

La nieve en el Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas) y sus implicaciones geomorfológicas

Snow in the Ubiñas Massif (Cantabrian Mountains)
and its geomorphological implications

David Gallinar Cañedo 

gallinardavid@uniovi.es

Jesús Ruiz-Fernández 

ablopez@usal.es

Cristina García-Hernández 

garciahcristina@uniovi.es

*Departamento de Geografía
Universidad de Oviedo (España)*

Resumen

Se han examinado las interrelaciones entre la nieve y ciertos procesos geomorfológicos en el Macizo de las Ubiñas. A través del trabajo de campo, el uso de termorregistradores y el análisis de datos termopluviométricos, se ha realizado un seguimiento de la superficie ocupada por los neveros desde 2012 hasta 2018, monitorizado específicamente los cambios en la cubierta nival entre los años 2015 y 2018 a 2380 metros s.n.m. Los principales resultados apuntan a una gran proliferación de morfologías nivokarsticas, solifluidales, o bien vinculadas a los neveros y a los aludes, resultantes todas ellas de dicha interacción. El periodo de isoterminia del suelo se

mantiene durante 6 a 8 meses a partir de 1800 metros s.n.m., existiendo una relación clara entre su duración y la ganancia de altitud (secundariamente, la orientación norte). El año 2018 acumuló la mayor duración de la cubierta nival (143 días), siendo asimismo el único año en el que se alcanzaron espesores de 120 centímetros. El espesor alcanzado, junto con las temperaturas estivales, ha sido el principal condicionante para el desarrollo y conservación de los neveros, habiendo sido 2017 el año en el que ocuparon menos extensión (0,2 hectáreas), mientras que 2013 fue aquel en el que se mantuvieron en mayor número y extensión (2,8 hectáreas).

Palabras clave: neveros; evolución interanual; procesos y formas nivales.

Abstract

The interrelationships between snow, snowfields and certain geomorphological processes have been examined in the Ubiñas Massif. Through fieldwork, together with the use of dataloggers and the analysis of meteorological data, we examined the morphologies resulting from these interactions, as well as the changes that affected the snowfields between 2012 and 2018. Moreover, we monitored specifically the changes in snow cover between 2015 and 2018 at 2380 meters a.s.l. Nivokarstic and solifluction morphologies are abundant, or those related to snow patches and snow avalanches. Soil isotherm is maintained for 6 to 8 months from 1800 meters a.s.l., with a clear relationship between its duration and the altitude (and, secondary, north orientation). The year 2018 accumulated the highest number of days in which the snow cover was maintained (143 days), also being the only one in which snow depth reached 120 cm. Together with summer temperatures, snow depth seems to be the main determining factor for the development and conservation of the snow patches, with 2017 being the year with the fewest number and total area (0.2 hectares), while 2013 was the one in which they remained the highest (2.8 hectares).

Key words: snow patches; interannual evolution; nival processes and landforms.

1 Introducción

Además de su interés desde el punto de vista hidrológico y como indicador climático (García-Ruiz et al., 1986; López-Moreno et al., 2010, Revuelto et al., 2013; Alonso-González et al., 2020), la nieve tiene un impacto socioeconómico evidente, al igual que en la biosfera (Pons et al., 2014). Asimismo, la nieve ejerce un importante control sobre el régimen térmico del suelo

en los sectores de alta montaña, así como en la dinámica geomorfológica que se desarrolla actualmente en los ámbitos altimontanos (Andrés & Palacios, 2010; Pisabarro et al., 2017; Ruiz-Fernández et al., 2017; Vieira & Nieuwendam, 2020). Durante el invierno, en dichos sectores el manto nival recubre los afloramientos rocosos y las formaciones superficiales, estabilizándolos e impidiendo, en general, el desarrollo de los procesos geomorfológicos (González-Trueba, 2006). En cambio, con la fusión de la nieve en la primavera y el verano se desencadenan numerosos procesos, que van desde movimientos lentos del suelo como la soliflucción (Serrano et al., 2016), a rápidos como deslizamientos y flujos de derrubios (Santos Alonso, 2011), pasando por la formación de morfologías erosivas como los nichos de nivación (Palacios et al., 2004, Santos-González et al., 2010b), y acumulaciones sedimentarias como las morrenas de nevero (Carrera & Valcárcel, 2010). Además, en los ambientes calcáreos de alta montaña se desarrolla el karst nival (López-Martínez, 1984; Castañón & Frochoso, 1998; Serrano & González-Trueba, 2004; González-Trueba & Serrano, 2010; Ruiz-Fernández et al. 2014a, 2014b y 2019), favorecido por la gran capacidad de absorción de CO₂ que tienen las aguas frías procedentes de la fusión nival (González-Gutiérrez et al., 2017). En los principales conjuntos montañosos peninsulares subsisten, incluso, neveros permanentes y semipermanentes. Estos constituyen indicadores naturales de las fluctuaciones climáticas interanuales (González-Trueba & Serrano, 2010), ya que su tamaño y espesor varía de unos años a otros dependiendo esencialmente del balance entre las precipitaciones nivales producidas entre mediados del otoño, el invierno y la primavera, y las temperaturas registradas, especialmente durante los meses cálidos.

En el contexto de las montañas ibéricas se han realizado diversos trabajos sobre la nieve y sus implicaciones geomorfológicas y/o hidrológicas, como los de Sierra Nevada (Tanarro et al., 2010), las sierras de Gredos y Guadarrama (Palacios et al., 1998, 2004; De Marcos & Palacios, 2004), y los Pirineos (García-Ruiz et al., 1986; López-Moreno et al., 2010; Revuelto et al., 2013). Incluso hay trabajos que abordan la climatología de la nieve en áreas de montaña a escala de toda la Península Ibérica (Alonso-González et al., 2020). En el caso concreto de las Montañas Cantábricas el estudio de la nieve ha sido previamente abordado por diversos autores, aunque la mayoría de trabajos se centran en los Picos de Europa (Castañón & Frochoso, 1994, 1998; Serrano & González-Trueba, 2004; González-Trueba, 2006; González-Trueba & Serrano, 2010; Ruiz-Fernández et al., 2014a, 2014b, 2017; Ruiz-Fernández, 2015), si bien existen también algunas investigaciones de otros sectores como el Macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero, 2012; Melón-Nava et al., 2022), el alto Sil (Santos-González et al., 2010^a, 2010b), los Ancares (Carrera & Valcárcel, 2010), el Macizo de Valdecebollas (Pisabarro-Pérez, 2020), y el

Macizo de las Ubiñas (Castañón, 1983, 1984; Gallinar et al., 2014, 2017). Pese a ello, el conocimiento sobre la nieve, los neveros y sus implicaciones geomorfológicas en las Montañas Cantábricas, es aún escaso y parcial.

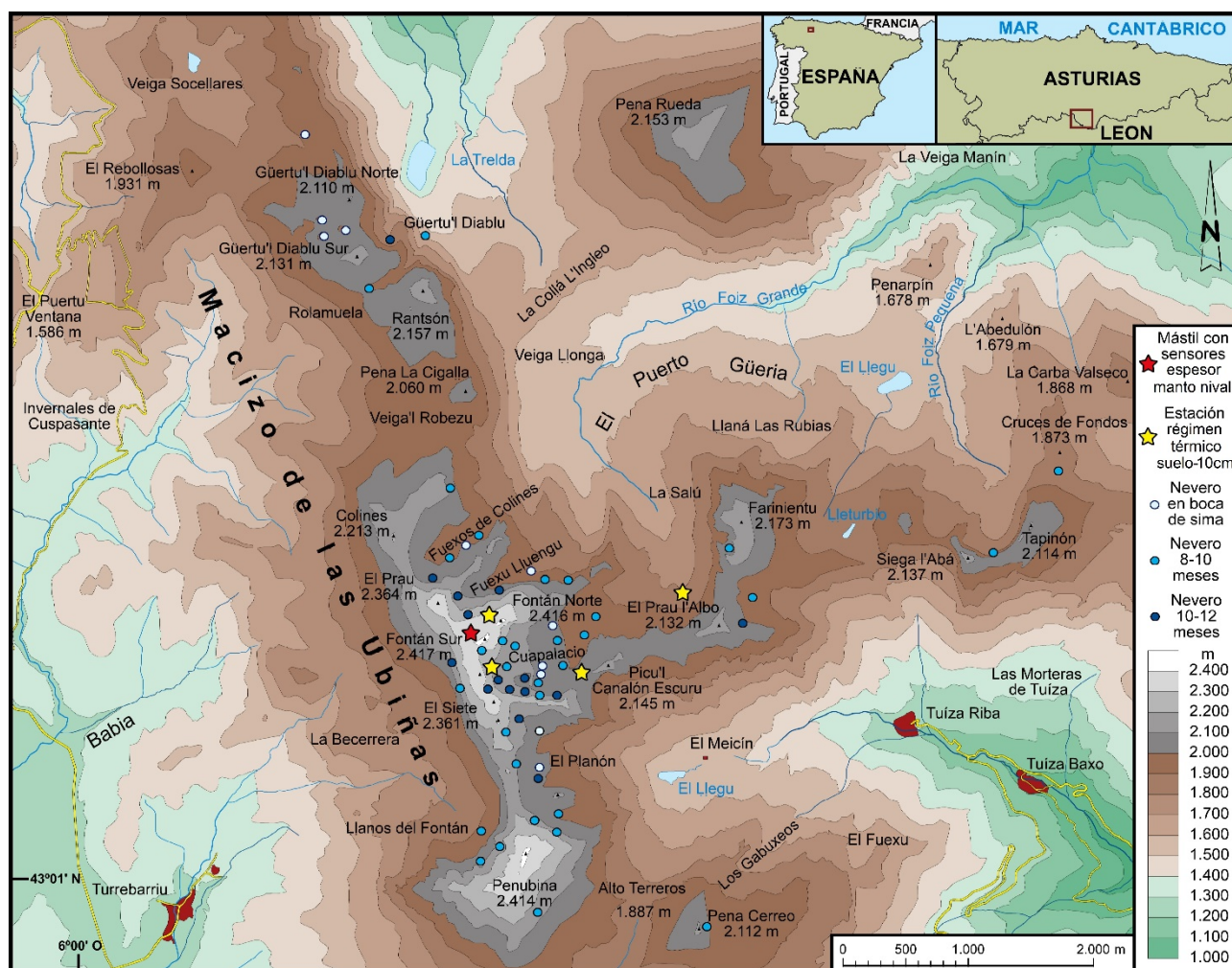
En este sentido, los objetivos que se pretenden alcanzar en este estudio son: 1) analizar la evolución anual del manto nival de uno de los principales conjuntos cantábricos de alta montaña, el Macizo de las Ubiñas; 2) identificar y cuantificar la superficie ocupada por los neveros presentes en dicho macizo a mediados del mes de agosto durante los años 2012 a 2018; 3) analizar las condiciones climáticas que han propiciado las variaciones interanuales de la superficie de los neveros; 4) profundizar en la importancia de la nieve y los neveros en la dinámica geomorfológica actual de la alta montaña del Macizo de las Ubiñas.

2 Área de estudio

El área de estudio se corresponde con el Macizo de las Ubiñas, que cuenta con una extensión de 12 600 hectáreas (Figura 1). Las Ubiñas es uno de los macizos montañosos más elevados de las Montañas Cantábricas. Su techo altitudinal supera los 2400 metros s.n.m., destacando las cumbres de El Fontán Sur (2417 metros s.n.m.), El Fontán Norte (2416 metros s.n.m.) y Penubina “La Grande” (2414 metros s.n.m.). En el Macizo de las Ubiñas se produjo una sobreelevación respecto a los conjuntos montañosos circundantes, debido a un levantamiento del basamento varisco muy acusado, que está vinculado con un cabalgamiento profundo y con la actividad de una falla inversa asociada a la Falla de León (Alonso et al., 2007). Las calizas paleozoicas, generalmente masivas, pero también tableadas en algunos sectores, son los principales materiales que arman las cumbres del macizo de las Ubiñas, incluidas las cimas y cresterías más altas. Esta abundante presencia de roquedo carbonatado ha dado lugar a la proliferación de numerosas morfologías exocársticas y endokarsticas de diversas escalas, entre las que cabe citar las cubetas glaciokarsticas, de génesis mixta, los pozos nivokarsticos, las dolinas de recubrimiento (denominadas *fuexos* en la zona), una gran proliferación de diversos tipos de lapiaces libres, estructurales y cubiertos, así como al menos dos simas exploradas que superan los 600 metros de desarrollo vertical. Por otro lado, el macizo cuenta con abundantes formas erosivas, como rocas aborregadas, umbrales, circos y artesas glaciares, y sedimentarias de origen glacial, como arcos y cordones morrénicos que llegan a descender hasta los 980 metros s.n.m., heredadas de la Última Glaciación y sus sucesivas etapas de avances y retrocesos asociadas (Gallinar et al., 2014). Asimismo, junto a formas relictas, también se han observado procesos periglaciares activos a partir de 1800 metros s.n.m., que dan lugar a numerosas

pedreras o lleras, y a microformas debidas a la crioturbación como los suelos estriados y los círculos de piedras (Gallinar et al., 2014).

Figura 1. Mapa de localización del Macizo de las Ubiñas



Nota: En este mapa se representan los neveros identificados durante el período 2012–2018 y las estaciones de muestreo.

