

# 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 BENEDÍ<sup>1</sup>, Juan I. LÓPEZ MORENO<sup>1</sup>, Enrique MORÁN TEJEDA<sup>2</sup>, Steven FASSNACHT<sup>3</sup>, Sergio M. VICENTE SERRANO<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC Zaragoza

<sup>2</sup>CI3, Climate Change and Climate Impacts Group. University of Geneva, Switzerland.

<sup>3</sup>Colorado State University, Fort Collins, Colorado, USA.

[jrevuelto@ipe.csic.es](mailto:jrevuelto@ipe.csic.es)



La disponibilidad de reservas hídricas y la estacionalidad de los regímenes fluviales están estrechamente relacionados con el espesor estacional del manto de nieve por lo que resulta muy interesante estudiar las tendencias de esta variable, así como relacionarla con índices de teleconexión.

## Área de estudio:

Vertiente española del Pirineo comprendida entre las cuencas de los ríos Aragón y Noguera Pallaresa.

Programa ERHIN: Mediciones de espesor y densidad del manto de nieve en 114 balizas distribuidas en el Pirineo español con una longitud de registros de 26 años (1985-2011) en un rango de altitudes comprendido entre 1400m y 2600m.

## Metodología:

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

Equivalencia de agua, producto entre la densidad media y el espesor del manto de nieve en cada baliza. Se emplea la densidad media en el momento de la medición, pues el coeficiente de variación de la densidad entre balizas es menor que el coeficiente de variación interanual.

Sólo 12 balizas con registro temporal completo. Relleno mediante regresión lineal con las series de las balizas que mostraban una mayor correlación ( $r_{min}=0,8$ ), con al menos 15 años en común.

2.-Análisis de componentes principales.

Rotación *VariMax* para delimitar variabilidad zonificada.

Se obtienen 10 componentes, empleando los cuatro primeros que acumulan 77% de la varianza.

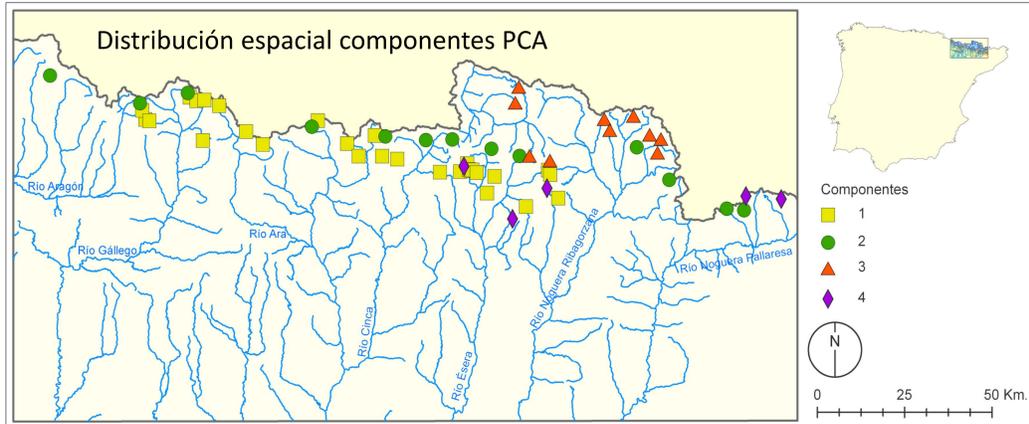
Las balizas estudiadas deben tener una carga factorial de 0,6 con al menos una componente; finalmente son 59 balizas.

3.-Análisis de tendencias.

Test *rho de Spearman* (no se ve afectado por extremos) para identificar tendencias temporales en las series de espesor de nieve de los cuatro componentes. El umbral de significación  $p < 0,05$ .

4.-Correlación componentes/Índices de teleconexión

Correlación índices de teleconexión(en los meses de acumulación de nieve (diciembre-abril), con evolución de cada componente y de las balizas. 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).

