

# DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL MANTO DE NIEVE EN UNA CUENCA DEL PIRINEO CENTRAL EN RELACIÓN CON LA TOPOGRAFÍA; PERSISTENCIA INTRA- E INTER-ANUAL

Jesús REVUELTO BENEDÍ<sup>1</sup>, Juan Ignacio LÓPEZ MORENO<sup>1</sup>, Cesar AZORIN MOLINA<sup>1</sup>, Sergio VICENTE SERRANO<sup>1</sup>

*1. Instituto Pirenaico de Ecología, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (IPE-CSIC), Departamento de Procesos Geoambientales y Cambio Global, Zaragoza*  
jrevuelto@ipe.csic.es, [nlopez@ipe.csic.es](mailto:nlopez@ipe.csic.es), [cazorin@ipe.csic.es](mailto:cazorin@ipe.csic.es), [svicen@ipe.csic.es](mailto:svicen@ipe.csic.es)

## RESUMEN

El presente trabajo analiza la relación existente entre las características topográficas del terreno y la distribución espacial del manto de nieve en una pequeña cuenca experimental del Pirineo central. Para ello han sido analizadas 12 campañas experimentales obtenidas durante los años 2012 y 2013, años caracterizados por unas condiciones climáticas opuestas, siendo la temporada de nieve de 2012 anómalamente deficitaria en la acumulación de nieve y la de 2013 una temporada con elevadas acumulaciones. La información de la distribución del manto de nieve ha sido obtenida mediante la utilización de un Láser Escáner Terrestre (TLS), dispositivo que permite adquirir información distribuida con una elevada resolución espacial. La relación del espesor de nieve con la topografía ha sido analizada mediante 8 variables topográficas; elevación, pendiente, curvatura, exposición Norte-Sur y Este-Oeste, radiación solar, así como el Topographic Position Index (TPI, índice que atiende a la curvatura del terreno a distintas escalas espaciales) y el maximum upwind slope (Sx, que proporciona información de la exposición o apantallamiento al viento para distintas direcciones del viento). Mediante correlación de Pearson, regresión lineal múltiple y árboles de regresión binarios se ha estudiado la relación entre la distribución del espesor de nieve y las citadas variables topográficas. El TPI a una escala espacial de 25 m se ha mostrado cómo la variable con mayor contribución en la explicación de la distribución del manto de nieve en ambos años de estudio. Otras variables que contribuyen notablemente en la explicación de la distribución del manto de nieve son: Sx, elevación y exposición Norte-Sur y/o radiación solar. A pesar de las diferencias observadas en las condiciones climáticas entre 2012 y 2013, se han encontrado ciertas similitudes entre los patrones de acumulación de nieve.

**Palabras clave:** Distribución del Espesor de Nieve, Evolución del Manto de Nieve, Topografía, Montañas, Criosfera.

## ABSTRACT

In this study we analyzed the relations between terrain characteristics and snow depth distribution in a small catchment located in the central Spanish Pyrenees. Twelve field campaigns were conducted during 2012 and 2013, which were years characterized by very different climatic conditions. Snow depth was measured using a long range terrestrial laser scanner (TLS) and analyses were performed at a spatial resolution of 5 m. Pearson's r correlation, multiple linear regressions and binary regression trees were used to analyze the

influence of topography on the snow depth distribution. The analyses were used to identify the topographic variables that better explain the snow distribution in this catchment, and to assess whether their contributions were variable over intra- and inter-annual time scales. The topographic position index, which has rarely been used in these types of studies, most accurately explained the distribution of snow accumulation. Other variables affecting the snow depth distribution included the maximum upwind slope, elevation, and northing (or potential incoming solar radiation). The models developed to predict snow distribution in the basin for each of the 12 survey days were similar in terms of the most explanatory variables. However, the variance explained by the overall model and by each topographic variable, especially those making a lesser contribution, differed markedly between a year in which snow was abundant (2013) and a year when snow was scarce (2012), and also differed between surveys in which snow accumulation or melting conditions dominated in the preceding days. The total variance explained by the models clearly decreased for those days on which the snow pack was thinner and more patchily distributed. Despite the differences in climatic conditions in the 2012 and 2013 snow seasons, some similarities in snow accumulation patterns were observed.

**Key words:** Snow Depth Distribution, Snowpack Evolution, Topography, Mountains, Cryosphere.

## 1. INTRODUCCIÓN

El manto de nieve ejerce un importante control en multitud procesos que se desarrollan en ambientes de alta montaña, como en la evolución del ciclo anual de las plantas (Keller *et al.*, 2000), procesos de erosión (Pomeroy y Gay, 1995), así como una relación directa con la respuesta hidrológica de los ríos de montaña (Bales y Harrington, 1995; Barnett *et al.*, 2005). Las áreas de montaña presentan una elevada sensibilidad al cambio global (Beniston, 2003), por lo que la evolución anual del manto de nieve está expuesta a notables cambios en las próximas décadas (Caballero *et al.*, 2007; López-Moreno *et al.*, 2011, 2012). Con el fin de conseguir un mayor conocimiento del comportamiento del manto de nieve, y poder mejorar la fiabilidad de las previsiones de distintos modelos climáticos y meteorológicos, diversos autores focalizan sus investigaciones en el estudio de la nieve (Anderton *et al.*, 2004; Erxleben *et al.*, 2002; Steger *et al.*, 2012).