Fuente: elaboración propia a partir del MTN 1:25 000 del IGN

En cuanto al clima de las Ubiñas, según las estaciones meteorológicas próximas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de Valgrande-Payares (1480 metros s.n.m.), Tseitariegos (1530 metros s.n.m.), Miñera de Tsuna (1120 metros s.n.m.), San Isidro (1510 metros s.n.m.) y Turrebarriu (1322 metros s.n.m.), las precipitaciones medias oscilan entre 958 y 1406 mm/año, denotando la existencia de una marcada sombra pluviométrica entre la parte Norte y Sur de la divisoria hidrográfica que conforma el macizo. Según las estimaciones de Gómez-Villar (2006), en el área de cumbres las precipitaciones rondarían los 2100–2200 mm/año. Además, parte de esas precipitaciones son en forma de nieve. En este sentido, Muñoz-Jiménez (1982) señala

que, en áreas montañosas situadas al Este de las Ubiñas como los Picos de Europa, se registran 85 días de nevadas al año, concentrando el 70 % del total pluviométrico, mientras que a partir de los datos de la estación de Tseitariegos, situada al Oeste, se han documentado 83 días de nevada al año. Por tanto, las copiosas precipitaciones nivales generan abundantes aguas de fusión, que alimentan ríos y arroyos como el Güerna, Tsindes, Ricao y Urugu, y acuíferos durante todo o prácticamente todo el año; aunque en los meses de julio y agosto se produce aridez en la vertiente Sur de las Ubiñas, poco acusada, no obstante, como muestran los datos de la estación de Miñera de Tsuna, a 16 kilómetros al Sudeste de Penubina. Por otro lado, en las estaciones termopluviométricas citadas las temperaturas medias anuales oscilan entre 6,3 °C y 7,2 °C, con amplitudes térmicas medias de 12,5 °C a 13 °C. Es necesario tener en cuenta además que, según Muñoz-Jiménez (1982), la isoterma de 0 °C se sitúa a 2400–2500 metros s.n.m., la de 2,7 °C a 2000 metros s.n.m. y la de 5 °C en torno a 1600 metros s.n.m. Este mismo autor señala que el Macizo de las Ubiñas se encuadra dentro del tipo “Dfsc” siguiendo la clasificación climática de Köppen.

Las principales actividades económicas que se han desarrollado históricamente en las Ubiñas han sido las agro-silvo-pastoriles, de corte tradicional. Esto ha provocado el retroceso de las masas forestales, principalmente de hayas (*Fagus sylvatica*), en pro de los pastizales y, en el sector leonés, también de los abancalamientos, como acontece, por ejemplo, en el entorno de Turrebarriu. Tras un largo período de patrimonialización y mejora del conocimiento científico sobre este entorno, el cual se extendió a lo largo de los siglos XIX y XX, finalmente este espacio ha visto reconocido su interés histórico y natural a través de su encaje en las diferentes figuras de protección reservadas a tal efecto (Gallinar et al., 2019). Primero, a través de la conformación del Parque Natural de Las Ubiñas y La Mesa (Asturias, 2006) y del Parque Natural de Babia y Luna (León, 2015), en cuyos límites queda enmarcado el macizo. Posteriormente, a través de su declaración como Reserva de la Biosfera, constituyéndose en 2004 la parte leonesa, y en 2012 el sector asturiano. De este modo, actualmente el modelo económico está cambiando hacia el turismo de montaña, favorecido por el desarrollo progresivo de las formas de ocio y deporte ligados a estos ámbitos, y amparado por la creación de las citadas figuras de protección. Los núcleos de población son periféricos con respecto al macizo, situándose al amparo de los valles más favorables desde el punto de vista topográfico. La población está experimentando un proceso de decrecimiento desde la década de 1940. Así pues, en parroquias como Tuíza había 363 habitantes en 1940 y solamente 43 habitantes censados en 2017 (Instituto Nacional de

Estadística), lo cual es extrapolable a las demás poblaciones del entorno, como Turrebarriu, Bueida, Ricao, Cortes y Tsindes.

3 Metodología

La evolución anual del manto nival se ha abordado, en cuanto a su caracterización general, tomando como modelo el tratamiento y la representación gráfica empleada previamente por Miotke (1968) para el Macizo Occidental de los Picos de Europa, y retomada posteriormente por González-Trueba & Serrano (2010) para el conjunto de los tres macizos que integran los Picos de Europa. En ambos trabajos se representa la variación mensual en la cota y características del manto nival sobre un perfil topográfico idealizado de sus respectivas áreas de estudio. Para la confección de dicho apartado, se han consultado datos procedentes de los informes anuales de evolución de recursos nivales del Programa EHRIN (Evaluación de los Recursos Hídricos Procedentes de la Innivación) en los años hidrológicos 2011–2014 y 2018–2021,¹ a los que hay que añadir las observaciones de campo realizadas entre 2012 y 2020, imprescindibles también para estudiar las interrelaciones existentes entre la nieve, especialmente la evolución anual del manto nival, y determinados procesos geomorfológicos.

Complementariamente, la duración anual de la cubierta nival ha sido monitorizada en cuatro sectores del macizo, concretamente en la ladera septentrional de El Fontán Sur, a 2380 metros s.n.m., y en el circo de Cuapalacio a 2200, 2050 y 1830 metros s.n.m., mediante la instalación de cuatro termorregistradores tipo iButton (Maxim Co., resolución de 0,065 °C) enterrados a 10 centímetros de profundidad durante el período comprendido entre el 17 de octubre de 2015 y el 16 de octubre de 2018 (Figura 1). Con objeto de monitorizar las variaciones en el espesor del manto nival en la alta montaña de las Ubiñas, se instaló una estructura fija a una altitud de 2380 metros s.n.m., próxima a la cima de la cumbre más elevada del macizo (El Fontán Sur, 2417 metros s.n.m.; Figura 1). Concretamente, se colocó un mástil de madera de 150 centímetros de altura, en cuya cara orientada al Norte se incrustaron siete sensores iButton a 2,5, 5, 10, 20, 40, 80 y 120 centímetros de altura sobre el suelo. De este modo, debido al efecto aislante de la nieve (Zhang et al., 1996; Zhang, 2005), la temperatura captada por el sensor puede ser tomada como un indicador indirecto de que éste ha sido cubierto por la nieve, ya que existirá una diferencia entre las oscilaciones térmicas que capta el sensor que ha sido cubierto y el que

1 Años disponibles en la página web del Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico: <https://www.miteco.gob.es/es/agua/temas/evaluacion-de-los-recursos-hidricos/ERHIN/datos-interes/>

se encuentra inmediatamente por encima, expuesto a condiciones subaéreas. El intervalo de medición (cada 2 horas), ofrece el detalle suficiente para poder inferir a partir de los registros térmicos el espesor nival, existiendo experiencias previas que muestran que, incluso una medición cada 4 horas, permite hacer este tipo de interpretaciones (Lewkowicz, 2008).

Si bien se han propuesto varias metodologías para la interpretación posterior de los datos térmicos, algunas de las cuales incluyen métodos semicuantitativos, en este estudio se ha recurrido a una adaptación de la metodología cuantitativa propuesta en el estudio realizado por Danby & Hik (2007), que considera que se ha producido el enterramiento de un sensor cuando la oscilación térmica diaria detectada por el mismo es igual o menor de 1 °C durante tres días seguidos. A partir de este cálculo, podemos obtener tres tipos de información. Por un lado, se pueden establecer los periodos de acumulación de nieve (cada uno de ellos limitado por el primer día en el que se cumple la condición antedicha, y el primero en que deja de cumplirse). Por otro lado, pueden establecerse los días de nieve, y finalmente podemos deducir el espesor de la cubierta nival con una resolución que resulta dependiente de la distancia entre los sensores y del intervalo de medición.

Paralelamente, se han estudiado los neveros del Macizo de las Ubiñas, tanto superficiales como en la entrada de simas y pozos nivokarsticos, a mediados del mes de agosto (momento del año en el que se considera que se alcanza el mínimo desarrollo en estas morfologías), entre los años 2012 y 2018. Para ello, se ha recurrido a observaciones y mediciones de campo apoyadas por GPS, así como a la toma de fotografías. El cálculo de la superficie ocupada por los neveros se realizó a partir del volcado en un SIG (QGIS 2.0.1-Dufour) de la información obtenida en el campo, utilizando como base fotografías aéreas rectificadas de un vuelo fotográfico efectuado por el Gobierno del Principado de Asturias en el año 2003. De forma complementaria, a partir de datos de temperatura y precipitación proporcionados por AEMET en una estación meteorológica próxima al área de estudio (Valgrande-Payares, 1480 metros s.n.m., situada a 15 kilómetros al Este-Sudeste de Penubina) y de espesor de la nieve tomados de la estación de esquí homónima (Infonieve), se ha relacionado la extensión y el espesor de los neveros con las condiciones registradas en los años estudiados. Asimismo, se han consultado fotografías históricas procedentes de la Fototeca del Muséu del Pueblu d'Asturies y en particular del archivo fotográfico de José Ramón Lueje, para comprobar la evolución de los neveros en un rango temporal mayor.

4 Resultados y discusión

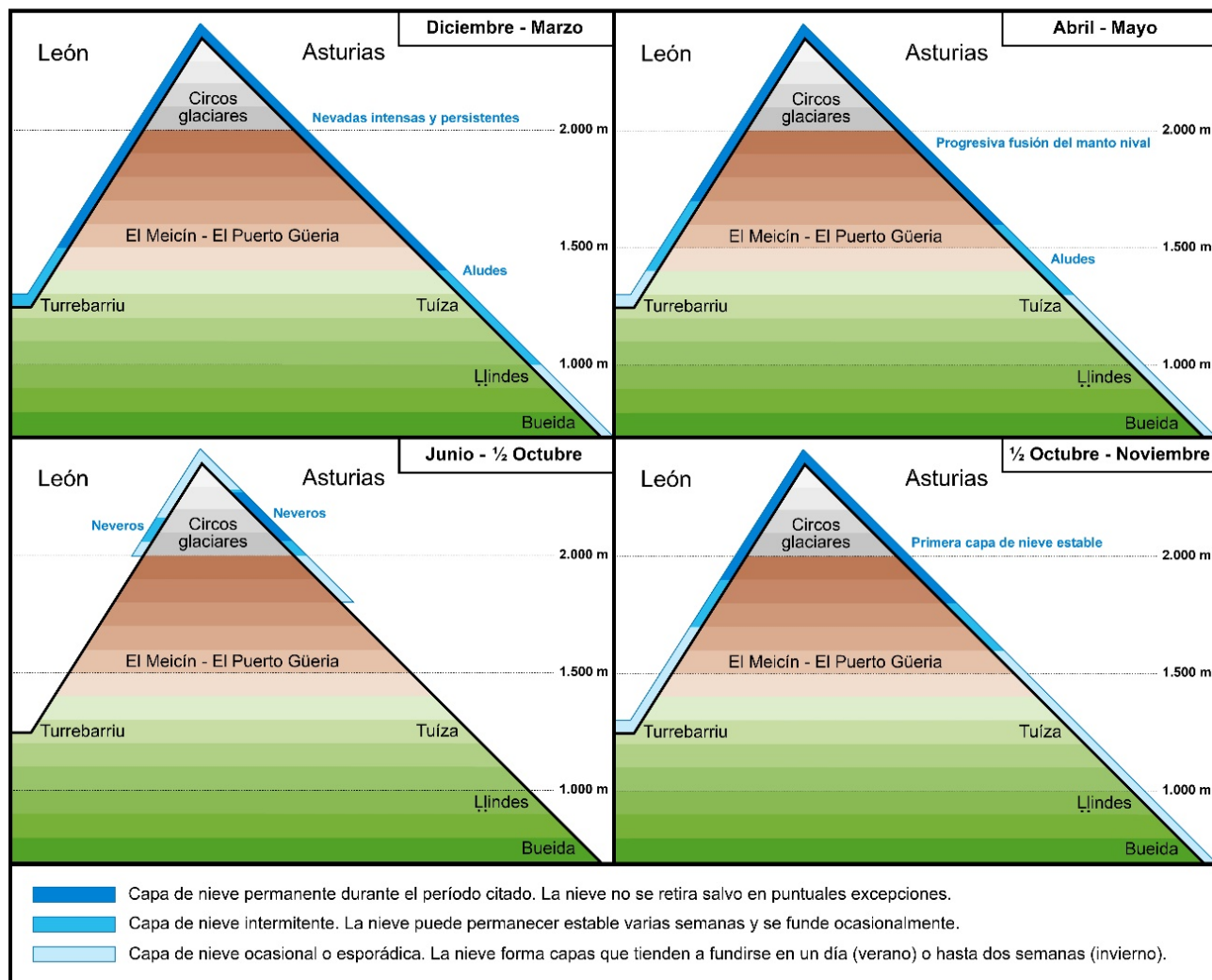
4.1 La evolución anual de la cubierta nival en las Ubiñas

Según lo observado entre 2012 y 2018, las nevadas en las Ubiñas generan un manto nival duradero y continuo en las partes altas del macizo, desde mediados de octubre o inicios de noviembre hasta comienzos de junio (Figura 2). Durante los meses de verano, el manto nival pierde rápidamente extensión, quedando individualizados diversos neveros en puntos topoclimáticamente favorables. En este sentido, la homotermia mostrada en el período 2015-2018 por los termorregistradores colocados en distintas geoformas, a 10 centímetros de profundidad, en Los Fontanes y el circo glaciar de Cuapalacio, corroboran estas observaciones, ya que el manto nival permaneció 8 meses a 2400 metros s.n.m. en Los Fontanes, mientras que en Cuapalacio la nieve permaneció durante 7 meses y medio a 2200 metros s.n.m. y 6 meses y medio entre 2000 y 1800 metros s.n.m. (Figura 3). En tres de los cuatro casos (2400, 2000 y 1800 metros s.n.m.) en orientaciones Norte, y a 2200 metros s.n.m. en orientación Este. Por consiguiente, la duración del manto nival en las Ubiñas es similar a la detectada en otras áreas del Macizo Asturiano como los Picos de Europa, que han sido estudiadas específicamente en este sentido (González-Trueba & Serrano, 2010; Ruiz-Fernández et al., 2014a, 2014b y 2017; Pisabarro et al., 2017), o la Sierra de Gistredo y el Macizo de Peña Prieta (Santos-González et al., 2009; Melón-Nava et al., 2022).

