlación fuesen significativos con más de una de las componentes, no se consideran en posteriores análisis; disponiéndose de un número final de 59 balizas.

2.3. Análisis de tendencias

Se utilizó el test *rho de Spearman* para identificar posibles tendencias temporales en las series de espesor de nieve. Se trata de un test no paramétrico y, por tanto, no se ve afectado por la existencia de valores extremos en las series. El umbral de significación se fijó en $p<0,05$. El test se aplica a las series de los cuatro componentes obtenidos en el análisis, y a las series individuales de cada baliza.

2.4. Índices de teleconexión

Diversos trabajos han mostrado la relación existente entre precipitación e índices de teleconexión (López Moreno y Vicente Serrano, 2007), y en el presente estudio se relaciona estos índices con la acumulación de nieve. La evolución de cada componente y de la serie de cada baliza se relacionó con

diferentes índices de teleconexión que describen la evolución interanual de distintos patrones de circulación atmosférica en el área de estudio. Para ello, se ha trabajado con el promedio de los índices durante los meses en los que se produce la acumulación de nieve (diciembre-abril).

Pese a que a continuación sólo se muestran los resultados significativos, en el trabajo se han analizado las tendencias con los siguientes índices de teleconexión: *North Atlantic Oscillation* (NAO), *Western Mediterranean Oscillation Index* (WeMoI), *Mediterranean Oscillation Index* (MOI), *East Atlantic Western Russia* (EA/WR), *Scandinavian Pattern* (SCAND) y *Eastern Mediterranean Pattern* (EM). Los datos empleados se han obtenido de las siguientes fuentes: NAO, EA/WR y SCAND del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, www.noaa.org), el EM ha sido facilitado por Hatzaki *et al.* (2007), el MOI fue facilitado por la *Climate Research Unit* (CRU, <http://www.cru.uea.ac.uk/>) y el WeMoI por el grupo de climatología de la Universidad de Barcelona (UB, <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>). Los dos últimos índices no alcanzaban los últimos años del periodo de estudio y fueron calculados utilizando datos de presión en superficie proporcionados por NCEP/NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>).

3. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está localizada entre las cuencas de los ríos Aragón y Noguera Pallaresa, en el Pirineo Central español, donde la altitud se incrementa progresivamente de este a oeste. La precipitación varía siguiendo los gradientes norte-sur y oeste-este de acuerdo con la altitud y la transición entre las características del clima Atlántico y el Mediterráneo (García-Ruiz *et al.*, 2001). La heterogeneidad de la topografía explica la elevada variabilidad espacial de la precipitación anual. Las zonas por encima de 2.000 m s.n.m. reciben más de 2.000 mm de precipitación por año, que se ven incrementados hasta los 2.500 mm en algunas cabeceras. Entre los meses de noviembre y abril la isoterma 0°C se sitúa entre 1.600 y 1.700 m s.n.m., que representa el límite por encima del cual la acumulación de nieve resulta más prolongada en el tiempo.

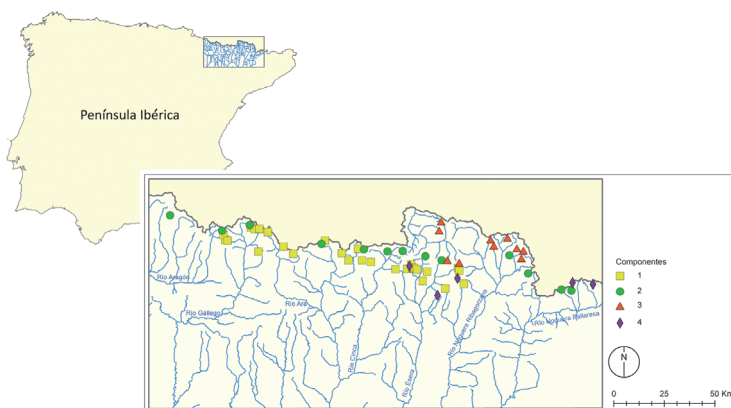


FIG.1: Distribución de las balizas agrupadas por el análisis de componentes principales.

4. RESULTADOS

La Figura 1 muestra la clasificación de balizas realizada mediante un análisis de componentes principales (PCA) en función de la variabilidad interanual de las 59 series utilizadas en el análisis.