Una de las principales dificultades para el estudio de la nieve en zonas de montaña, es la obtención de variables que describen el manto de nieve, como el espesor de nieve (*snow depth*, SD), el equivalente en forma de agua (*snow water equivalent*, SWE), o la superficie cubierta por nieve (*snow covered area*, SCA). Efectuar mediciones manuales de alguna de las mismas, consume enormes cantidades de tiempo, por lo que diversas técnicas de muestreo han de aplicarse en función de la escala espacial a la que se desea trabajar (Jost *et al.*, 2007; López Moreno *et al.*; 2012<sup>a</sup>, Watson *et al.*; 2006). En los últimos años, la aplicación de técnicas de teledetección, como los láser escáner aerotransportados (*Airborne Laser Scanners*, ALS), así como los láser escáner terrestres (*Terrestrial Laser Scanners*, TLS), ambos basados en tecnología LiDAR (*Light Detection and Ranging*) (Deems *et al.*, 2013), ha posibilitado obtener información del manto de nieve con mayor variabilidad espacial, es decir, el SD. Ello ha permitido considerar en diversos estudios, aspectos que con anterioridad no habían podido ser abordados con tanto nivel de detalle, como consideraciones del tamaño de escala (Mott *et al.*, 2011; Trujillo *et al.*; 2007), o la dinámica de los patrones acumulación y fusión del manto de nieve (Grünewald *et al.*, 2010; Schirmer *et al.*, 2011).

En zonas de alta montaña, las singularidades del terreno, combinadas con los fenómenos de meteorología local, hacen que la distribución del manto de nieve se vea afectado en mayor o menor grado por determinadas variables al considerar diferentes escalas (Lehning *et al.*, 2008), por lo que la importancia de las variables topográficas puede variar a lo largo de una determinada temporada (Moloch *et al.*, 2005). Recientemente, diversos trabajos han analizado cómo la influencia de la topografía sobre el manto de nieve se mantiene constante a lo largo de varios años de estudio (Schirmer *et al.*, 2011), así como la dimensión fractal (Deems *et al.*, 2008), encontrando indicios de la notable influencia de los vientos dominantes en relación con la topografía.

El principal objetivo del presente trabajo es el estudio de la influencia de la topografía en la distribución del manto de nieve y su evolución en el tiempo. La elevada resolución espacio temporal de la base de datos disponible, permite un análisis de los principales factores que controlan la evolución intra- e inter- anual del manto de nieve en dos temporadas invernales con características climáticas marcadamente diferentes. Durante los años 2012 y 2013, se llevaron a cabo 12 campañas experimentales (6 cada año). Mediante la aplicación de tecnología LiDAR, adquiriendo información con un TLS en una pequeña cuenca de montaña subalpina del Pirineo Central, se han obtenido mapas de alta resolución espacial de la distribución del manto de nieve.

## 2. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio, llamada cuenca Experimental de Izas, se encuentra en el Pirineo Central aragonés (42°44'N, 0°25'W; Fig. 1). Cercana a la divisoria de aguas del Pirineo, la cuenca se localiza en la vertiente derecha del río Gállego, con un gradiente altitudinal que comprende de 2000 a 2300 m sobre el nivel del mar y una extensión aproximada de 55ha. La pendiente media es de 16° y principalmente está orientada al este. La vegetación está compuesta por herbáceas subalpinas, principalmente *Festuca eskia* y *Nardus stricta*, con algunas zonas empinadas en las que se encuentra suelo rocoso desnudo. Parte de la zona de estudio es plana, pero existen multitud de accidentes orográficos que dan lugar a zonas cóncavas y convexas. Las condiciones climáticas se ven influenciadas por la proximidad del Océano Atlántico, siendo relativamente húmedas cuando se comparan con otras zonas del Pirineo de características marcadamente mediterráneas. La precipitación media anual es de 2000mm, siendo la mitad de la misma en forma de nieve (Anderton *et al.*, 2004). La temperatura ambiente media es de 3°C, con temperaturas inferiores a 0°C para un promedio de 130 días al año (del Barrio *et al.*, 1997).

Los dos años incluidos en el presente trabajo ejemplifican características climáticas extremas al compararlas con el periodo de control (1996-2011). Una intensa sequía se registró durante la temporada invernal de 2012, originando acumulaciones de espesor de nieve por debajo del percentil 25 de la serie histórica (Fig. 2), con únicamente acumulaciones similares a la media al final de la temporada que fundieron rápidamente. Por el contrario en 2013, se registraron valores de SD notablemente superiores a la media histórica. Durante el periodo comprendido entre febrero y junio, los valores de nieve fueron superiores al percentil 75 de los datos registrados hasta la fecha, con zonas en las que la presencia de nieve se alargó hasta finales de julio.