A partir de la interpretación de los datos captados por los sensores (Figura 3), se puede establecer también el patrón térmico del suelo a lo largo del año en la alta montaña de las Ubiñas, dentro del que se distinguen cuatro fases diferentes: isotermia o estabilidad térmica; aumento rápido de temperaturas o fusión nival; estival o de temperaturas elevadas; de transición verano-invierno. Estas fases tienen una duración y peculiaridades propias en función del año y, especialmente, de las características topoclimáticas del emplazamiento. Pisabarro et al. (2015), distinguieron también cuatro fases térmicas en distintas localizaciones del Macizo Central de los Picos de Europa, y el mismo número fueron identificadas en el Macizo de Fuentes Carrionas (Pisabarro et al., 2017). También en el Macizo Central de los Picos de Europa, aunque en diferentes localizaciones, Serrano & González-Trueba (2004) y González-Trueba (2007) establecieron hasta cinco fases al detectar diferencias claras que permitían dividir en dos la transición que se establece entre la estación cálida y la de isotermia invernal. En el caso del Macizo Occidental, los registros térmicos realizados en el entorno de la Forcadona (en localizaciones entre 2215 y 2262 metros s.n.m.) establecen también la existencia de cuatro fases

equivalentes a las detectadas, aunque con importantes diferencias en la duración y comienzo de las fases respecto al presente trabajo, en función del contexto topoclimático (Ruiz-Fernández et al., 2017). Existen, no obstante, ciclos de hielo-deshielo vinculados a desequilibrios en la cubierta nival (González-Trueba & Serrano, 2010; Ruiz-Fernández et al., 2014b).

Figura 2. Evolución anual del manto nival en las Ubiñas

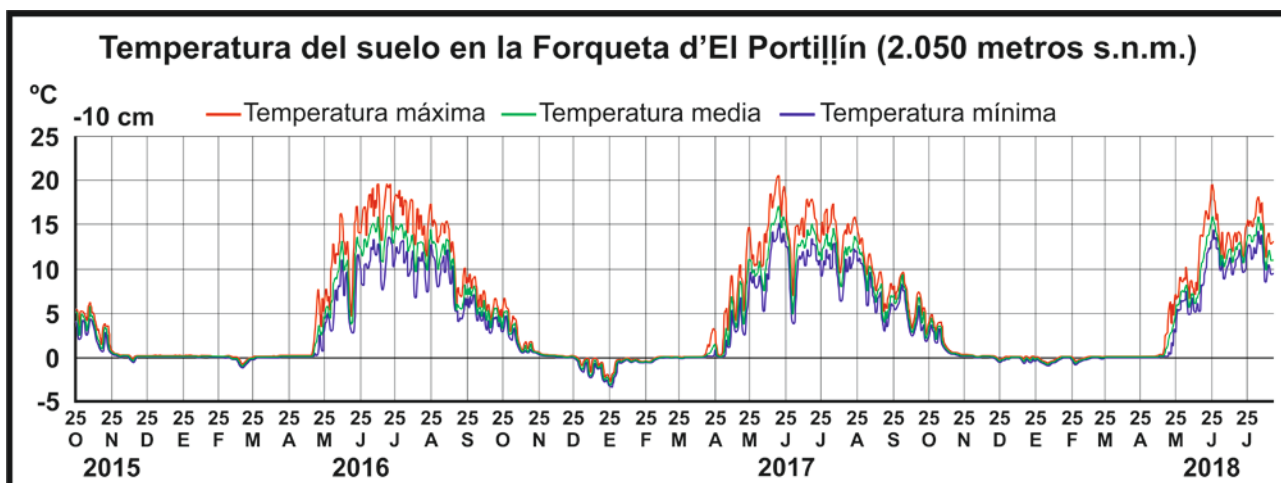


Fuente: elaboración propia

En cuanto a la distribución espaciotemporal de las nevadas, pueden producirse en cualquier mes del año, aunque su intensidad, duración y capacidad para generar mantos, varía sustancialmente. Las primeras capas permanentes se depositan habitualmente entre mediados de octubre y comienzos de noviembre, quedando restringidas generalmente a cotas superiores a 1600 metros s.n.m. Esto mismo ha sido establecido para los Picos de Europa por Miotke (1968), González-Trueba & Serrano (2010) y Ruiz-Fernández (2013). No obstante, ocasionalmente estas nevadas pueden darse en altitudes inferiores, como en noviembre de 2013, cuando nevió a 700

metros s.n.m. y noviembre de 2019, cuando nevó a 500 metros s.n.m., siendo excepcional el caso de finales de octubre de 2018, cuando a cotas de entre 250 y 300 metros s.n.m. cuajaron mantos de nieve.

Figura 3. Evolución de la temperatura máxima, mínima y promedio del suelo a 2050 metros s.n.m. (-10 centímetros de profundidad) entre octubre de 2015 y agosto de 2018 en el enclave de la Forqueta d'El Portitsín



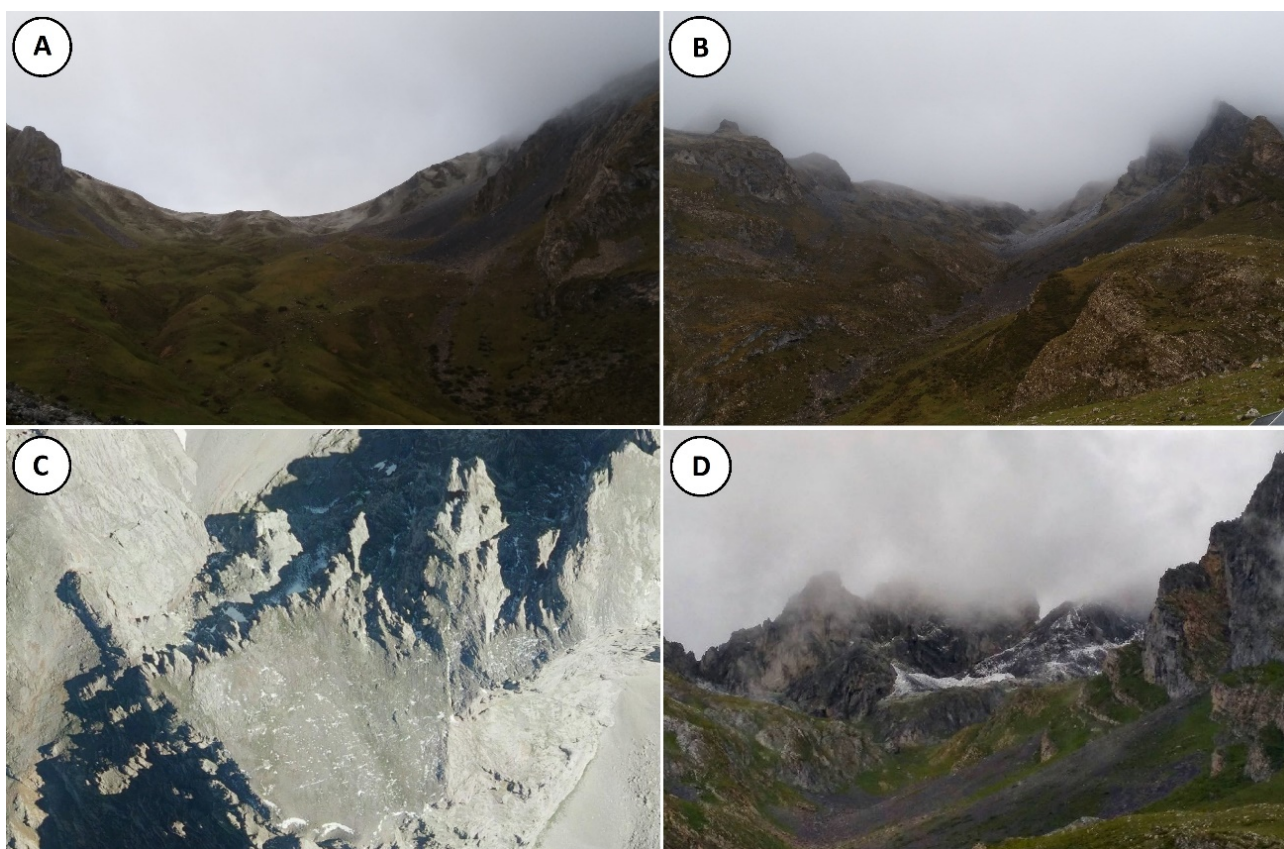
Fuente: elaboración propia

Durante los meses de diciembre a marzo, las nevadas son recurrentes, intensas y generan espesas cubiertas nivales, siendo esta franja temporal en la que cae la mayor cantidad de nieve del año. Así pues, es habitual encontrar la superficie nevada a partir de 1000 metros s.n.m. y ocasionalmente por debajo de esa altitud, siendo usual que la cota de nieve se desplome una o dos veces al mes hasta los 300–500 metros s.n.m., y que excepcionalmente lo haga en altitudes inferiores. En los meses de abril y mayo la nieve comienza a fundirse rápidamente por debajo de 1600 metros s.n.m. (González-Trueba & Serrano, 2010), y las nevadas van siendo progresivamente menos intensas, cayendo habitualmente por encima de esta cota. No obstante, también puede haber desplomes puntuales hasta los 400–500 metros s.n.m., como aconteció a finales de abril de 2013.

En cualquier caso, tal y como se ha comprobado a través del trabajo de campo, puede nevar en época estival y generar finos mantos efímeros (Figura 4), que generalmente perduran entre unas horas y dos días. En el período entre 2012 y 2020 se registraron cinco nevadas en el verano que llegaron a generar capas visibles. Una en el mes de junio (2013), una en el mes de julio (2017), una en el mes de agosto (2020) y dos en el mes de septiembre (2016 y 2017). Estas nevadas se produjeron por encima de 1800 metros s.n.m. en el caso de septiembre de 2017,

aunque habitualmente cayeron por encima de 2100 metros s.n.m. No obstante, fue excepcional el temporal de nieve acontecido en agosto de 2020 (Figura 5), ya que generó espesores de ~10-15 centímetros por encima de 1900 metros s.n.m., llegando a permanecer hasta siete días a más de 2200 metros s.n.m. y en lugares protegidos más tiempo, debido a la compactación y congelación provocada por las heladas estivales que sucedieron a dicho episodio de precipitación nival.

Figura 4. Nevadas estivales en las Ubiñas. (A) Alto Terreros (1887 metros s.n.m.),
(B) base de Los Castitsinos (~2000 metros s.n.m.),
(C) Los Fontanes (2200–2417 metros s.n.m.), (D) Los Castitsinos (2319 metros s.n.m.)



Fuente: (A), (B) (15 de septiembre de 2017) y (D) (1 de junio de 2017), imágenes de Tania Plaza (guarda del Refugio de El Meicín). (C) PNOA (verano de 2016)

Además de las pautas generales detectadas, el manto nival presenta una gran variabilidad en cuanto a su extensión y espesor interanual. Esto es debido, fundamentalmente, a la variación en la altitud, la orientación, la pendiente y el relieve de detalle, siendo por otra parte la NAO (*North Atlantic Oscillation*), con toda probabilidad, un factor atmosférico fundamental a la hora de explicar la evolución de la cubierta nival en el área, tal como sucede en amplios sectores montañosos del resto de la Península Ibérica (Alonso-González et al., 2019). Estos factores

suponen que, en zonas muy venteadas y con una importante insolación, como cumbres, collados, cornisas y umbrales, aunque se encuentren a altitudes superiores a 2000 metros s.n.m., la nieve no suele generar espesores importantes o duraderos, debido al traslado de partículas por el viento y a la fusión en los meses cálidos; mientras que, especialmente en el interior de los circos glaciares y de las cubetas glaciokarsticas de mayor altitud y con orientaciones favorables, la nieve puede alcanzar con frecuencia los 3 metros de espesor, y en puntos propicios incluso más de 10 metros, lo que convierte a estos sectores en lugares óptimos para la preservación de la nieve durante el verano en forma de neveros.

Figura 5. Restos de la nevada de agosto de 202 en el Crestón del Pasu Malu (2382 metros s.n.m.)

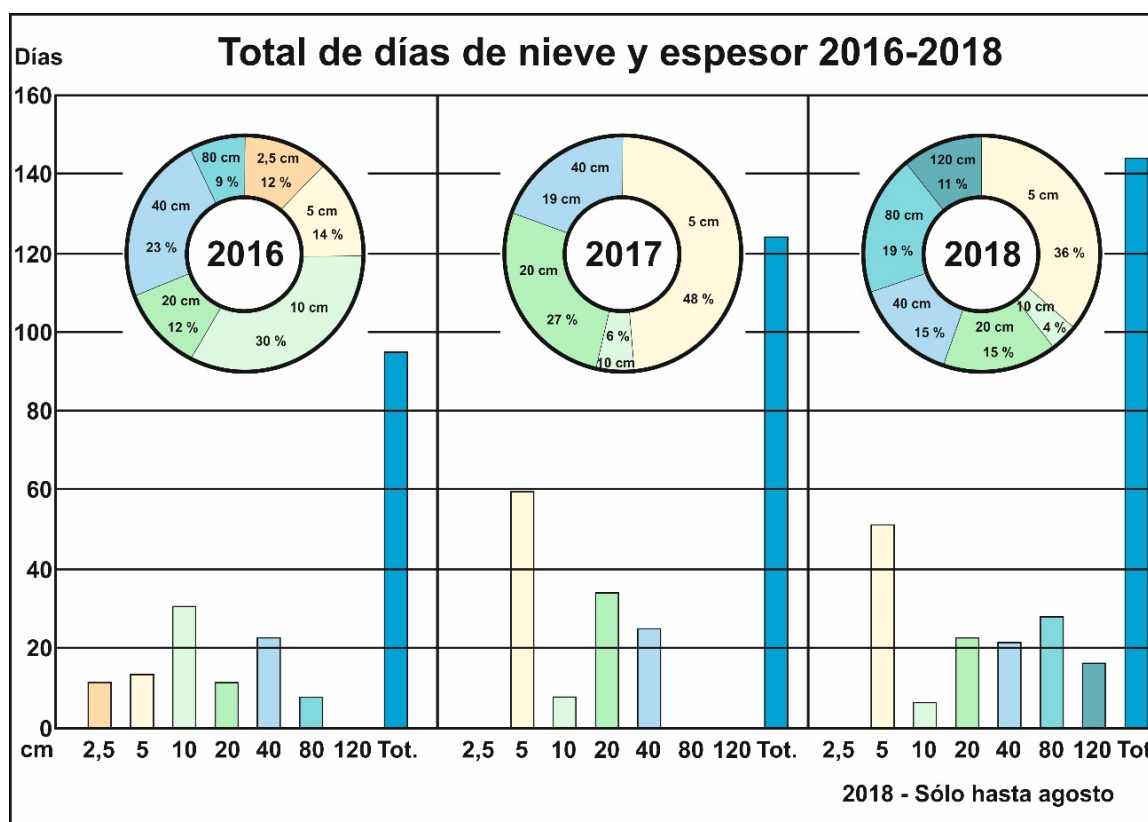


Fuente: elaboración propia (31 de agosto de 2020)

En cuanto al número de días de nieve detectados por año (Figura 6), en el período que discurre entre octubre de 2015 y agosto de 2018 en la estación de monitorización del espesor del manto nival instalada a 2380 metros s.n.m. en las proximidades de la cumbre de El Fontán Sur, el mayor número se da en 2018 (143 días), frente a los 123 y 94 días de 2017 y 2016,

respectivamente. Entre octubre y diciembre de 2015 no se acumuló nieve (Tabla 1). En 2018 también se dio el número máximo de días con espesores elevados (43 días con espesor mínimo de 80 centímetros), volumen que no llegó a alcanzarse en 2017, y que solamente se igualó siete días en 2016. De hecho, 2018 fue el único año en el que se alcanzaron profundidades de 120 centímetros o más (16 días). En 2018, además, la cubierta de nieve se mantuvo de forma ininterrumpida hasta el 19 de mayo, desde el 23 de diciembre de 2017. En 2017 la cubierta nival se mantuvo entre el 4 de febrero y el 26 de mayo, y en 2016 entre el 23 de febrero y el 29 de mayo (Figura 7). En el período estudiado, los meses de marzo, abril y mayo se distribuyen a partes iguales el 73 % de los días en los que se mantiene la cubierta nival (Figura 8), seguido de febrero (16 %) y enero (9 %). A lo largo de este período el suelo ha estado siempre libre de nieve en el enclave monitorizado entre los meses de julio y noviembre. Los mayores espesores se alcanzaron en los meses de marzo y abril, especialmente en este último mes, cuando se acumularon 31 días con 80 centímetros o más de nieve, y hasta 16 días por encima de 120 centímetros.