La Figura 2 muestra las características fisiográficas y geográficas de cada grupo, en función de la altitud de cada baliza y su distancia al mediterráneo. El primero de los componentes (C1) representa la evolución interanual del manto de nieve en 31 balizas (más del 50% del total), y representa un 28% de la varianza explicada. La altura media de este grupo de balizas supera los 2.200 m s.n.m. e incluye alguna de las balizas que están localizadas a mayor altura. El segundo componente (C2) representa un 20% de la varianza explicada. 13 balizas muestran una mayor correlación con C2 y normalmente se encuentran al norte de las balizas representadas por C1. La altura media a la que se localizan las balizas que representan el C2 es sensiblemente inferior al de las que representan el C1. El tercer componente (C3) explica un 15% de la varianza y representa 10 balizas. Éste componente representa la evolución de la mayoría de las balizas localizadas en las cabeceras de los ríos Ésera y Noguera Ribagorzana, en general muy abiertas al norte, a elevada altura y con un clima afectado por su cercanía al Mediterráneo. El cuarto componente (C4) explica un 12% de la varianza y representa únicamente cinco balizas. Las balizas asociadas al C4 se sitúan en el sector más oriental de la zona de estudio, estando todas ellas por encima de los 2.200 metros, siendo la componente con mayor altura media de las cuatro identificadas.

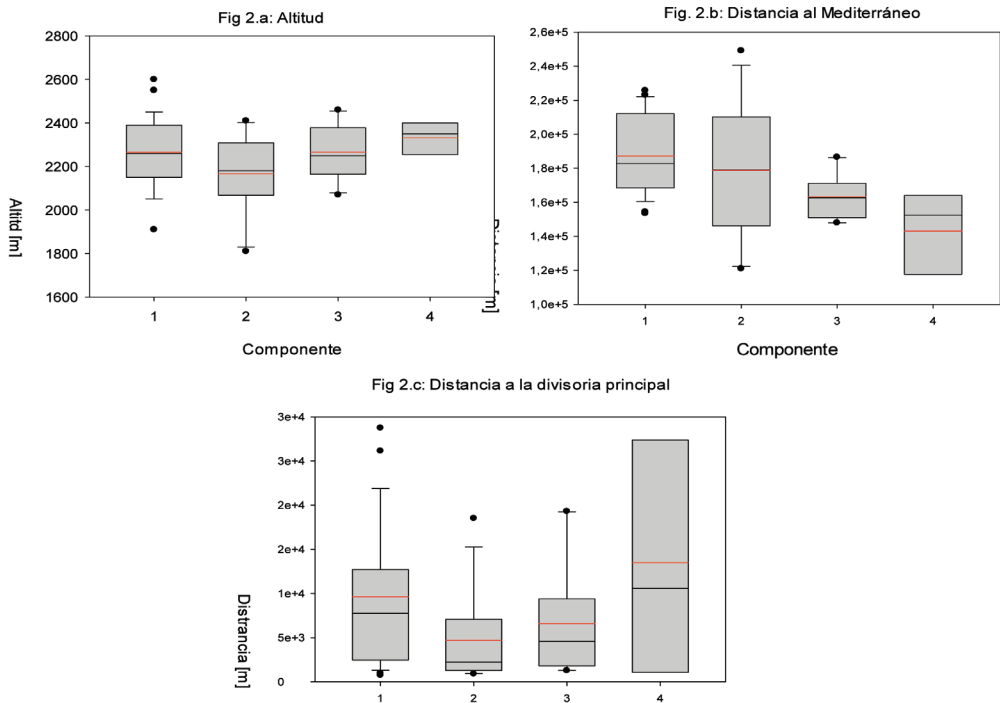


FIG. 2: *Altura (2.a) distancia al Mediterráneo (2.b) y distancia a la divisoria principal (2.c) en las balizas asociadas a las cuatro componentes principales. La línea negra y roja, representan la mediana y la media, respectivamente, los extremos de las cajas indican los percentiles 75 y 25 y las barras indican los percentiles 90 y 10 (esta simbología se mantiene en adelante).*

La Figura 3 muestra la evolución temporal de las puntuaciones factoriales de cada una de las cuatro componentes discriminadas. Como puede apreciarse todas las componentes muestran una elevada variabilidad interanual, pudiendo alternarse años de muy elevada acumulación de nieve con años con anomalías muy bajas. El análisis de tendencia realizado a la evolución de las puntuaciones

factoriales revela que C1 muestra una evolución positiva, estadísticamente significativa al 95%, mientras el resto de las componentes muestran en general un descenso que en ningún caso es estadísticamente significativo. La componente 3 es la que muestra un descenso más evidente, aunque no llega a ser estadísticamente significativa ($p > 0.05$).