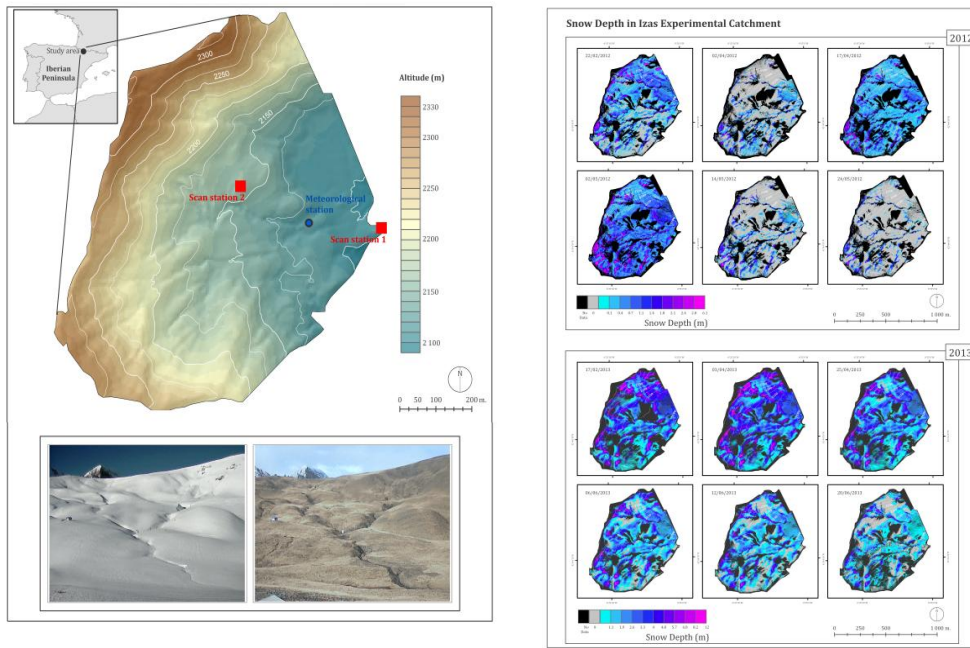


Fig. 1: Localización de la cuenca Experimental de Izas (izquierda) y mapas de espesor de nieve (derecha) obtenidos durante las campañas experimentales

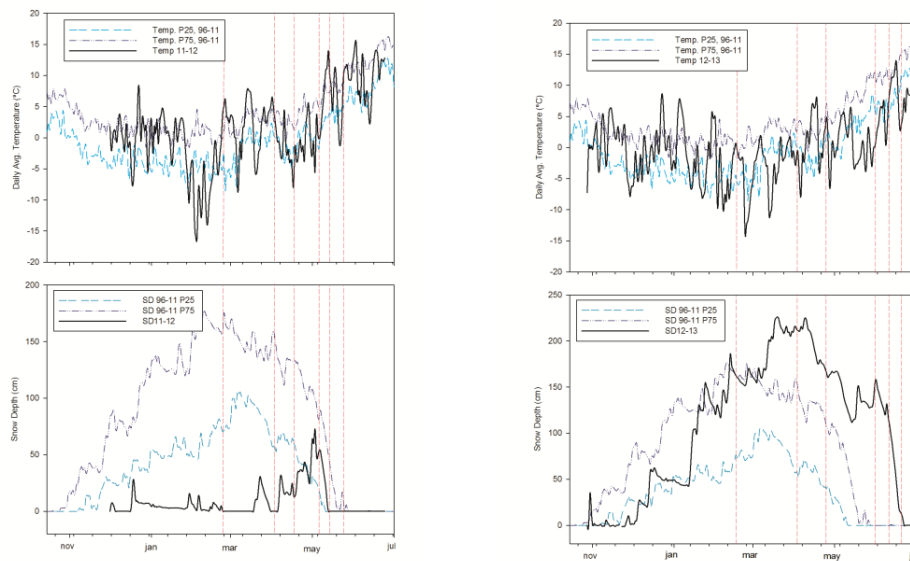


Fig. 2: Evolución de la temperatura y el espesor de nieve durante el periodo de estudio (2011-2012 izda., 2012-2013 dcha.). Las líneas discontinuas verticales marcan los días de muestreo.

### 3. DATOS Y MÉTODOS

#### 3.1. Medición del espesor de nieve

En cada una de las campañas de muestreo, se empleó el TLS Riegl, LPM-321. La aplicación sistemática de este dispositivo ha permitido obtener un total de 12 mapas que recogen la distribución del espesor de nieve en la zona de estudio a 1-m de resolución espacial. La versatilidad de esta tecnología en ambientes de montaña, ha sido comprobada y empleada por varios grupos de investigación (Grünwald *et al.*, 2010; Schaffhauser *et al.*, 2008; Schirmer *et al.*, 2011), con errores aceptados por la comunidad científica inferiores a 10 cm en la determinación del espesor de nieve a distancias de muestreo del TLS entre 100 y 1000m (Prokop, 2008; Revuelto *et al.*, 2014). Para conseguir desviaciones tan reducidas, es necesario aplicar un protocolo de trabajo bien definido que minimice las fuentes de error (Revuelto *et al.*, 2014). Los mapas de espesor de nieve (Fig.1 dcha.) tras el postproceso de los datos, se obtienen básicamente al restar a los modelos digitales de elevación (MDE) de los muestreos con nieve y el MDE que representa la zona de estudio sin nieve, obtenido en verano. Para el año 2012, las fechas de muestreo fueron: 22/02/2012, 02/04/2012, 17/04/2012, 02/05/2012, 14/05/2012 y 24/05/2012. En el segundo año de estudio se escaneó: 17/02/2013, 03/04/2013, 25/04/2013, 06/06/2013, 12/06/2013, 20/06/2013. Los tres primeros muestreos de cada año se consideran de acumulación y los tres últimos de fusión.