Figura 6. Días de nieve por año en Los Fontanes (2380 metros s.n.m.)



Nota: Altura de la nieve inferida a partir de la variación térmica del aire usando sensores a diferentes alturas en un mástil.

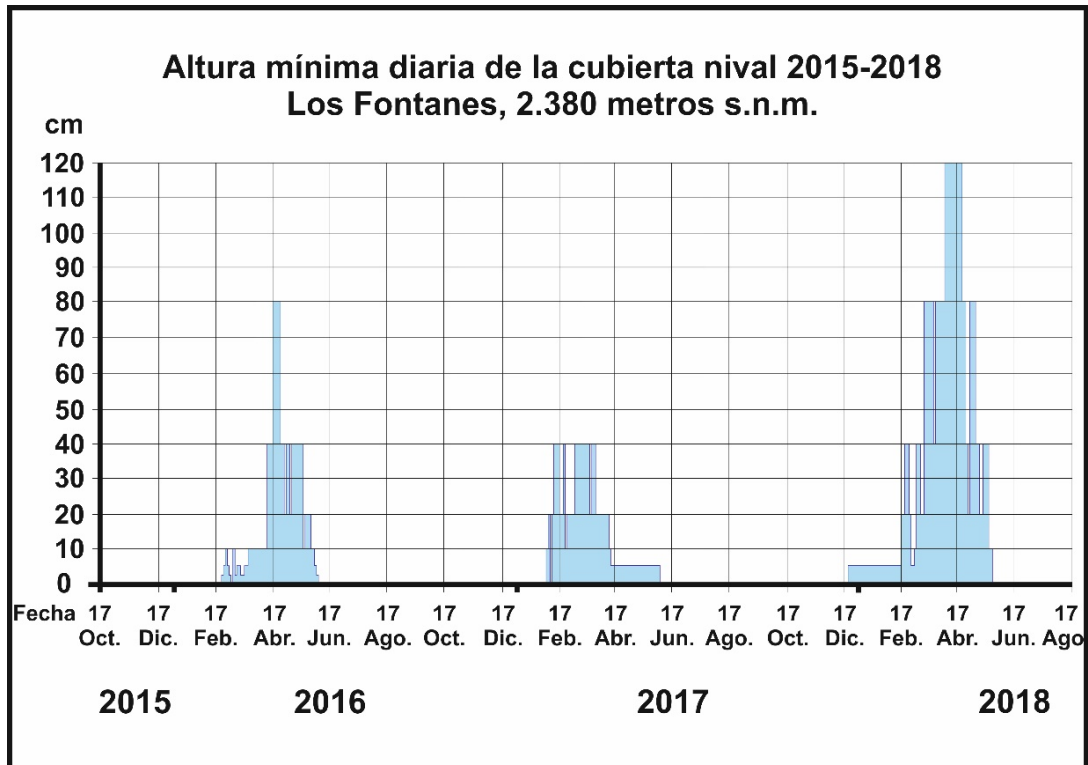
Fuente: elaboración propia

Tabla 1. Días de nieve por año en Los Fontanes (2380 metros s.n.m.). Número total, y en función de la altura de la cubierta nival en centímetros. Altura de la nieve inferida a partir de la variación de la temperatura del aire usando sensores a diferentes alturas en un mástil

Año	Altura mínima de la nieve (cm)	Días al año con nieve		Nº total de días
2015 (desde 17/10)	2,5-120	0	0	360
2016	2,5 (hasta 22/09)	11	94	
	5	13		
	10	30		
	20	11		
	40	22		
	80	7		
	120	0		
2017	2,5 (sin datos)		123	
	5	59		
	10	7		
	20	33		
	40	24		
	80	0		
	120	0		
2018 (hasta 23/08)	2,5 (sin datos)		143	
	5	51		
	10	6		
	20	22		
	40	21		
	80	27		
	120	16		

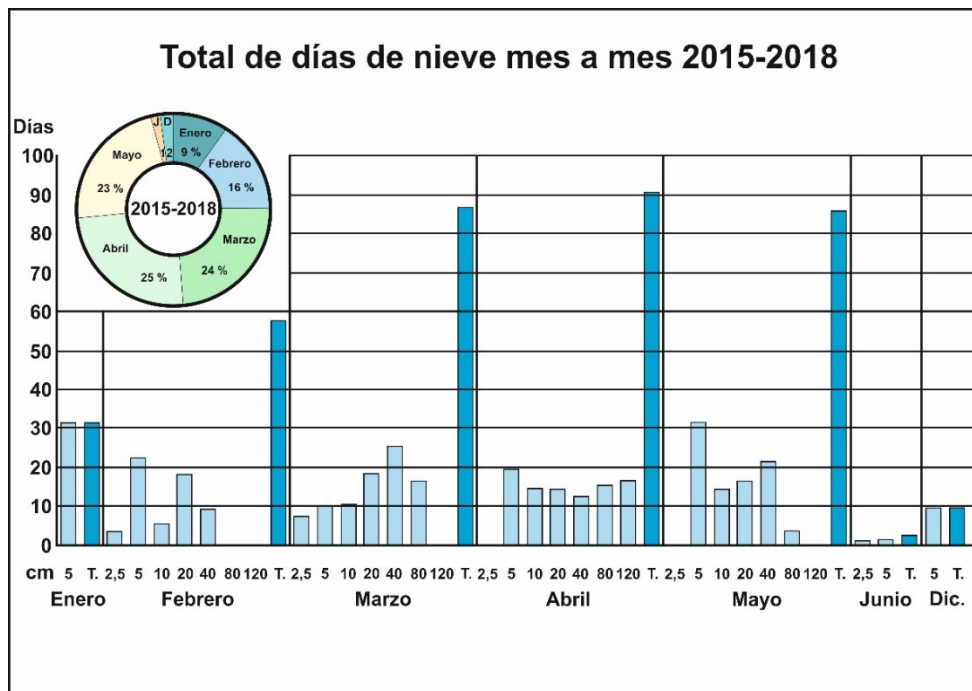
Fuente: realización propia

Figura 7. Altura mínima diaria de la cubierta nival en centímetros en Los Fontanes



Fuente: elaboración propia

Figura 8. Días de nieve por mes en Los Fontanes (2380 metros s.n.m.), entre octubre de 2015 y agosto de 2018 (total y en función de la altura de la cubierta nival en centímetros)



Fuente: elaboración propia

4.2 Los neveros

Durante mediados del mes de agosto de cada año comprendido entre 2012 y 2018, se ha constatado la presencia de neveros superficiales hasta en once sectores del Macizo de las Ubiñas (Figura 1 y Tabla 2). La ubicación preferente son las paredes orientadas al Norte en los circos glaciares de mayor desarrollo, donde están más protegidos de la radiación solar directa, y los sectores con formas cóncavas como canales de aludes, pozos nivokarsticos, así como las partes proximales de las lleras, aprovechando las concavidades existentes entre conos de derrubios contiguos. Estos neveros superficiales se encuentran, salvo casos y años excepcionales, siempre por encima de 2000 metros s.n.m., siendo el más bajo el que en algunos años permanece en la parte inferior del Canal de Rolamuela, a ~1500 metros s.n.m.; lo cual se debe a la sobreacumulación de nieve por aludes y a una orientación y disposición muy favorables. Los neveros presentan importantes variaciones interanuales en su extensión y espesor (Figura 9), tal y como se pudo observar entre los años señalados, siendo 2017 el año con menos neveros, mientras que 2013 fue aquel en el que subsistió un mayor número de ellos, así como el año en el que alcanzaron mayor extensión superficial (Tabla 2).

Figura 9. Evolución interanual de los neveros en el mes de agosto en Cuapalacio



Nota: En 2017 no se observaron neveros superficiales de entidad.

Fuente: elaboración propia

En este sentido, en 2017 solo se contabilizaron dos neveros en todo el macizo a mediados de agosto, lo que supuso una superficie de 0,2 hectáreas, mientras que en 2013 la cantidad de neveros que subsistían aún en estas mismas fechas ascendió a 49, sumando entre todos los neveros 12,8 hectáreas en total. Esto se debió a dos circunstancias: en primer lugar, y en cuanto al factor precipitación, aunque el año 2017 no escaso en días de nieve en comparación con años como el 2016 (Tabla 1), no podemos afirmar que 2017 haya sido un año abundante en ellas. En este sentido, aparte de los datos de las Ubiñas, disponemos de los de la cercana estación termopluviométrica de Valgrande-Payares (AEMET). En ella, se registraron 859 mm de precipitación entre los meses de noviembre de 2016 y mayo de 2017, cifra inferior a la media registrada para esos mismos meses en el período 2011–2018, de 1032 mm. A esto se añaden los escasos espesores depositados en las nevadas de ese invierno, pues en casi el 50 % de los días en los que se mantuvo la cubierta nival, esta no sobrepasó los 5 centímetros, y en ningún caso los espesores sobrepasaron los 40 cm (Tabla 1, Figura 8), lo que sí ocurrió el año anterior (2016), y el que le siguió (2018).

Por otro lado, y en cuanto al factor térmico, las temperaturas fueron bastante elevadas durante el verano de 2017, con 8,5 °C de media según lo registrado en Valgrande-Payares por AEMET, frente a los 7,27 °C de media para todo el período de estudio. Las temperaturas fueron especialmente elevadas a comienzos de esta estación, con intensas olas de calor, lo que provocó que la nieve, que no había formado capas tan gruesas como en años anteriores, se fundiese aceleradamente (Figuras 10 y 11).

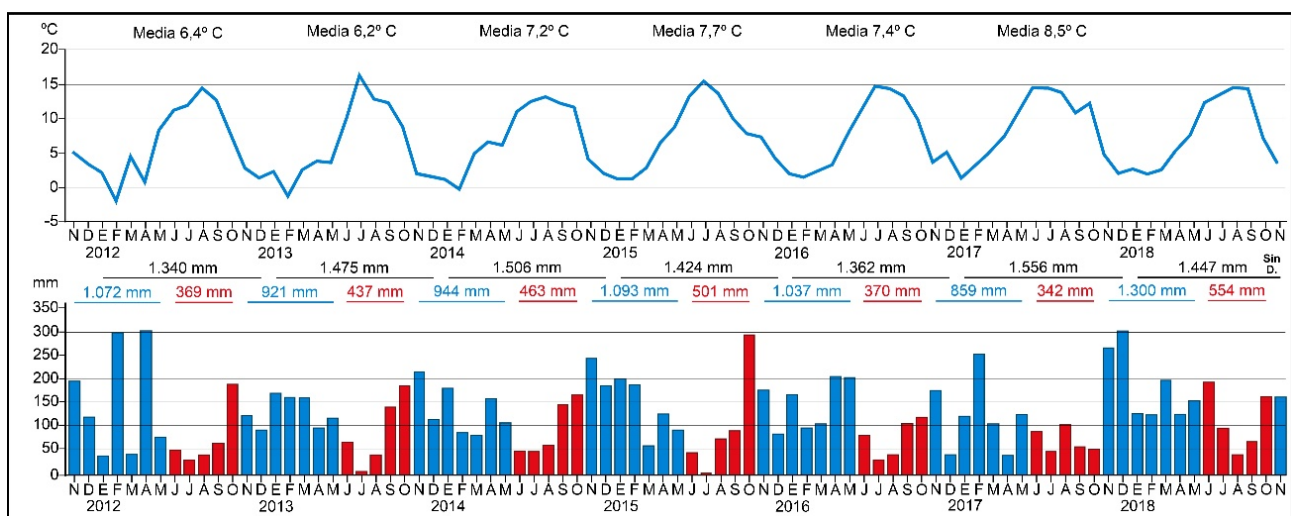
Por contra, en 2013 las nevadas fueron más cuantiosas e incluso hubo varias tardías de importancia, mientras que durante el verano las temperaturas fueron suaves, lo que propició que los neveros resistieran incluso en zonas poco habituales, y los más frecuentes en otros años dispusieran de una extensión y espesor notablemente superior a la media (Figura 9; Tabla 2).