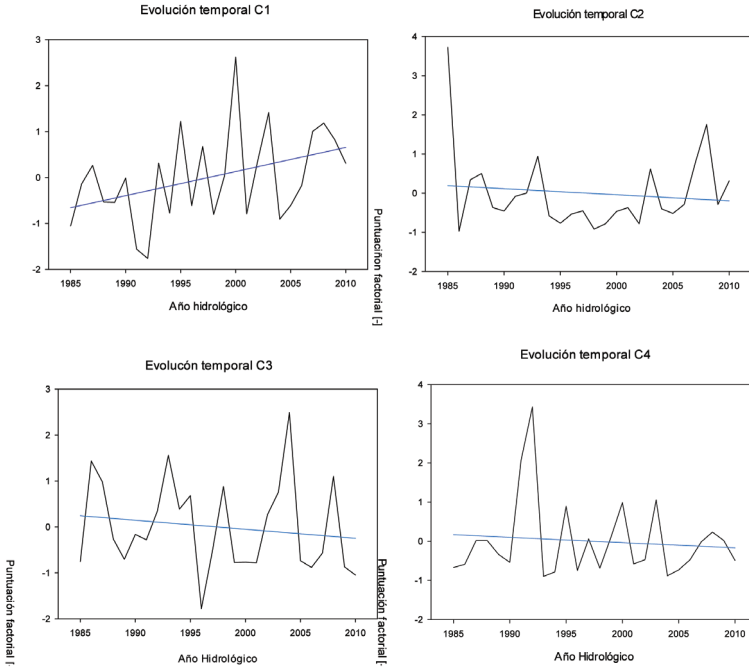


FIG. 3: Tendencias temporales de las distintas componentes.

La Figura 4 muestra los valores de los coeficientes *rho* de Spearman en las balizas asociadas a cada componente. La evolución temporal de prácticamente todas las balizas representadas por C1 muestran coeficientes positivos, pero sólo en una minoría de casos la correlación es estadísticamente significativa al 95%. La mayor parte de las balizas representadas por los C2, C3 y C4 muestran coeficientes negativos, especialmente los representados por el C3, pero en ningún caso las correlaciones son estadísticamente significativas al 95%.

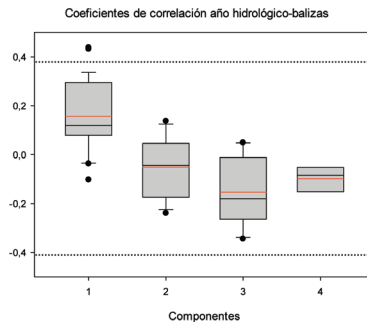


FIG. 4: Tendencia de las balizas asociadas a cada componente. La línea de puntos indica los umbrales de significación.

La Tabla 1 muestra los coeficientes de correlación entre los índices de teleconexión considerados (promedio de diciembre a abril) con las series temporales de las de los cuatro componentes identificados. El componente 1 muestra una correlación positiva y estadísticamente significativa con el índice de la NAO, al igual que con el EA/WR, mientras el componente dos muestra una correlación positiva y estadísticamente significativa con el índice EM. Los componentes 3 y 4 no muestran una correlación significativa con ninguno de los índices considerados.

Componente	NAO	WeMOI	MOI	EM	SCAND	EA/WR
1	-,403*	,319	-,110	-,296	,346	-,426*
2	,062	,170	,074	-,361*	-,006	-,259
3	,167	,218	,099	,164	,219	-,093
4	-,058	-,166	-,148	-,064	,131	,029

TABLA 1: Coeficientes de correlación entre componentes e índices de teleconexión (*aquellos coeficientes en negrita son estadísticamente significativos al 95%).

Las balizas dentro del C1 se ven afectadas pues por la llegada de flujos del SW, propios de fases negativas de la NAO. El coeficiente de correlación de C1 con el EA/WR de $-0,426$, asocia las fases positivas de este índice con mínimos en la acumulación de nieve, dichas fases negativas durante el invierno se asocian con altas presiones en el noreste europeo, potenciando la entrada de bajas presiones en Europa occidental. La correlación negativa entre C2 y EM ($r = -0,361$), muestra como durante la fase positiva del EM que da cuenta de una gran anomalía anticiclónica en el Atlántico noroccidental y una baja en el mediterráneo oriental (Hatzaki *et al.* 2007), la acumulación de nieve en las balizas comprendidas por esta componente tienen una disminución en la cantidad de nieve acumulada.