#### 3.2 Variables topográficas

Desde las dos posiciones desde las que se toman los datos con el TLS (Fig.1, izda.), se cubre un 86% del área total de la cuenca experimental. Para completar la información topográfica de la cuenca, se han empleado datos del MDE del Instituto Geográfico Nacional ([www.ign.es](http://www.ign.es)), con una resolución espacial de 5 m, lo que supone más de 30000 datos de SD para cada día de muestreo. Del MDE se han obtenido una serie de variables topográficas que describen las singularidades del terreno como la radiación solar potencial (*Radiation*), la pendiente (*Slope*), la elevación (*Elevation*), la exposición al norte (*Northing*) y al oeste (*Easting*), curvatura (*Curvature*). Asimismo, se han incluido un índice que describe la exposición o al apantallamiento al viento de distintas direcciones que origina la topografía, el *maximum upwind Slope* (*Sx*, Winstral *et al.*, 2002) y un índice que describe la curvatura del terreno a distintas escalas, el *Topographic Position Index* (*TPI*, Weiss, 2001). Para estos índices, se han probado distintas distancias, en el caso del TPI, la curvatura del terreno ha sido considerada a distancias de 10, 15, 35, 50, 75, 100 y 150 m. El parámetro *Sx*, además de incluir distancias entre 100, 200, 300 y 500 m considera el viento desde ocho direcciones principales en ventanas angulares de  $\pm 22.5^\circ$ ;  $0^\circ$  (Norte, N),  $45^\circ$  (Nordeste, NE),  $90^\circ$  (Este, E),  $135^\circ$  (Sureste, SE),  $180^\circ$  (Sur, S),  $225^\circ$  (Suroeste, SO),  $270^\circ$  (Oeste, O), y  $315^\circ$  (Noroeste, NO).

#### 3.3 Análisis estadísticos

Como primera aproximación para estudiar la distribución espacial del espesor de nieve y su relación con las distintas variables topográficas, se ha calculado el coeficiente de correlación de Pearson (*r*). Por medio de una aproximación Monte Carlo, con 1000 muestras aleatorias de 100 mediciones de SD correlacionadas con las variables topográficas, fueron obtenidos los intervalos de confianza. Así pues, para un intervalo de confianza del 95% ( $\alpha < 0.05$ ), el nivel de significancia de *r* es  $\pm 0.197$  (Zar, 1984). De este modo, para los análisis descritos a continuación tan sólo fueron incluidas aquellas distancias para el cálculo de TPI (25 m) y de *Sx* (200 m), con mayor correlación con SD.

La capacidad explicativa de cada una de las variables topográficas al considerarlas simultáneamente ha sido analizada con dos modelos estadísticos; regresión lineal múltiple (MLR), y árboles de regresión binarios (BRT). Los MLR, estiman la influencia lineal de las variables topográficas en el espesor de nieve (López-Moreno *et al.*, 2010), pudiendo cuantificar la contribución relativa de cada variable. Con un modo de introducción de variables paso a paso y un umbral para que sean consideradas en el modelo de  $\alpha < 0.05$ , se presentan los coeficientes estandarizados obtenidos para los MLR desarrollados para cada día de muestreo. Para evitar problemas de sobreajuste, los modelos han sido calculados con muestras de 1000 casos aleatorios. Los BRT, son modelos no paramétricos que recursivamente separan la muestra de datos, según aquella variable que minimiza el cuadrado de los residuos obtenidos (Breiman, 1984). Para este trabajo se han establecido un mínimo de 500 casos para cada nodo terminal (entrenando los BRT con 15000 casos), en los que cada nueva separación de los datos explicase al menos un 1% de la varianza total, siempre con un número máximo de 15 nodos terminales. Para comparar la importancia relativa de las variables topográficas incluidas en cada BRT, la varianza explicada por cada una se ha reescalado en % respecto a la varianza total de cada BRT (de nuevo hay un BRT para cada día de muestreo). El coeficiente de determinación ( $r^2$ ) y la D de Willmott (Willmott, 1981), han sido calculados con el fin de determinar la capacidad predictiva de cada modelo con una muestra aleatoria independiente de 5000 casos.

#### 4. RESULTADOS

La Figura 3 (izda.) muestra las correlaciones entre SD y Sx para las ocho direcciones del viento que consideran la topografía a una distancia de 200m. Pese a las diferencias en magnitud, en ambos años de estudio, los patrones de acumulación de nieve muestran una clara influencia por vientos de dirección N y NO en los muestreos realizados al comienzo de la temporada, variando las direcciones con mayor correlación al Oeste y Suroeste conforme avanza la temporada de nieve. Ejemplo de esta influencia puede visualizarse en los mapas de nieve para el 17 de Febrero de 2013 o el 3 de Abril de 2013 (Fig.1), donde se observan mayores acumulaciones de nieve en las zonas de sotavento para vientos de dirección Norte (parte superior de los mapas). A lo largo de los dos años de estudio, la influencia de los vientos ha rolado conforme la temporada de nieve avanzaba a direcciones O y SO. Asimismo, se observa tanto en 2012 como en 2013, que una vez el manto de nieve comienza el proceso de fusión final (tres últimas campañas experimentales de cada año), la dirección de Sx mejor correlacionada con SD no varía.