Tabla 2. Localización, número y extensión en hectáreas, año a año, de los neveros superficiales del Macizo de las Ubiñas a mediados del mes de agosto (2012–2018)

Sector	Nº de neveros	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018
Penubina	7	0,01	1,4	0,9	0,1	0,5	0	1
Los Fontanes	4	0,05	0,4	0,3	0,1	0,2	0	0,4
El Planón	5	0,1	1,5	1,2	0,3	1	0	1,2
Cuapalacio	15	0,5	6	4,9	1,5	3,8	0,1	5
Fuexu Tsuengu	5	0,2	1,8	1,5	0,6	1,1	0,1	1,6
Colines	4	0,1	0,6	0,4	0,2	0,3	0	0,4
Rolamuela	2	0	0,3	0,1	0	0,05	0	0,2
Güertu'l Diablu	1	0,03	0,4	0,3	0,1	0,2	0	0,3
El Prau l'Albo	3	0,01	0,3	0,2	0,1	0,15	0	0,2
Siega l'Abá	2	0	0,05	0	0	0	0	0
Pena Cerreo	1	0	0,05	0	0	0	0	0
Total	49	1	12,8	9,8	3	7,3	0,2	10,3

Fuente: elaboración propia

Figura 10. Temperaturas y precipitaciones registradas en la estación meteorológica de Valgrande-Payares (1480 metros s.n.m.) entre noviembre de 2011 y noviembre de 2018

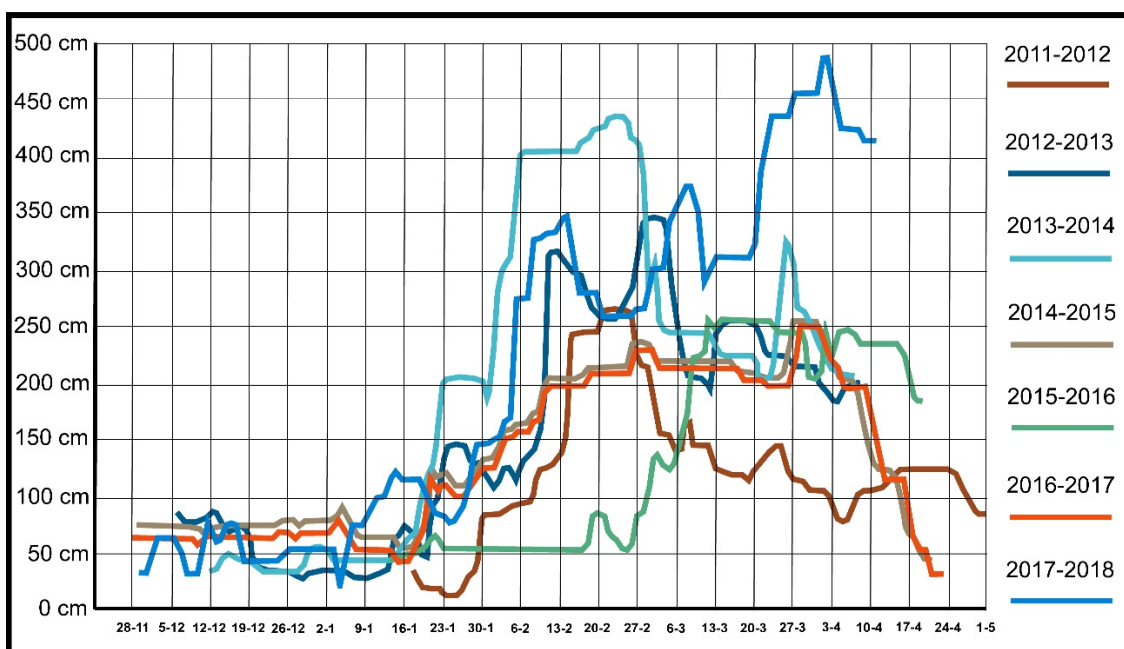


Fuente: elaboración propia a partir de datos de AEMET

Estas observaciones concuerdan con los datos del espesor máximo del manto nival en la estación de esquí homónima (Figura 11). Los mismos factores llevaron a los neveros a alcanzar extensiones notables en agosto de 2018 y 2014, con 10,3 y 9,8 hectáreas, respectivamente. Por el contrario, otro año con escasez de neveros fue 2012. En los meses de febrero y abril de ese año, coincidiendo en ambos casos con una bajada importante de las temperaturas, se produjeron importantes precipitaciones, que en la alta montaña acaecieron en forma de nieve, especialmente en febrero (Figura 10). Sin embargo, a partir de mediados de abril aconteció una

subida importante de las temperaturas, alcanzándose medias diarias de 8–10 °C a 14 °C en los meses de abril a octubre. La irregularidad de las precipitaciones, centradas en gran medida a finales del invierno y de la primavera, así como las altas temperaturas de los meses cálidos, explican la escasa extensión de los neveros durante el citado año. En cambio, las precipitaciones de los meses de octubre de 2012 a mayo de 2013, sin alcanzar valores tan extremos como en febrero y abril de 2012, se mantuvieron altas durante todo el período, lo que, unido a temperaturas medias diarias significativamente inferiores durante los meses cálidos, salvo en la parte central del verano, explican que en 2013 se registrara la mayor extensión de los neveros a lo largo del período estudiado.

Figura 11. Evolución del espesor máximo de nieve en la estación de esquí de Valgrande-Payares entre el 28 de noviembre y el 1 de mayo (2011–2012 a 2017–2018)

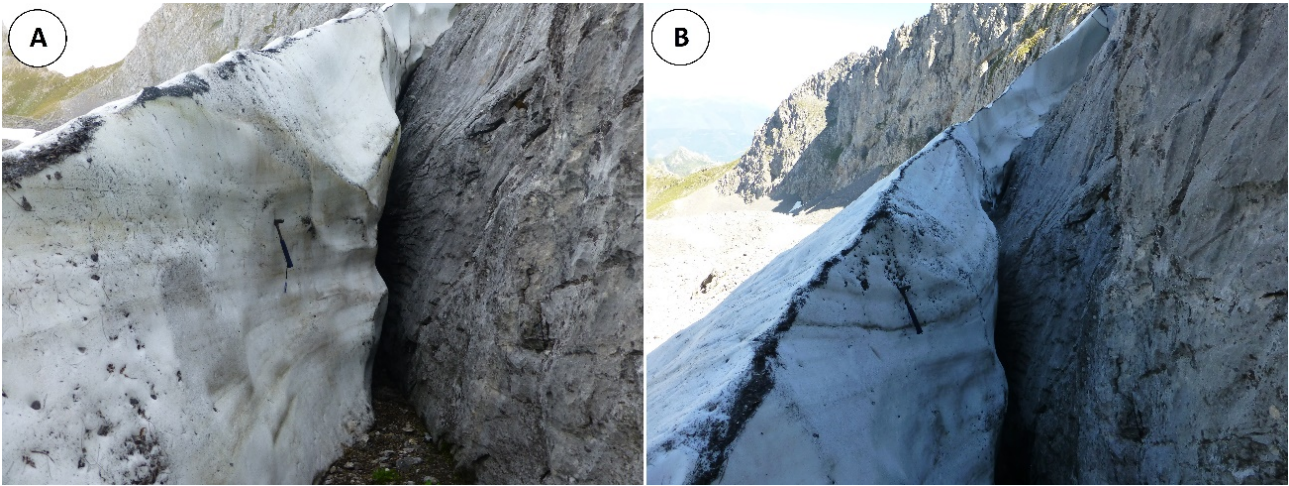


Fuente: elaboración propia a partir de datos de Infonieve

En 2012, 2015 y 2017 los neveros superficiales experimentaron una considerable pérdida de extensión a comienzos de septiembre, desapareciendo muchos de ellos. En estos años el manto nival se recuperó nuevamente a mediados de octubre. En cambio, en pozos nivokarsticos y simas, donde los neveros están protegidos de la radiación solar directa, no llegaron a desaparecer (Figura 13), como aconteció en El Planón, Cuapalacio, el Fuexu Tsuengu, los Fuexos de Colines y los Güertos del Diablu. Por tanto, en este tipo de localizaciones los neveros son menos sensibles a las variaciones climáticas interanuales.

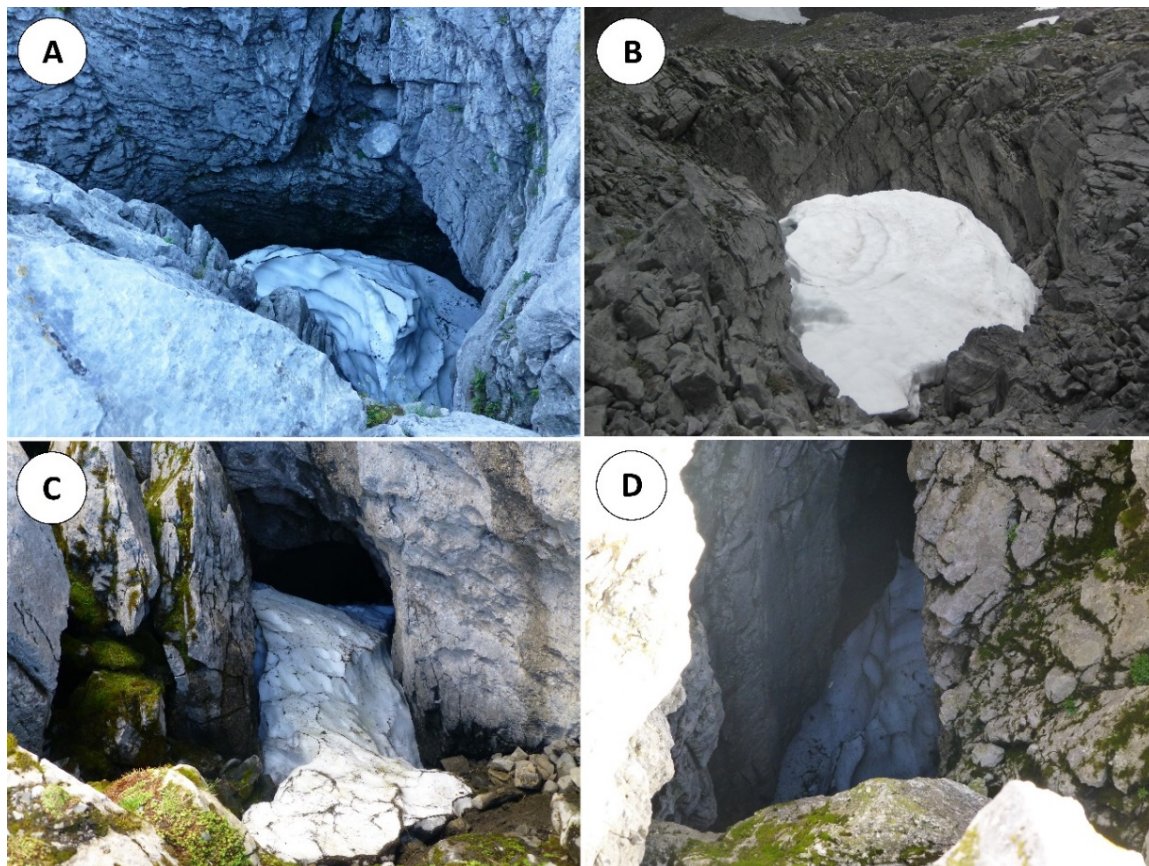
Además de los propiamente topoclimáticos, ya mencionados, ha de tenerse en cuenta que, en la persistencia de los neveros (y en general de la cubierta nival), influyen diversos factores relacionados con las propiedades de la nieve. Estos son la porosidad, la densidad, el contenido de agua en estado líquido, la tipología y tamaño de los granos, así como el espesor (Orozco Medina, 2014; Figura 12).

Figura 12. Espesor de un nevero en Cuapalacio (2150 metros s.n.m.). La pica (32 centímetros) hace de escala. (A) 21 de septiembre de 2013, (B) 13 de agosto de 2016



Fuente: elaboración propia

Figura 13. Neveros en la entrada de simas y pozos nivokarsticos. (a) El Planón 2030 metros s.n.m (13 de septiembre de 2013), (b) Cuapalacio, 2060 metros s.n.m. (1 de julio de 2012), (c) Fuexu Tsuengu, 1830 metros s.n.m. (24 de octubre de 2013), (d) Güertos del Diablu 1980 metros s.n.m (7 de octubre de 2013)



Fuente: elaboración propia

Finalmente, gracias a algunas fotografías estivales de las Ubiñas realizadas por José Ramón Lueje entre 1942 y 1958, conservadas en el archivo fotográfico del Muséu del Pueblu d'Asturies, se ha podido constatar la presencia de neveros en fechas anteriores a las del período establecido. En la práctica totalidad de las imágenes realizadas por este autor, se aprecia cómo los neveros muestran una extensión similar a la que presentaban en los años de mayor innivación (2013, 2014 y 2018), mientras que en ningún caso se observaron niveles tan bajos como en 2012, 2015 y 2017 (Figura 14).