La Figura 5 presenta los coeficientes de correlación de las balizas asociadas a los distintos componentes principales con los dos índices que se han considerado más relevantes: NAO y EM. Conviene matizar que pese a que las componentes tengan coeficientes de correlación significativos ($p < 0.05$), no ocurre así con la mayoría de las balizas.

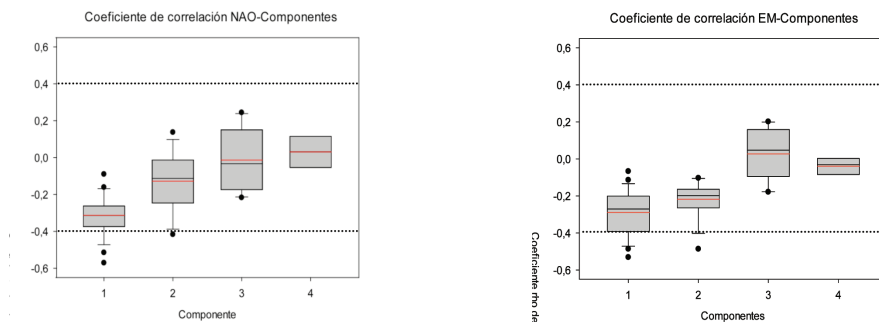


FIG. 5: Coeficientes de correlación entre NAO y EM (diciembre-abril) con las series de nieve de las balizas asociadas a cada componente. La línea de puntos indica los umbrales de significación.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este trabajo ha mostrado que la evolución del manto de nieve en el Pirineo medido a finales del mes de abril muestra cuatro patrones distintos de evolución temporal desde 1985. El principal grupo

(C1) representa las balizas situadas a una distancia moderada de la divisoria principal, que se mueve longitudinalmente de oeste a este de la zona de estudio. El grupo C2 representa a buena parte de las balizas que se encuentran próximas a la divisoria principal, otro grupo (C3) representa a las balizas localizadas en las cabeceras de los ríos Ésera y Noguera Ribagorzana, y otro grupo (C4) representa a varias cuencas situadas en el sector más oriental de la zona de estudio. En pocas balizas se han observado tendencias estadísticamente significativas durante el periodo 1985-2011. Las balizas asociadas al componente 1 muestran, en general, coeficientes positivos, aunque raramente significativos, mientras el resto de los componentes muestran un comportamiento estacionario o ligeramente negativo, especialmente en las cabeceras de los ríos Ésera y Noguera Ribagorzana.

El componente 1 muestra una correlación negativa con la NAO. Esta correlación sería coherente con la correlación encontrada entre la NAO y una serie regional para el conjunto del Pirineo (López-Moreno y Vicente-Serrano, 2007). Durante el periodo 1985-2011, el índice NAO ha mostrado una tendencia negativa, lo que representa una anomalía respecto a la tendencia general observada durante el siglo XX y las proyecciones de la mayoría de los modelos climáticos para las próximas décadas, que indican un incremento de este índice (López-Moreno *et al.*, 2011). Las balizas situadas más próximas a la divisoria principal de la cordillera (asociadas a C2), muestran una menor correlación con la NAO, como consecuencia del apantallamiento que experimentan progresivamente los frentes procedentes del suroeste, mientras que muestran una correlación significativa con el EM, cuyas fases negativas favorecen flujos zonales sobre Europa. Las otras dos componentes, que representan áreas más pequeñas, no han mostrado relación significativa con los índices de teleconexión considerados.