La relación entre el resto de variables topográficas consideradas con el espesor de nieve; y aquella dirección con mayor coeficiente de Pearson con SD para cada día estudiado, puede analizarse en la Figura 3 (dcha.). El TPI con un cálculo para un radio de búsqueda de 25 m, muestra la mayor correlación para los 12 días considerados. En todos casos con valores superiores al umbral de significancia y siempre con una correlación negativa con SD. Con mayores espesores de nieve acumulados su correlación se hace mayor, como puede observarse para el año 2013. También la curvatura muestra valores de correlación negativos y mayores del nivel de significación, pero en todos días inferiores a los del TPI a 25 m. La correlación entre la elevación y SD varía para los distintos días, con tan sólo correlaciones significativas para días en los que las condiciones de fusión dominaban en los días precedentes a los muestreos (dos últimos días de escaneo para 2012 y 2013). Por otro lado la pendiente muestra correlaciones débiles con SD, así como el *Easting*. La variable *Northing* en

pocos días muestra una correlación significativa, siendo muy variable las correlaciones con SD. En 2012 prácticamente no existe relación con esta variable en el periodo de acumulación aumentando la correlación durante el periodo de fusión. En 2013 la temporada invernal se inició con fuertes acumulaciones de nieve acompañadas de vientos fuertes del Norte, acumulando elevados espesores en las orientaciones Sur. Ello origina las correlaciones significativas entre SD y *Northing* para el 17 de Febrero 2013, cuya influencia se ve reflejada en el resto de días de muestreo a lo largo de los cuales los valores de correlación van disminuyendo. Para el caso de la radiación, las correlaciones son opuestas a las observadas para *Northing*.

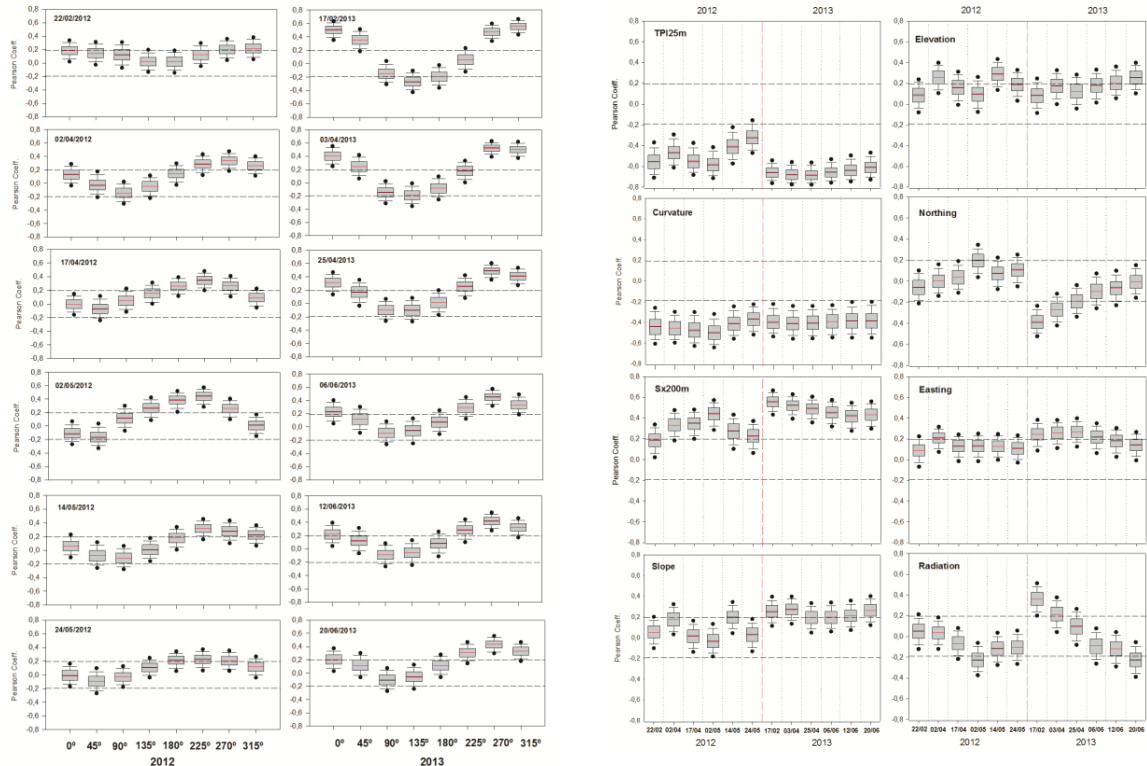


Fig. 3: Box plot de los coeficientes de correlación de Pearson entre SD y Sx, para las ocho direcciones de viento (izquierda, cada gráfico corresponde a las 8 direcciones para una determinada fecha) y la relación con todas variables topográficas (cada gráfico es para una variable, con las fechas en el eje horizontal). Las líneas horizontales rojas marcan la media, los límites de los rectángulos los percentiles 25 y 75 los puntos negros los percentiles 5 y 95. La línea discontinua horizontal marca el umbral de correlaciones significativas ( $\alpha < 0.05$ ).

La capacidad predictiva de los MLR y los BRT para los modelos calculados para los días de estudio se muestra gráficamente en la Figura 4 (izda.). Los valores de la D de Willmott oscilan entre 0.74 y 0.85, y los de  $r^2$  entre 0.43 y 0.58. Los valores muestran peores resultados al final de las temporadas de nieve, cuando el manto de nieve muestra una distribución irregular con zonas de suelo desnudo. En términos generales los MLR muestran una mayor variabilidad en su capacidad predictiva. Para aquellos días en que los modelos tienen mejores resultados los MLR presentan mejores resultados que los BRT. Pese a ello se consideran

resultados aceptables para intercomparar los resultados obtenidos con cada método estadístico.