Figura 14. (a) y (b) Circo glaciar de Cuapalacio.
(c) y (d) Cuapalacio visto desde El Farinientu



Fuente: (a) y (c) José Ramón Lueje (10 de agosto de 1958 y 30 de septiembre de 1956). (b) y (d) elaboración propia (10 de agosto de 2013 y 22 de septiembre de 2013)

En nuestro país los estudios sobre la extensión y la evolución de los neveros son escasos. Cabe citar al respecto el trabajo de González-Trueba & Serrano (2010), quienes describen dentro de un trabajo más amplio los neveros de los Picos de Europa y sus implicaciones geomorfológicas. Por su parte Santos-González et al. (2010b) estudian la duración de 8 neveros en el alto Sil entre 2003 y 2009, así como la labor erosiva ejercida por la nieve dentro de los respectivos nichos de nivación en los que se inscriben los neveros, a partir de la colocación de varillas de hierro clavadas verticalmente en el suelo y el uso de líneas de pintura. En dicho trabajo se señala que la disminución del volumen nival en el área estudiada y los cambios en los usos del suelo, tienen importantes implicaciones para la acumulación de la nieve y la persistencia de los neveros. En el marco de otro estudio sobre nichos de nivación el área del Puerto de Quebrantaherraduras (Sierra de Guadarrama), Palacios et al. (2004) estudian la permanencia de la nieve en el suelo durante el periodo 1992–2002, junto a su sistema de acumulación y su labor erosiva. Estos

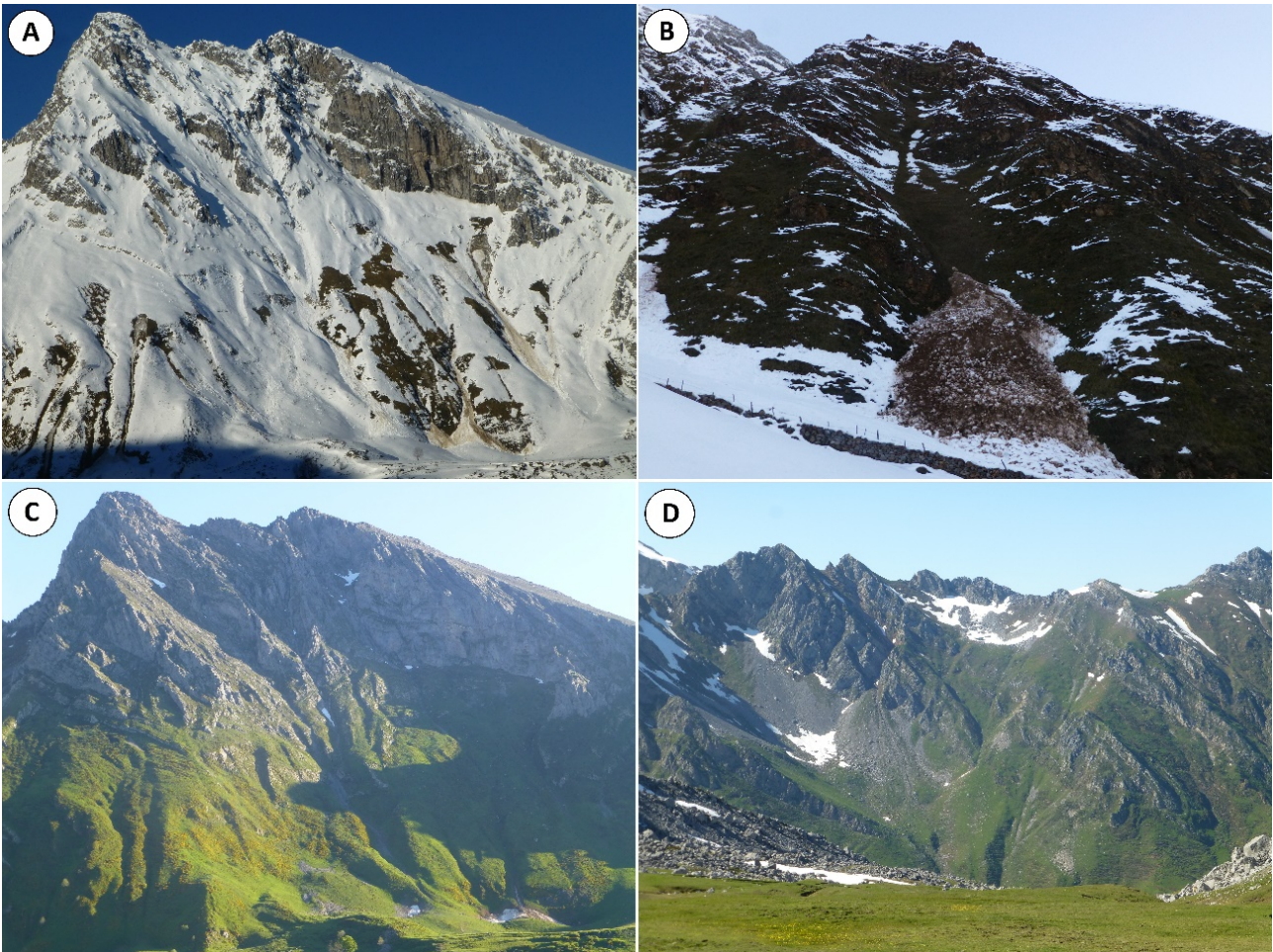
autores indican que los neveros de fusión más retardada subsisten más de 200 días de media al año. A su vez, han sido varios los estudios que han abordado la relación entre la duración anual de neveros y ventisqueros y las características y evolución de la cubierta vegetal (ej. Muñoz-Jiménez et al., 2007; García-Romero et al., 2010). En ambos casos, se pone de manifiesto una progresión de la vegetación en relación con el retroceso de los neveros, derivado de la reciente tendencia de reducción de los aportes nivales, si bien en las Ubiñas no se han podido constatar estas tendencias, siendo infrecuente, y en cualquier caso incipiente, el desarrollo de vegetación en el contorno de estas morfologías.

4.3 Implicaciones geomorfológicas de la nieve

a) Los aludes de nieve: implicación geomorfológica y riesgo asociado

En las Ubiñas, habitualmente las mayores acumulaciones de nieve se producen a comienzos de la primavera, lo que provoca, junto con el deshielo, que la máxima actividad de los aludes de nieve o *ádenes* (término empleado en el área para referirse a este fenómeno), tenga lugar en este período. No obstante, los primeros *ádenes* de la temporada suelen producirse en noviembre (Figura 15b), mientras que los últimos pueden acontecer en mayo. Tipológicamente, los más abundantes son los aludes de fusión o de nieve húmeda, los cuales son lentos en comparación con otros tipos, pero tienen gran capacidad erosiva al ser frecuentemente de fondo, lo que provoca el deslizamiento de importantes masas de nieve junto a gran cantidad de partículas removidas (Figuras 15 y 16). No obstante, en las mayores altitudes también se producen aludes de placa y de nieve en polvo. Es significativo resaltar la importancia de los aludes de nieve en la redistribución y configuración del manto nival y también su papel en el sistema de transferencia de derrubios a lo largo de las vertientes, pues trasladan ingentes cantidades de nieve y partículas sólidas desde las zonas más elevadas hasta ubicaciones de media ladera o de fondo de valle. Esto provoca que a altitudes de ~1300 metros s.n.m. puedan persistir neveros en el mes de junio en la desembocadura de los canales de aludes, incluso en vertientes meridionales, como en El Prau l'Albo (2131 metros s.n.m.) y el Siega l'Abá (2137 metros s.n.m.) (Figura 15).

Figura 15. (a) Primeros *ádenes* de noviembre (2013) en la vertiente meridional del Siega l'Abá (2137 metros s.n.m.). (b) *Ádene* en la senda de El Meicín. (c) Neveros y restos de *ádenes* en el Siega l'Abá. Los neveros inferiores se encuentran a una altitud de 1380 metros s.n.m. (d) En la parte central-superior, neveros cerrados por una morrena de nevero bajo La Palazana (2129 metros s.n.m.), por debajo y a la izquierda, canales y conos de aludes



Fuente: elaboración propia. (a) y (b) (28 de noviembre de 2013), (c) y (d) (1 de junio de 2016).

Las geoformas derivadas de la acción de los *ádenes* son esencialmente los canales y los conos de aludes. Los canales de aludes de las Ubiñas (Figura 17) están netamente condicionados por el dispositivo estructural, adaptándose a líneas de fractura en los sectores más elevados de las cumbres y vertientes, como en Penubina y Pena Rueda (2153 metros s.n.m.), así como a favor de surcos y vaguadas en los ámbitos de altitud intermedia, como las laderas de El Prau l'Albo y el Siega l'Abá. Sus dimensiones oscilan entre 50 y 800 metros de largo, con anchuras de entre 5 y 12 metros. En cambio, los conos de aludes presentan perfiles convexos y tamaños variables (0,1 a 6,1 hectáreas), y los materiales de los que se componen carecen habitualmente de orden

y clasificación, si bien los bloques mayores tienden a ocupar posiciones distales (Figura 17). Sin embargo, también hay conos mixtos, cuya génesis es debida al aporte de derrubios por otros procesos como gravedad, avalanchas rocosas, arroyada difusa o concentrada, soliflucción, flujos de derrubios, etc., además de a los propios aludes, los cuales afectan más recurrentemente a las partes proximales de los conos (donde se producen purgas de nieve o aludes de descarga), con las que están conectadas a través de canales rectilíneos, característicos del sector leonés de Penubina y de la cara Norte de Pena Rueda.

Figura 16. Restos de aludes aguas arriba de la localidad de Tuíza Riba



Fuente: elaboración propia (18 de diciembre de 2013)

Los *ádenes* del Macizo de las Ubiñas han sido estudiados específicamente en la cara Sur de El Prau l'Albo por Castañón (1984), fundamentalmente en lo referente a su impronta geomorfológica y a la importancia de factores como la orientación en su desencadenamiento, ya que, según dicho autor, son más frecuentes en las orientaciones Sur que en las Norte, donde en cambio son menos recurrentes e intensos y, habitualmente, de nieve en polvo. Además, Castañón (1984) comenta la importancia de la altitud en su desencadenamiento, ya que estos

ádenes no se producen en las cotas más altas, sino en altitudes medias donde las condiciones nivales son buenas y la topografía resulta favorable.

Figura 17. Canales y conos de aludes en El Prau l'Albo



Nota: Las flechas indican el mismo punto de vista.

Fuente: elaboración propia (17 de agosto de 2014)

Respecto a los daños materiales y personales que las avalanchas de nieve han llegado a causar en el área, cabe destacar los trabajos de García-Hernández (2018, 2019) y García-Hernández et al. (2017a, 2017b, 2018a, y 2019a). En estas publicaciones, que abordan sucesivos episodios de aludes acontecidos en el Macizo Asturiano a lo largo de los siglos XIX, XX y comienzos del XXI, destacan los que afectaron al entorno habitado de las Ubiñas, y especialmente a los pueblos de Tuíza Riba y Tuíza Baxo. En especial, sobresalen los daños causados por un evento concreto: la “Nevadona” de 1888. Un episodio que afectó a la totalidad del Macizo Asturiano, y en el que se documentaron aludes en ambos pueblos (Figura 1). Concretamente, un *ádene* ocurrido el 27 de febrero de 1888 causó graves daños humanos, animales y materiales en Tuíza Baxo. El alud descendió desde el Siega l'Abá arrasando varias viviendas y edificaciones destinadas al ganado, hasta alcanzar el propio pueblo donde provocó la muerte de cuatro mujeres y 35 animales domésticos, arrasando cuatro viviendas, tres graneros y dos establos, además de cuantiosos daños de menor importancia (García-Hernández et al., 2018b). En enero de 1895, los hechos se repitieron en Tuíza Riba: un alud encauzado por el valle que ocupa el río Güerna acabó con la vida de cinco personas, hiriendo a una sexta y causando la muerte de más de 120 animales. También resultaron dañadas varias viviendas y edificaciones entre las que destaca la iglesia, y parte del cementerio, a lo que se añade ese mismo año otro alud que sepultó a cuatro personas, tres de las cuales murieron, también en Tuíza Riba (García-Hernández et al., 2019b). Los hechos

se han repetido en fechas recientes, produciéndose daños materiales diversos, como el que afectó al aparcamiento de Tuíza Riba en la década de 1990, provocando daños menores y aproximándose en su trayectoria a algunas viviendas (García-Hernández et al., 2019b).

Por tanto, los *ádenes* son un proceso recurrente en las Ubiñas, con importante repercusión geomorfológica en la vertiente meridional de El Prau l'Albo y algunos otros sectores como el Siega l'Abá, Penubina y Pena Rueda. Pero este proceso, a su vez, representa también una amenaza en las áreas pobladas de este entorno montañoso, habiendo demostrado su nocividad en varias ocasiones a lo largo de la historia.

b) Las morrenas de nevero

Los neveros, individualizados en la alta montaña del Macizo de las Ubiñas durante el verano, contribuyen a la formación y el desarrollo de otras formas de modelado, como las morrenas de nevero. En las Ubiñas, estas morfologías de planta arqueada tienen dimensiones de 20 a 150 metros de longitud, y espesores inferiores a 5 metros de altura. Se han identificado morrenas de nevero en El Planón, Cuapalacio, el Fuexu Tsuengu, El Prau l'Albo y La Palazana (Figura 18). Algunas de ellas, son plenamente activas o semiactivas, al estar integradas por arcos de formas frescas carentes de vegetación o con presencia de vegetación incipiente y con ausencia de procesos edáficos, que además enlazan con neveros de fusión tardía. Este tipo de geoformas, tanto funcionales como relictas, han sido documentadas también en otros sectores de las Montañas Cantábricas, como los Picos de Europa (Castañón & Frochoso, 1998; González-Trueba, 2006; González-Trueba & Serrano, 2010; Ruiz-Fernández et al., 2014b), el Macizo de Fuentes Carrionas (Pellitero et al., 2011; Pellitero, 2012), el Alto Sil (Santos-González et al., 2009; Santos-González, 2010), el Puerto de San Isidro (Rodríguez Pérez, 1995), la Sierra l'Aramu (Castañón, 1986) y Los Ancares (Carrera & Valcárcel, 2010).

c) Los nichos de nivación

Estas concavidades, excavadas en las vertientes en las que se acumulan grandes espesores de nieve (perdurando los neveros asociados incluso en la estación cálida), aparecen con dimensiones que oscilan entre 1,4 y 4,2 hectáreas. Tienden a concentrarse en los sectores calcáreos de mayor elevación, bajo paredes rocosas, y también en los enclaves de mayor altitud donde afloran materiales fácilmente deleznable como las pizarras. Así pues, se pueden encontrar ejemplos de nichos de nivación en el cordal que discurre entre los picos de El Canalón Escuro (2145 metros s.n.m.) y El Prau l'Albo (Figura 18), y también en el interior de los principales circos glaciares. La génesis de los nichos guarda relación con el papel erosivo

ejercido por la nieve, que a su vez está relacionado con el espesor mínimo de ésta para generar su desplazamiento, su mayor o menor densificación y la pendiente (Santos-González, 2010b). También se debe tener en cuenta la labor de acarreo de clastos ejercida por la nieve y su fricción sobre el sustrato (Carrera & Valcárcel, 2010), la meteorización generada por el factor térmico, y sobre roquedo calizo la corrosión karstica asociada a ambientes fríos en los que las aguas de fusión tienen gran capacidad de captación de CO₂ del aire. Además de en los Picos de Europa (Castañón & Frochoso, 1998; González-Trueba & Serrano, 2010), los nichos de nivación han sido estudiados en cuanto a su dinámica y/o tipología en otras montañas peninsulares como el Alto Sil (Santos-González, 2010b) y la Sierra de Guadarrama (Palacios et al., 2004).