Resulta interesante mencionar que tanto las tendencias como las correlaciones con índices de teleconexión, resultan más claras al realizarse utilizando las series de las cargas factoriales que las series de nieve individuales de cada baliza. Este hecho se explica porque las series de cada componente representan la tendencia general de un conjunto de puntos, identificando el patrón común a diferentes puntos individuales donde existen procesos de carácter local que afectan a la acumulación de nieve (distribución de nieve por el viento, efecto local de la topografía, variabilidad espacial de la precipitación, etc.). Las tendencias mostradas, en general muy moderadas, se desvían de otros resultados obtenidos para el Pirineo u otras montañas de la Península Ibérica, donde se ha observado un descenso significativo del manto de nieve (López-Moreno, 2005; Pons *et al.*, 2010); o las proyecciones para las próximas décadas, donde se espera un descenso muy significativo (López-Moreno *et al.*, 2009). Estas diferencias se explican por una parte por las características específicas del periodo analizado, que comienza una vez ha terminado el mayor periodo frío y húmedo del siglo XX (la década de 1970) y cuando el índice NAO ha mostrado una tendencia negativa. Además, el incremento térmico observado en las últimas décadas (El Kenawy *et al.*, 2011) no ha causado un descenso significativo de la nieve en la zona estudiada. Este hecho se debe a que en general los puntos de observación se encuentran a gran altura (normalmente sobre los 2000 m s.n.m.) y en estos lugares el manto de nieve está más controlado por la precipitación que por la temperatura. Por ello, los trabajos futuros deberán abordar el efecto del calentamiento térmico en el manto de nieve en aquellas zonas próximas a la actual isoterma 0°C, así como investigar otros patrones atmosféricos que puedan afectar a la evolución del manto de nieve en los sectores más orientales del Pirineo, que no han quedado explicados por los patrones de circulación considerados en este trabajo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación, CGL2011-27574-CO2-02 y CGL2011-27536 financiados por la Comisión Española de Ciencia y Tecnología y FEDER, ACQWA

(FP7-ENV-2007-1-212250) financiado por el VII Programa Marco de la Comisión Europea, “Efecto de los Escenarios de Cambio Climático Sobre La Hidrología superficial y la Gestión de Embalses del Pirineo Aragonés”, financiado por “la Obra Social La Caixa” y el Gobierno de Aragón y la Influencia del Cambio Climático en el turismo de nieve, CTPP01/10, financiado por la Comisión de trabajo de los Pirineos.

REFERENCIAS

- Alvera, B. y García Ruiz, J.M. (2000). *Variability of sediment yield from a high mountain catchment, Central Spanish Pyrenees*. Arctic Antarctic Alpine research 32(4), 478-484.
- Barnett, T.P., Adam, J.C. y Lettermanmaier, D.P. (2005). *Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions*. Nature 438, 3003-3009.
- Beniston, M. (2011). *NAO effects on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century*. Global and Planetary Change 77: 72-66. García-Ruiz J.M., López-Moreno, J.I. Serrano.
- El Kenawy, A., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M. (en prensa). *Trend and variability of temperature in northeastern Spain (1920-2006): linkage to atmospheric circulation*. Atmospheric Research 106: 159–180.
- García Ruiz, J.M., Beguería, S., López Moreno, J.I., Lorente, A. y Seeger, M (2001). *Los recursos hídricos superficiales del Pirineo aragonés y su evolución reciente*, Geoforma, Logroño.
- Hatzaki, M., Flokas, H.A., Asimakopoulos, D. N., Maheras P. (2007) *The eastern mediterranean teleconnection pattern: identification and definition* International Journal of Climatology 27: 727–737.
- López-Moreno, J.I. y García-Ruiz, J.M. (2004). *Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees* Hydrological Sciences Journal Volume 49, Issue 5, pp 802.
- López Moreno, J.I. y Vicente Serrano, S.M. (2007). *Atmospheric influence on the interannual variability of snow pack in the Spanish Pyrenees during the second half of the 20th century* Nordic Hydrology Vol 28 No1 pp 33-44.
- López Moreno, J.I. (2005) Recent variations of Snowpack Depth in the Central Spanish Pyrenees *Arctic, Antarctic and Alpine Research, Vol 37, No 2, pp. 253-260*.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano S.M., Morán-Tejeda E., Lorenzo J., Kenawy, A. and Pons, M. R., D. San-Martin, S. Herrera, and J. M. Gutiérrez (2010) *Snow trends in Northern Spain: analysis and simulation with statistical downscaling methods*. International Journal of Climatology 30:1795-1806.
- López-Moreno, J.I., Goyette, S., Beniston, M. (2009). *Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients*. Journal of Hydrology: 374 (3-4): 384-396.
- Vicente S,M, Beguería, S., Lasanta, T. (2011). *Mediterranean water resources in a global change scenario*. Earth Science Reviews 105 (3-4): 121-139.