La variable con mayor importancia a la hora de explicar la varianza de SD en los MLR, vuelve a ser el TPI (Tabla 1). En la mayoría de días de muestreo de 2012 la elevación es la segunda variable con mayor importancia, seguida de Sx y la pendiente. Sin embargo en 2013, la contribución de la elevación disminuye notablemente, siendo Sx la variable que sigue en importancia al TPI. El hecho de que la elevación tenga mayor importancia en un año seco, mientras que un año húmedo no ocurra así, jugando el viento una influencia mayor; puede verse originado por la importancia de la redistribución de grandes cantidades de nieve por el viento, que en años de baja acumulación de nieve no puede ocurrir.

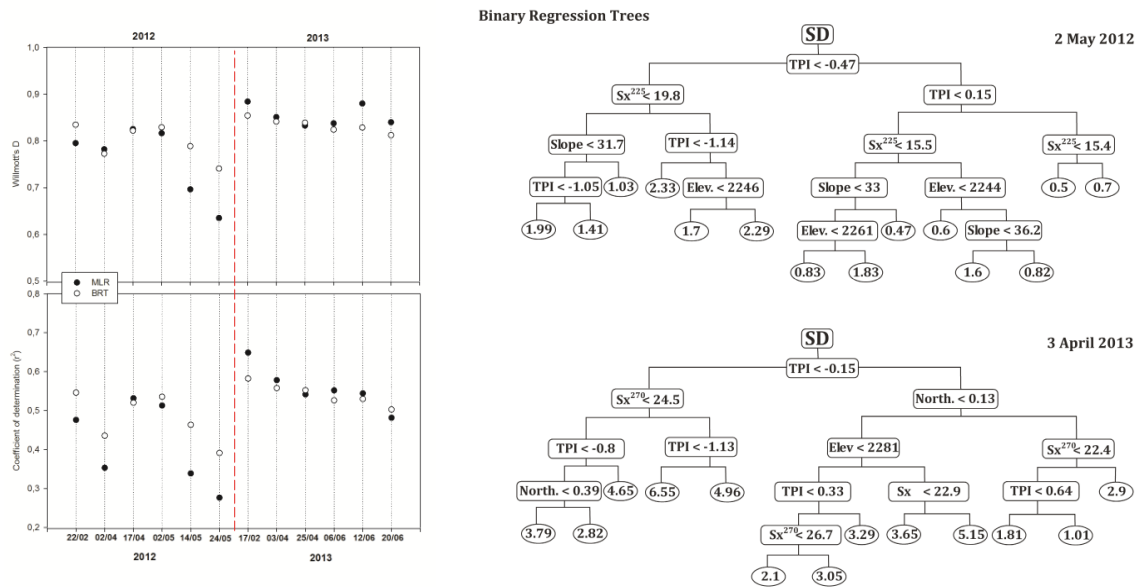


Fig. 4: D de Willmot y  $r^2$  obtenidos con los modelos MLR y BRT para cada día con la muestra independiente de 5000 casos (izquierda). BRT para el 2 de Mayo de 2012 (árbol superior) y 3 de Abril de 2013 (árbol inferior). Los nodos finales (elipses) presentan los valores predichos para la zona con las características del terreno particularizadas por las divisiones de las ramas superiores al mismo.

	Temporada de nieve 2012						Temporada de nieve 2013					
	22/02	02/04	17/04	02/05	14/05	24/05	17/02	03/04	25/04	06/06	12/06	20/06
TPI	-0.70	-0.53	-0.60	-0.59	-0.48	-0.40	-0.78	-0.72	-0.73	-0.80	-0.74	-0.72
Sx		0.11	0.28	0.26	0.20	0.16	0.36	0.31	0.43	0.37	0.38	0.31
Elev	0.09	0.22	0.34	0.27	0.27	0.35		0.14		0.08		0.13
Slope		-0.25	-0.29	-0.24	-0.21	-0.21		-0.10	-0.14	-0.16	-0.09	-0.15
North	-0.22	0.13	-0.16				-0.12	-0.11	-0.11			
Curv.	0.10						0.29	0.25	0.25	0.31	0.23	0.20
East						0.06	0.12	0.08		0.07	0.07	
Rad										0.08	0.08	0.07
$r^2$	0.48	0.35	0.53	0.51	0.34	0.28	0.65	0.58	0.54	0.55	0.54	0.48

Tabla 1: COEFICIENTES ESTANDARIZADOS (COEFICIENTES BETA) PARA CADA VARIABLE EN LOS DISTINTOS DÍAS ANALIZADOS OBTENIDOS EN LA MLR.