Figura 18. Nicho de nivación y morrena de nevero asociada en la vertiente meridional de La Palazana



Fuente: elaboración propia (22 de septiembre de 2013)

d) El karst nival

En los sectores elevados de las Ubiñas, por encima de 1700 metros s.n.m., las abundantes precipitaciones, en gran medida en forma de nieve como ya se ha especificado, generan abundantes aguas de fusión nival, propiciando un tipo de karstificación que da lugar a morfologías bien definidas y de evolución rápida: se trata del karst nival. En estos ambientes abundan los pozos nivokarsticos (Figuras 1 y 13), distribuidos en el interior de algunas cubetas glaciokarsticas y circos glaciares, así como sobre umbrales. Se trata de formas postglaciares que retocan la topografía preexistente, agrupándose frecuentemente en campos. Sus dimensiones van de 1 a 32 metros de eje mayor y profundidades de -7 a -35 metros. La protección contra la insolación ejercida por las paredes de estos pozos hace que en su interior se conserven neveros

estacionales. La fusión progresiva de los neveros, tanto los externos como los localizados en el interior de pozos nivokarsticos y simas, siguiendo ciclos diarios, genera aguas muy agresivas para los afloramientos calizos. Como consecuencia, también son abundantes los lapiaces libres de influencia nival, generando morfologías principalmente en surco (*rinnenkarren*, en sus variantes de rectilíneos o *wandkarren* a meandriforme o *mäanderkarren*) y en arista (*rillenkarren*), siendo muy abundantes en las proximidades de los neveros. Además, en estos ambientes se da una combinación entre la disolución a favor de las aguas de fusión nival y la crioclastia, pues la intensa corrosión karstica de estos ámbitos genera numerosas oquedades y rugosidades fácilmente atacables por la gelifracción, y viceversa. Es lo que Maire (1990) definió como gelidisyunción. Castañón & Frochoso (1998), y Ruiz-Fernández *et al.* (2019) identificaron la acción de procesos de gelidisyunción y gelidescamación en la alta montaña de los macizos Central y Occidental de los Picos de Europa, respectivamente.

e) Las solifluxiones y los flujos de derrubios

La fusión de la nieve, junto a los aportes de precipitaciones meramente pluviales, y a la existencia de procesos de hielo-deshielo en el suelo siguiendo ritmos diarios a estacionales, propicia el movimiento lento de las formaciones superficiales y la consiguiente formación de lóbulos de soliflucción, bloques aradores y terracillas. Se trata de morfologías solifluidales que en las Ubiñas presentan diferente grado de actividad a tenor del tipo de formación superficial (más arcillosa o más arenosa) y las variaciones en las condiciones topoclimáticas (incluido el régimen térmico y la humedad; Brosche, 1978; Castañón & Frochoso, 1998). En las Ubiñas se pueden encontrar lóbulos de soliflucción en la mayor parte de las laderas con altitudes que superen los 1600 metros s.n.m. e incluso puntualmente por debajo de dicha cota. Así pues, son comunes en las laderas de El Meicín, Penubina, Pena Cerreo, Cuapalacio, Colines, El Prau l'Albo, El Farinientu, Siega l'Abá, los Tsanos del Fontán y La Becerrera. Por su parte, los bloques aradores son mucho menos comunes (Santos-González *et al.*, 2016), estando asociados normalmente a los anteriores en cuanto a su emplazamiento. Se han identificado en complejos morrénicos y laderas a partir de 1600 metros s.n.m. como en Terreros, El Portitsín, Cuapalacio y el Siega l'Abá, y hasta casi 2400 metros s.n.m. en Los Fontanes. A su vez, las terracillas de soliflucción se forman también por encima de 1600 metros s.n.m., en enclaves de cierta pendiente (10–30°) y abundancia de finos, como acontece en sectores como La Tsomba, Pena Cerrero, Penubina “La Pequeña”, Penubina “La Grande”, los Tsanos del Fontán, La Becerrera, El Planón, Cuapalacio, el Fuexu Tsuengu, Colines, El Portitsín, El Prau l'Albo, El Farinientu y el Siega l'Abá.

Por su parte, la combinación de la abundancia de aguas de fusión nival, junto con las tormentas de verano, es capaz de desencadenar otro tipo de movimientos en masa, en este caso rápidos y enérgicos: los flujos de derrubios, que ejercen una importante labor de redistribución de materiales a lo largo de las vertientes y entre las partes altas y las medias del macizo. Se trata de geofomas muy comunes en las áreas de alta montaña (ej. Pelfini & Santilli, 2008; Rupendra et al., 2018). La saturación de agua en las formaciones puede generar una rotura en la cohesión de las partículas, desencadenándose un flujo que forma un surco acompañado de resaltes laterales o *levées* en los sectores proximal y medio, con longitudes de 120-550 metros y anchuras de 1-8 metros, así como un depósito en forma de abanico o de morfologías digitadas en la parte distal, cuya superficie oscila entre 0,15 y 1,6 hectáreas. En las Ubiñas se han observado flujos de derrubios recientes con frentes que descendieron a altitudes entre 1260 metros s.n.m. en Tuíza, hasta los 2330 metros s.n.m. en el Canalón del Buei (Cuapalacio) y los 2240 metros el Fuexu Tsuengu. Por tanto, las altitudes son muy variables, al igual que las orientaciones. En la mayor parte de los casos, los flujos de derrubios tienen lugar en lleras y conos de derrubios bajo paredes rocosas de cierta entidad, siendo alimentados por canales de aludes, como ocurre en el cordal principal y los ramales secundarios. A lo largo del período de estudio se ha observado una actividad recurrente en algunos de ellos.

5 Conclusiones

Las nevadas en las Ubiñas generan un manto nival duradero y continuo en las partes altas del macizo, desde mediados de octubre hasta comienzos de junio. Habitualmente, el periodo de isoterminia del suelo se mantiene durante 6 a 8 meses a partir de 1800 metros s.n.m., existiendo una relación clara entre la duración anual de este periodo y la altitud, aunque la influencia de la orientación también resulta notable, siendo las laderas norte las que alcanzan periodos de isoterminia más duraderos. En este sentido, y en relación directa con la evolución de la cubierta nival, a lo largo del año diferenciamos la etapa de estabilidad térmica, fusión nival, periodo estival y periodo de transición verano-invierno. Tanto la duración del manto nival, como el comportamiento en el régimen térmico del suelo, resultan similares a los detectados en otras áreas del Macizo Asturiano, como los Picos de Europa.

Durante el periodo 2015–2018, en el que se hizo un seguimiento continuado de la cubierta nival, 2018 acumuló el mayor número de días en los que el suelo se mantuvo cubierto (143 días), frente a los 123 de 2017 y 94 en 2016, mientras en 2015 no se acumuló nieve. El año 2018, además, fue el único en el que se alcanzaron espesores de 120 centímetros o más. En

cuanto a la evolución intra-anual, los mayores espesores se alcanzaron invariablemente en el mes de abril, cuando se acumularon 31 días con espesores iguales o superiores a 80 centímetros.

En el periodo 2012–2018, se ha constatado la presencia de neveros superficiales a mediados del mes de agosto, hasta en once sectores del Macizo de las Ubiñas, siempre por encima de 2000 metros s.n.m salvo casos y años puntuales. Estos neveros muestran importantes variaciones interanuales en su número, extensión y espesor, siendo 2017 el año con menos neveros (0,2 hectáreas), mientras que 2013 fue aquel en el que subsistió un mayor número, así como el año en el que alcanzaron mayor extensión superficial (12,8 hectáreas). Al margen de los factores topoclimáticos, y de otras consideraciones de como las hidrológicas, el espesor nival alcanzado durante el invierno y las temperaturas estivales parecen haber sido los condicionantes principales para el desarrollo y conservación de estas morfologías.

En las Ubiñas se han generado también morrenas de nevero activas, semiactivas o relictas, y nichos de nivación concentrados en los sectores más elevados y en el interior de los antiguos circos glaciares. También existe una gran profusión de morfologías nivokarsticas, asociadas en ocasiones a procesos de gelidisunción. La abundancia de precipitaciones nivales y en forma de lluvia, propicia la formación de flujos de derrubios sobre lleras y conos de aludes. Estos flujos, frecuentemente alimentados por los canales de aludes, pueden recorrer hasta 500 m, llegando a descender sus frentes hasta los 1260 m s.n.m. Las morfologías solifluidales, como las terracillas, los lóbulos o los bloques aradores, son comunes en áreas de pendientes superiores a 10° y a altitudes por encima de 1600 m s.n.m.

Por último, se ha podido constatar que los aludes o *ádenes* constituyen un proceso recurrente en algunos sectores de las Ubiñas, con importante repercusión geomorfológica y gran proliferación de canales y conos de aludes en la vertiente meridional de El Prau l'Albo y algunos otros sectores como el Siega l'Abá, Penubina y Pena Rueda. Los canales de aludes pueden alcanzar los 800 metros de longitud y los 12 metros de anchura, altamente condicionados por la estructura. Los conos, que alcanzan superficies de hasta 6,1 hectáreas, en ocasiones tiene un origen mixto en el que se involucran otros procesos como los desprendimientos rocosos o la solifluxión. Asimismo, los aludes tienen un importante papel, tanto en la transferencia de derrubios como en la conformación y conservación de los neveros ubicados a menores altitudes. Pero este proceso, a su vez, representa también un riesgo para la población de ciertos núcleos ubicados en este entorno montañoso, habiendo demostrado su nocividad en varias ocasiones a lo largo de la historia reciente.

Agradecimientos: Esta contribución aborda parte de los temas de investigación tratados en el proyecto de investigación PID2020-115269GB-I00 (MICINN, Gobierno de España).

Declaración responsable: Las/os tres autoras/es declaran que no existe ningún conflicto de interés con relación a este artículo. Las/os tres autoras/es, David Gallinar Cañedo, Jesús Ruiz Fernández y Cristina García Hernández, han participado en la concepción del estudio. Los mismos tres autores han realizado trabajo de campo específico para este estudio, han participado en la redacción del manuscrito, y han revisado la versión final del artículo.

Bibliografía

Alonso, J.L., Martínez Abad, I., & García Ramos, J.C. (2007). Nota sobre la presencia de una sucesión cretácica en el Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica). Implicaciones tectónicas y geomorfológicas. *Geogaceta*, 43, 47-50.

<https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/Geo43/Art12.pdf>

Alonso-González, E., López-Moreno, J.I., Navarro-Serrano, F.M., & Revuelto, J. (2019). Impact of North Atlantic oscillation on the snowpack in Iberian Peninsula mountains. *Water*, 12(1), 105.

Alonso-González, E., López-Moreno, J.I., Navarro-Serrano, F., Sanmiguel-Valladolid, A., Revuelto, J., Domínguez-Castro, F., & Ceballos, A. (2020). Snow climatology for the mountains in the Iberian Peninsula using satellite imagery and simulations with dynamically downscaled reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 40(1), 477-491. <https://doi.org/10.1002/joc.6223>

Andrés, N., & Palacios, D. (2010). Cobertura nival y distribución de la temperatura en el suelo en las cumbres de la Sierra de Guadarrama. España. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 7-38. <https://doi.org/10.18172/cig.1236>

Brosche, K.U. (1978). Formas actuales y límites inferiores periglaciares en la Península Ibérica. *Estudios Geográficos*, 151, 131-161.

Carrera, P., & Valcárcel, M. (2010). La acción geomorfológica del manto nivoso estacional en la sierra de Ancares: vertiente nororiental del pico Cuiña (León). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 85-98. <https://doi.org/10.18172/cig.1239>

Castañón, J.C. (1983). El glaciario cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León) y su importancia morfológica. *Ería. Revista Cuatrimestral de Geografía*, 4, 3-49. <https://reunido.uniovi.es/index.php/RCG/article/view/883>

Castañón, J.C. (1984). Sobre el modelado originado por los aludes de nieve en el Prau del Albo (Alto Huerna, Asturias). *Ería. Revista Cuatrimestral de Geografía*, 6, 106-112. <https://digibuo.uniovi.es/dspace/handle/10651/28650>

Castañón, J.C. (1986). Formas de relieve de génesis nival y periglacial en el borde noroccidental de la Sierra del Aramo. *Ería. Revista Cuatrimestral de Geografía*, 10, 127-130. <https://reunido.uniovi.es/index.php/RCG/article/view/939>

Castañón, J.C. & Frochoso, M. (1994). El periglaciario de la Cordillera Cantábrica. In A. Gómez-Ortiz, M. Simón Torres & F. Salvador Franch (Eds.), *Monografías de la SEG*, 7.

Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares (pp. 75-91). Universidad de Granada.

Castañón, J.C., & Frochoso, M. (1998). La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. In A. Gómez-Ortiz, F. Salvador, L. Schulte & A. García (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios físicos* (pp. 113-132). Universitat de Barcelona.

Danby R.K., & Hik D.S. (2007). Responses of white spruce (*Picea glauca*) to experimental warming at subarctic alpine treeline. *Global Change Biology*, 13, 437-451. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01302.x>

De Marcos, J., & Palacios, D. (2004). Estación para la monitorización de la influencia ecológica y geomorfológica de la nieve. Macizo de Peñalara (Madrid, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, sección Geología*, 99(1-4), 197-207.

French, H.M. (2018). *The Periglacial Environment*. Wiley John + Sons (4th ed.).

Gallinar, D. (2014). *Análisis geomorfológico del sector asturiano del Macizo de las Ubiñas* (Master's Thesis, UNED, Spain).