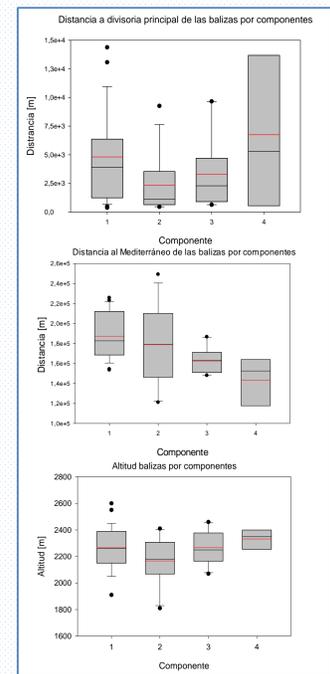


El primero de los componentes (C1) representa la evolución en 31 balizas (más del 50% del total y 28% varianza). La altura media de este grupo de balizas supera los 2.200 m s.n.m. e incluye alguna de las balizas que están localizadas a mayor altura.

El segundo componente (C2) representa un 20% de la varianza explicada con 13 balizas, situadas al norte de las balizas representadas por C1. La altura media a la que se localizan las balizas de 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. Caracteriza 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 cinco balizas, situadas 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.

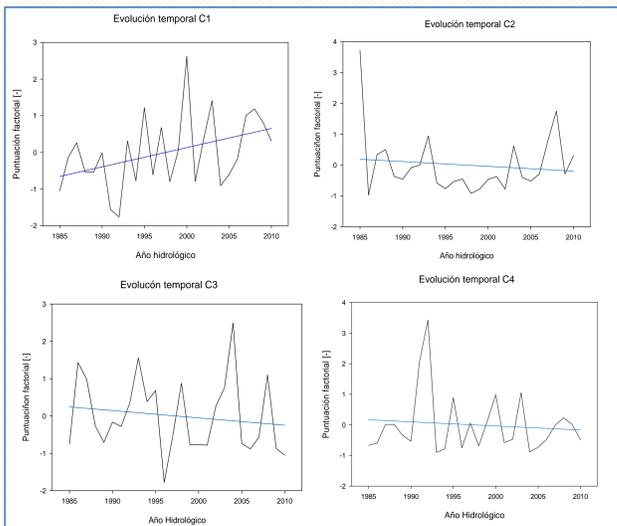


Todas las componentes muestran una elevada variabilidad interanual, pudiendo alternarse años de muy elevada acumulación de nieve con años con anomalías muy bajas.

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 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%.



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

Las balizas dentro del C1 se ven afectadas 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 de C2 tienen una disminución en la cantidad de nieve acumulada.

## Conclusiones:

La correlación negativa de C1 con la NAO 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. Sin embargo, la mayoría de las proyecciones de los modelos climáticos para las próximas décadas indican un incremento de este índice (López-Moreno *et al.*, 2011) y, por tanto, sería esperable una menor acumulación de nieve en las zonas representadas por C1.

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, y 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.

Tanto las tendencias como las correlaciones con índices de teleconexión, son más claras al realizarse utilizando las series de las cargas factoriales que las series de nieve individuales de cada baliza donde se ven influenciados por procesos locales (viento, efecto de topografía,...), pues las series de cada componente representan la tendencia general de un conjunto de puntos, identificando el patrón común.

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); 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.

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. Ya 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.

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.

## REFERENCIAS:

El Kenawy, A., López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M. (2011). *Trend and variability of temperature in northeastern Spain (1920-2006): linkage to atmospheric circulation*. Atmospheric Research 106: 159–180.

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., 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.

López Moreno, J.I., Vicente Serrano, S.M., Morán Tejada, E., Kenawy, A., Beniston, M., (2011) *Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century* Global and Planetary Change, Volume 77, Issues 1-2 Pages 62–76.

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.