La Fig. 4 dcha. muestra dos ejemplos de BRT obtenidos, en los que se observa cómo el TPI es la primera variable considerada para clasificar las características del terreno, tras la cual se consideran otras variables como Sx, *Northing* o de nuevo el TPI, en función de la distribución de SD de cada día considerado. En la Tabla 2 se muestra la importancia relativa de las variables topográficas en cada BRT obtenido. Con estos modelos el TPI vuelve a ser la variable con mayor contribución, superando en prácticamente todos los días analizados un 67%, y siendo inferior únicamente para aquellos días en que la influencia del viento en la distribución espacial de SD fue mayor (17 de Febrero 2013 y 3 de Abril de 2013). En 2012 la elevación muestra un repunte en su importancia durante el periodo de fusión del manto de nieve, y Sx puede considerarse la variable que sigue al TPI en importancia en la mayoría de días con mejores resultados en relación a SD para 2013. También es reseñable la disminución en la importancia de Sx al final de 2013, cuando las condiciones de fusión dominaba y la nieve ya no puede ser movilizada y redistribuida por el viento. El resto de variables, aunque con cierta contribución en los BRT tienen contribuciones menores y sobre todo más variables.

	Temporada de nieve 2012						Temporada de nieve 2013					
	22/02	02/04	17/04	02/05	14/05	24/05	17/02	03/04	25/04	06/06	12/06	20/06
TPI	83.1	78.0	75.0	71.7	74.0	66.9	49.1	56.4	64.4	70.0	69.7	77.6
Sx			4.6	12.7	13.4	10.8	45.9	23.1	23.0	23.3	20.8	12.4
Elev.	4.7	6.5	13.2	9.1	8.2	15.2	5.0	5.7	5.0	3.3	5.3	5.4
Slope	0.9	4.4	5.7	6.5	3.2	7.0			2.1			
North	7.3	7.6	1.5		1.3			14.7	4.3			
East									1.2	1.2	1.1	1.5
Rad	3.8	1.2								2.2	2.1	3.2
$r^2$	0.55	0.44	0.52	0.54	0.46	0.39	0.58	0.56	0.55	0.53	0.53	0.50

Tabla 2: CONTRIBUCIÓN DE LAS VARIABLES TOPOGRÁFICAS A LA VARIANZA TOTAL EXPLICADA DE SD PARA CADA DÍA DEL PERÍODO DE ESTUDIO CONSIDERADO, OBTENIDOS CON LOS BRT. LOS VALORES HAN SIDO RESCALADOS ENTRE 0 Y 100.

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Diversos trabajos han considerado la mayoría de las variables topográficas incluidas en los análisis presentados como la elevación, la radiación solar, o Sx (Winstral *et al.*, 2002; Molotch *et al.*, 2005), pero tan sólo López-Moreno *et al.*, (2010) incluyen el TPI en sus análisis. Dada la importancia de esta variable en relación con la distribución espacial del manto de nieve en la cuenca experimental de Izas, parece consecuente incluirla en futuros análisis. El hecho de que el radio de búsqueda para el cálculo del TPI que ha mostrado una mayor correlación sea 25 m, muestra como la curvatura del terreno considerada en ese tamaño de escala tenga una relevancia notable en la distribución de SD. Por otro lado, Sx se ha mostrado como una variable con importancia notable, que dependiendo de la dirección de los vientos dominantes en el periodo precedente, varía en su contribución en los modelos, así como en la dirección mejor correlacionada. La distancia de búsqueda de 200 m empleada en el cálculo de Sx, que mejores resultados ha mostrado, da idea de la escala en la que el viento domina la distribución del manto de nieve, lo cual es consistente con los resultados encontrados previamente (Schirmer *et al.*, 2011). Es reseñable como en ambos años de estudio mientras la nieve puede ser movilizada por el viento, varía la dirección mejor

correlacionada de  $S_x$ , mientras que una vez iniciada la etapa de fusión del manto de nieve permanece constante, al no poder movilizarse la nieve. Otras variables con cierta contribución a la hora de explicar la variabilidad espacial del manto de nieve son la radiación solar que puede resultar equivalente a la variable *Northing*; o la elevación, que se revela como una variable incluida en los modelos y con mayores correlaciones cuando la elevación de la isoterma 0°C alcanza el límite inferior de la cuenca y la variación temporal su altitud, produce eventos de fusión que coinciden con los últimos muestreos de los años estudiados. Así pues, pese a las diferencias observadas entre los MLR y BRT para los días analizados, la capacidad predictiva encontradas para las variables topográficas son similares. Con ello se ha considerado el efecto de la topografía en la distribución espacial del manto de nieve; que analizando el ciclo anual de dos periodos con condiciones climáticas contrastadas, ha permitido observar patrones de acumulación de nieve similares. Además, al observarse pesos de las variables topográficas con mayor influencia que son comparables, así como las tendencias análogas observadas en ambas temporadas, se percibe consistencia intra- e inter-anual en la cuenca experimental de Izas, que debe ser válida en futuros años de estudio.

## 6. AGRADECIMIENTOS

El estudio presentado ha contado con la financiación del proyecto “Hidrología Nival en el Pirineo Central Español: Variabilidad espacial, importancia hidrológica y respuesta a la variabilidad y cambio climático (CGL2011-27536/HID, Hidronieve)”. El primer autor es beneficiario de una beca FPU de la convocatoria 2010 del Ministerio de Educación, y el tercer autor es beneficiario de una beca post-doctoral JCI-2011-10263.