Gallinar, D., García-Hernández, C., & Ruiz-Fernández, J. (2019). Conocimiento histórico y patrimonialización de un enclave de la montaña cantábrica: Las Ubiñas. *Papeles de Geografía*, 65, 07-29. <https://doi.org/10.6018/geografia.372061>

Gallinar, D., Ruiz-Fernández, J., & García-Hernández, C. (2017). Los neveros del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas) y su evolución entre 2012 y 2016. In J. Ruiz-Fernández, C. García Hernández, M. Oliva, C. Rodríguez Pérez & D. Gallinar (Eds.), *Ambientes periglaciares: avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados* (pp. 234-241). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Oviedo.

Gallinar, D., Ruiz-Fernández, J., Poblete, M. A., Fernández, A., García-Hernández, C., Beato, S., & Marino, J. L. (2014). Morfología y evolución glacial en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas. In S. Schnabel & A. Gómez Gutiérrez (Eds.), *Avances de la geomorfología en España 2012-2014. XIII Reunión Nacional de Geomorfología* (pp. 543-546). Sociedad Española de Geomorfología.

García de Celis, A. J., Arroyo Pérez, P., & Gandía Fernández, A. (2006). Los bloques aradores de la "Laguna Helada" (Urbión): Un ejemplo singular de solifluxión activa en la Cordillera Ibérica. *Polígonos. Revista de Geografía*, 16, 119-132.

<http://revpubli.unileon.es/ojs/index.php/poligonos/article/view/413/0>

García-Hernández, C. (2018). *Grandes nevadas y eventos asociados en Asturias: su impacto a lo largo de los siglos XIX y XX* (Doctoral dissertation, Universidad de Oviedo). <https://digibuo.uniovi.es/dspace/handle/10651/50829>

García-Hernández, C. (2019). Los temporales de nieve de 1888 en Asturias: respuesta social e institucional. *Investigaciones Geográficas*, 71, 97-117.

<https://doi.org/10.14198/INGEO2019.71.05>

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., & González Díaz, B. (2019a). Inherited memory, social learning, and resilience: lessons from Spain's Great Blizzard of 1888. *Geographical Research*, 52(2), 189-203. <https://doi.org/10.1111/1745-5871.12322>

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., & Pereira, S. (2017a). El efecto de los cambios en la cubierta vegetal sobre la evolución de los daños por aludes en el Macizo Asturiano. *Cuaternario y Geomorfología*, 31(3-4). 97-112. <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.58396>

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., & Rodríguez Gutiérrez, F. (2019b). El fenómeno de los aludes a través de un itinerario didáctico en la Montaña Cantábrica. *Cuadernos Geográficos*, 58(2), 126-151. <https://doi.org/10.30827/cuadgeo.v58i2.7293>

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., & Gallinar, D. (2018a). El episodio de movimientos en masa asociado a los temporales de nieve de 1888 en el macizo asturiano. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 76, 52-78. <https://doi.org/10.21138/bage.2515>

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez Posada, C., Pereira, S., Oliva, M., & Vieira, G. (2017b). Reforestation and land use change as drivers for a decrease of avalanche damage in mid-latitude mountains (NW Spain). *Global and Planetary Change*, 153, 35-50. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.05.001>

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez Posada, C., Pereira, S., & Oliva, M. (2018b). An extreme event between The Little Ice Age and the 20th century: the snow avalanche cycle of 1888 in the Asturian Massif (Northern Spain). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 187-212. <https://doi.org/10.18172/cig.3386>

García-Romero, A., & Muñoz-Jiménez, J. (2010). Modificaciones recientes de la cubierta nival y evolución de la vegetación supraforestal en la Sierra de Guadarrama, España: el Puerto de los Neveros. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36, 109-144.

<https://doi.org/10.18172/cig.1241>

García-Ruiz, J. M., Puigdefábregas, J., & Creus Novau, J. (1986). La acumulación de nieve en el Pirineo central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127, 27-72.

Gómez-Villar, A. (2006). El clima. In J. M.^a Redondo Vega (Dir.), *Diagnosis territorial y bases para la ordenación, el uso y la gestión de Alto Sil (León)* (Vol. I, Inventario; pp. 15-24). Convenio específico de colaboración entre la Universidad de León y la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Castilla y León, para la realización de "Diagnosis territorial y bases para la ordenación el uso y la gestión de los espacios naturales de Sierra de los Ancares, Alto Sil y Omañas, recientemente declarados como lugares de importancia comunitaria".

González-Gutiérrez, R.B., Santos-González, J., Cano, M., Alonso-Herrero, E., García de Celis, A., Gómez-Villar, A., & Redondo-Vega, J.M. (2017). Glaciokarst landforms in the Sierra de los Grajos, Babia and Luna Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Acta Carsologica*, 46(2-3), 165-178. <https://ojs.zrc-sazu.si/carsologica/article/view/5001>

González-Trueba, J.J. (2006). *El Macizo Central de los Picos de Europa: geomorfología y sus implicaciones geoecológicas en la alta montaña cantábrica* (Doctoral dissertation, Universidad de Cantabria). <https://www.tesisenred.net/handle/10803/10653;jsessionid=6B9873DCA760E3F5D967762461B147C0#page=1>

González-Trueba, J.J., & Serrano, E. (2010). La nieve en los Picos de Europa: implicaciones geomorfológicas y ambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 61-84. <https://doi.org/10.18172/cig.1238>

Julián Andrés, A., Peña Monné, J. L., Chueca Cía, J., Zabalza Martínez, J., Lapeña Laiglesia, A., & López Moreno, I. (2000). Cartografía de zonas probables de aludes en el Pirineo aragonés: metodología y resultados. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 30, 119-134. <https://bage.age-geografia.es/ojs/index.php/bage/article/view/376>

Lewkowicz, A.G. (2008). Evaluation of miniature temperature-loggers to monitor snowpack evolution at mountain permafrost sites, northwestern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3), 323-331. <https://doi.org/10.1002/ppp.625>

López Martínez, J. (1984). Cuantificación del proceso actual de karstificación en el Macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10, 127-138. <https://doi.org/10.18172/cig.930>

- López Moreno (2010). Instalación y uso de un colchón de nieve para la monitorización del manto de nieve, cuenca experimental de Izas (Pirineo Central). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(1), 77-85. <https://doi.org/10.18172/cig.1228>
- Maire, R. (1990). La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats. *Karstologia-Mémoires*, 3.
- Melón-Nava, A., Santos-González, J., Redondo-Vega, J.M., González-Gutiérrez, R.B., & Gómez-Villar, A. (2022). Factors influencing the ground thermal regime in a mid-latitude glacial cirque (Hoyo Empedrado, Cantabrian Mountains, 2006–2020). *Catena*, 212, 106110.
- Miotke, F.D. (1968). *Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhenstufe der "Picos de Europa," Nordspanien*. Selbstverlag der Geografischen Gessellschaft.
- Muñoz Jiménez, J. (1982). Geografía Física. El relieve, el clima y las aguas. In F. Quirós (Ed.), *Geografía de Asturias*. (Tomo 1, pp. 1-271). Ayalga Ediciones.
- Muñoz-Jiménez, J., García-Romero, A., Andrés, N., & Palacios, D. (2007). La vegetación del ventisquero de la Condesa (Sierra de Guadarrama, Madrid) y sus condicionantes termomivales. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (44), 29-52. <https://bage.age-geografia.es/ojs/index.php/bage/article/view/608>
- Orozco Medina, I. (2014). *Modelación parsimoniosa y espacialmente distribuida de los procesos de acumulación y fusión de nieve* (Doctoral dissertation, Universitat Politècnica de València). <https://riunet.upv.es/handle/10251/36035>
- Palacios, D., Andrés, N., & Luengo, E. (2004). Tipología y evolución de nichos de nivación en la Sierra de Guadarrama, España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, sección Geología*, 99(1-4), 141-158.
- Palacios, D., Marcos García Blanco, J., & Tanarro, L.M. (1998). Los efectos geomorfológicos de la acción nival en la Hoya del Cuchillar de las Navalas (Sierra de Gredos). In A. Gómez-Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte & A. García Navarro (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (pp. 263-287). Servei de Paisatge de la Universitat de Barcelona.
- Pelfini, M., & Santilli, M. (2008). Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology*, 101(4), 721-730. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.04.002>

Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el Macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina* (Doctoral dissertation, Universidad de Valladolid). <https://uvadoc.uva.es/handle/10324/2495>

Pellitero, R., Serrano, E., & González Trueba, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la montaña cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), 119-144. <https://doi.org/10.18172/cig.1259>

Pisabarro Pérez, A. (2020). Snow cover as a morphogenic agent determining ground climate, landforms and runoff in the Valdecebollas massif, Cantabrian Mountains. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 46, 81-102. <https://doi.org/10.18172/cig.3823>

Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez Lende, M., & González Trueba, J.J. (2017). Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149, 623-636. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.07.051>

Pons, M., López Moreno, J.I., Esteban, P., Macià, S., Gavaldà, J., García, C., Rosas Casals, M., & Jover E. (2014). Influencia del cambio climático en el turismo de nieve del Pirineo. Experiencia del proyecto de investigación NIVOPYR. *Pirineos. Revista de Ecología de Montaña*, 169, e006. <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2014.169006>

Rodríguez Pérez, C. (1995). Estudio geomorfológico del puerto de San Isidro. *Ería. Revista Cuatrimestral de Geografía*, 36, 63-87. <https://reunido.uniovi.es/index.php/RCG/article/view/1186>

Ruiz-Fernández, J. (2013). *Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica)* (Doctoral dissertation, Universidad de Oviedo).

Ruiz-Fernández, J. (2015). Las formas de modelado glaciar, periglacial y fluviotorrencial del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, (68), 581-587.

<https://bage.age-geografia.es/ojs/index.php/bage/article/view/2099>

Ruiz-Fernández, J., García-Hernández, C., & Fernández, A. (2019). La organización altitudinal de las formas kársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa (Montañas Cantábricas) y su interrelación con el glacialismo Cuaternario y la morfodinámica periglacial. *Cadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 41, 153-200.

<https://doi.org/10.17979/cadlaxe.2019.41.1.58221>

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Hrbáček, F., Vieira, G., & García-Hernández, C. (2017). Soil temperatures in an Atlantic high mountain environment: The Forcadona buried ice patch (Picos de Europa, NW Spain). *Catena*, 149, 637-647.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.037>

Ruiz-Fernández, J., Poblete, M.A., & García-Hernández, C. (2014b). Características morfoclimáticas y procesos y formas periglaciares actuales en el Macizo Occidental de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). In A. Gómez-Ortiz, F. Salvador, M. Oliva & M. Salvá (Eds.), *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo* (pp. 91-103). Universitat de Barcelona.

Ruiz-Fernández, J., Vieira, G., Poblete, M.A., & García, C. (2014a). Ground and air-rock temperatures in the Forcadona buried ice patch. In A. Gómez-Ortiz, F. Salvador, M. Oliva & M. Salvá (Eds.), *Avances, métodos y técnicas en el estudio del periglaciarismo* (pp. 105-112). Universitat de Barcelona.

Rupendra, S., Mayank, S., Vijendra, K.P., Rajesh, K., & Sharma, R.K. (2018). Causes and geomorphological effects of large debris flows in the lower valley areas of the Meru and Gangotri glaciers, Bhagirathi basin, Garhwal Himalaya (India). *Remote Sensing Letters*, 9, 809-818. <https://doi.org/10.1080/2150704X.2018.1484956>

Santos Alonso, R. (2011). *Flujos de los derrubios en la Cornisa Cantábrica: evidencias, modelos de susceptibilidad y relevancia geomorfológica* (Doctoral dissertation, Universidad de Oviedo). <https://digibuo.uniovi.es/dspace/handle/10651/12689>

Santos-González, J., González Gutiérrez, R.B., Gómez Villar, A., & Redondo Vega, J.M.^a (2009). Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Finisterra*, 87, 35-44. <https://doi.org/10.18055/Finis1375>

Santos-González, J., González-Gutiérrez, R.B., Redondo-Vega, J.M., & Gómez-Villar, A. (2016). Distribución y caracterización de bloques aradores en el noroeste de la Península Ibérica: el Alto Sil y el macizo de Vizcodillo. *Polígonos*, 28, 139-159. <http://dx.doi.org/10.18002/pol.v0i28.4291>

Santos-González, J., Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., & González Gutiérrez, R. B. (2010a). Los aludes de nieve en el Alto Sil (Oeste de la Cordillera Cantábrica, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36, 7-26. <https://doi.org/10.18172/cig.1224>

- Santos-González, J., Redondo Vega, J.M.^a, Gómez Villar, A., & González Gutiérrez, R.B. (2010b). Dinámica actual de los nichos de nivación del Alto Sil. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36, 87-106. <https://doi.org/10.18172/cig.1229>
- Serrano, E., & González Trueba, J.J. (2004). Morfodinámica periglacial en el grupo de Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria-). *Cuaternario y Geomorfología*, 18(3-4), 73-88. <https://recyt.fecyt.es/index.php/CUGEO/article/view/17021>
- Serrano, E., Sanjosé Blasco, J.J., Gómez Lende, M., López González, M., & Soler Flores, F. (2016). Evolución de los conos de derrubios de La Vueltona y los lóbulos y bloques aradores del Puerto de Áliva (Picos de Europa). *Topografía y cartografía: Revista del Ilustre Colegio Oficial de Ingenieros Técnicos en Topografía*, 32(170), 11-18.
- Tanarro García, L.M., Palacios Estremera, D., Zamorano Orozco, J.J., & Gómez-Ortiz, A. (2010). Cubierta nival, permafrost y formación de flujos superficiales en un talud detrítico de alta montaña (Corral de Veleta, Sierra Nevada, España). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 36(2), 39-59. <https://doi.org/10.18172/cig.1237>
- Vieira, G., & Nieuwendam, A. (2020). Glacial and Periglacial landscapes of the Serra da Estrela. In G. Vieira, J.L. Zêzere & C. Mora (Eds.), *Landforms and Landscapes of Portugal* (pp. 185-198). Springer.
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Review of Geophysics*, 43, RG4002. <http://doi.org/10.1029/2004RG000157>
- Zhang, T., Osterkamp, T.E., & Stammes, K. (1996). Influence of the depth hoar layer of seasonal snow cover on the ground thermal regime. *Water Resources Research*, 32(2), 2075-2086. <https://doi.org/10.1029/96WR00996>