## 7. REFERENCIAS

- Anderton, S.P., White, S.M., y Alvera, B. (2004). *Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment*. Hydrol. Process., 18, 435–453.
- Bales, R.C., y Harrington, R.F. (1995). *Recent progress in snow hydrology*. Reviews of Geophysics Supplement, 33, pp 1011–1020.
- Barnett, T.P., Adam, J.C., y Lettenmaier, D.P. (2005). *Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions*. Nature, 438, pp 303–309.
- Beniston, M. (2003). *Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts*. Climatic Change, 59, pp 5–31.
- Breiman, L. (1984). *Classification and regression trees* (Wadsworth International Group).
- Caballero, Y., Voirin-Morel, S., Habets, F., Noilhan, J., LeMoigne, P., Lehenaff, A., y Boone, A. (2007). *Hydrological sensitivity of the Adour-Garonne river basin to climate change*. Water Resour., Res. 43, W07448.
- Deems, J.S., Fassnacht, S.R., y Elder, K.J. (2008). *Interannual Consistency in Fractal Snow Depth Patterns at Two Colorado Mountain Sites*. J. Hydrometeorol. 9, pp 977–988.
- Deems, J.S., Painter, T.H., y Finnegan, D.C. (2013). *Lidar measurement of snow depth: a review*. Journal of Glaciology 59, pp 467–479.
- Del Barrio, G., Alvera, B., Puigdefabregas, J., y Diez, C. (1997). *Response of high mountain landscape to topographic variables: Central pyrenees*. Landscape Ecol., 12, pp 95–115.
- Erxleben, J., Elder, K., y Davis, R. (2002). *Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in the Colorado Rocky Mountains*. Hydrol. Process., 16, pp 3627–3649.

- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R., y Lehning, M. (2010). *Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment*. The Cryosphere, 4, pp 215–225.
- Jost, G., Weiler, M., Gluns, D.R., y Alila, Y. (2007). *The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale*. Journal of Hydrology, 347, pp 101–115.
- Keller, F., Kienast, F., y Beniston, M. (2000). *Evidence of response of vegetation to environmental change on high-elevation sites in the Swiss Alps*. Reg. Environ. Change, 1, pp 70–77.
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., y Raderschall, N. (2008). *Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain*. Water Resources Research 44, W07404.
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., y 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 Planet. Change, 77, pp 62–76.
- López-Moreno, J.I., Fassnacht, S.R., Heath, J.T., Musselman, K.N., Revuelto, J., Latron, J., Morán-Tejeda, E., y Jonas, T. (2012a) *Small scale spatial variability of snow density and depth over complex alpine terrain: Implications for estimating snow water equivalent*. Adv. Water Resour., 55, pp 40–52.
- López-Moreno, J.I., Pomeroy, J.W., Revuelto, J., y Vicente-Serrano, S.M. (2012b) *Response of snow processes to climate change: spatial variability in a small basin in the Spanish Pyrenees*. Hydrol. Process., 27, pp 2637–2650.
- Molotch, N.P., Colee, M.T., Bales, R.C., y Dozier, J. (2005). *Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regression tree models: the impact of digital elevation data and independent variable selection*. Hydrol. Process., 19, pp 1459–1479.
- Mott, R., Schirmer, M., y Lehning, M. (2011). *Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment*. J. Geophys. Res.-Atmos., 116, D06106.
- Prokop, A. (2008). *Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements*. Cold Reg. Sci. Technol., 54, pp 155–163.
- Pomeroy, J.W. y Gray, D.M. (1995). *Snowcover accumulation, relocation, and management*. National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Sask., Canada.
- Revuelto, J., López-Moreno, J.I., Azorin-Molina, C., Zabalza, J., Arguedas, G., y Vicente-Serrano, S.M. (2014). *Mapping the annual evolution of snow depth in a small catchment in the Pyrenees using the long-range terrestrial laser scanning*. Journal of Maps, pp 1–15., DOI: 10.1080/17445647.2013.86926.
- Schaffhauser, A., Adams, M., Fromm, R., Jörg, P., Luzi, G., Noferini, L., y Sailer, R. (2008). *Remote sensing based retrieval of snow cover properties*. Cold Reg. Sci. Technol., 54, pp 164–175.
- Schirmer, M., Wirz, V., Clifton, A., y Lehning, M. (2011). *Persistence in intra-annual snow depth distribution: 1. Measurements and topographic control*. Water Resour. Res., 47, W09516.
- Steger, C., Kotlarski, S., Jonas, T., y Schär, C. (2012). *Alpine snow cover in a changing climate: a regional climate model perspective*. Clim. Dynam., pp 1–20.
- Trujillo, E., Ramírez, J.A., y Elder, K.J. (2007). *Topographic, meteorologic, and canopy controls on the scaling characteristics of the spatial distribution of snow depth fields*. Water Resour. Res., 43, W07409.
- Watson, F.G.R., Anderson, T.N., Newman, W.B., Alexander, S.E., y Garrott, R.A. (2006). *Optimal sampling schemes for estimating mean snow water equivalents in stratified heterogeneous landscapes*. Journal of Hydrology 328, pp 432–452.

- Weiss, A.D. (2001). *Topographic position and landforms analysis*. ESRI user conference, San Diego USA.
- Willmott, C.J. (1981). *On the Validation of Models*. Phys. Geogr., 2, pp 184–194.
- Winstal, A., Elder, K., y Davis, R.E. (2002). *Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters*. Journal of Hydrometeorol., 3, pp 524–538.
- Zar, J.H. (1984). *Biostatistical analysis* 2nd., Prentice Hall.