

CRIOSFERA Y CAMBIO GLOBAL: CONTROL DE PROCESOS GEOMORFOLÓGICOS COMO GEOINDICADORES DE CAMBIO AMBIENTAL (P.N. PICOS DE EUROPA)

**ENRIQUE SERRANO CAÑADAS¹, JUAN JOSÉ SANJOSÉ BLASCO²,
MANUEL GÓMEZ LENDE³ Y ALFONSO PISABARRO PÉREZ⁴**

RESUMEN

La criosfera proporciona indicadores muy útiles para el estudio del cambio climático y determina en buena medida la distribución y magnitud de los procesos geomorfológicos más activos vinculados a la nieve y el hielo. Por esta razón se han realizado tareas de seguimiento del régimen térmico del suelo en varios puntos propicios a la formación de suelos congelados y de las condiciones endoclimáticas de las cuevas heladas de Peña Castil, Verónica y Altaiz junto con el control de los heleros del Jou Negro y Jou Traslambrión, de los conos de derrubios de La Vueltona y de los movimientos en masa de las laderas de los Puertos de Áliva. La metodología y herramientas para el análisis han sido diversas. Destacan el análisis de microsensores térmicos enterrados en el suelo, la obtención de datos endoclimáticos a partir de cámara termográfica en cuevas heladas, el control de heleros, derrubios de gravedad afectados por crioclastia y movimientos en masa mediante herramientas geomáticas y topográficas como el GPS-RTK y el Laser Scanner Terrestre. Todo ello ha sido acompañado de la elaboración de cartografía geomorfológica detallada. Son varias las conclusiones que apuntan a que en Picos de Europa dominan los procesos nivales, siendo los vinculados al hielo excepcionales y alojados en los ámbitos topoclimáticamente favorables.

CRIOSPHERE AND GLOBAL CHANGE: GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES SURVEY AS GEOINDICATOR OF ENVIRONMENTAL CHANGE (PICOS DE EUROPA NATIONAL PARK)

SUMMARY

The cryosphere provides useful indicators for the study of climate change and largely determines the distribution and magnitude of the most active geomorphic processes associated with snow and ice. There have been tracking tasks of the ground thermal regime in several favourable locations to the for-

¹ Dirección de contacto: UVA serrano@fyl.uva.es

² UEx, jjblasco@uex.es)

³ PANGEA, manuelglende@hotmail.com

⁴ UVA, alfonso.pisabarro@uva.es).

mation of frozen ground, as endokarstic thermal conditions of ice caves as Peña Castil, Verónica and Altaiz, glaciers of Jou Negro and Jou Trasllambrión survey, the debris cones of La Vueltona and mass movements on the slopes of the Puertos de Áliva. The methodology and analysis tools have been diverse. Highlights include the analysis of thermal microsensors buried in the ground and the register of internal thermal data by thermographic camera in ice caves; glaciers survey, debris talus affected by gelifraction and mass movements through geomatic and topographical tools such as GPS-RTK and Terrestrial Laser Scanner. All this has been accompanied by the development of detailed geomorphological mapping. There are several findings that suggest that in Picos de Europa the snow processes are dominants, while the frozen ground processes are housed in topoclimatic favourable areas.

INTRODUCCIÓN

La criosfera en Picos de Europa

El término "criosfera" describe los elementos del sistema terrestre que contienen agua en estado de congelación. Incluye, los glaciares, la cobertura nival, el hielo estacional en superficie y en el subsuelo, el permafrost, el hielo del mar y los lagos (MARSHALL, 2011). La criosfera, aunque proporciona algunos de los indicadores más útiles del cambio climático, sin embargo, es uno de los sistemas menos conocidos de la Tierra. El seguimiento, mejora e integración del conocimiento de los diferentes parámetros criosféricos es esencial para evaluar, predecir y adaptarse a la variabilidad del clima y al Cambio Global, en particular por su alto valor socioambiental, como recursos hídricos y para las actividades agropecuarias o turísticas. Su conocimiento es necesario para muchas aplicaciones prácticas, tales como la ingeniería en alta montaña (refugios, sendas, hidroeléctricas) y la gestión del territorio (turística, ganadera, recursos, riesgos), y en particular en ENP. En los Picos de Europa la nieve y el hielo estacional en el suelo y el subsuelo son los elementos más representativos, seguidos por los heleros, cuevas heladas y finalmente el permafrost. Los heleros, el hielo estacional y el permafrost se ubican en altitud, y sólo la nieve se extiende a cotas bajas y posee una importancia socioeconómica y como riesgo natural. La nieve es un elemento clave en la alta montaña y componente transversal de la criosfera, influye en las aguas superficiales y el comportamiento térmico del suelo, los flujos biogeoquímicos y la dinámica de los ecosistemas (DE WALLE Y RANGO, 2008;

ADAMS Y HAMLET, 2009). Las características del manto nival determinan, en parte, los procesos periglaciares y desempeña un papel central en las temperaturas del suelo y el régimen anual de la escorrentía (GARCÍA RUIZ *et al.* 2011, LÓPEZ-MORENO *et al.* 2008, 2009).

Los glaciares son los indicadores más sensibles del cambio climático pero se ha constatado su desaparición en los Picos de Europa (GONZÁLEZ TRUEBA, 2006; GONZÁLEZ TRUEBA *et al.* 2008) a principio del s. XX, sustituidos por masas de hielo glaciar, los heleros (GONZÁLEZ TRUEBA *et al.* 2008; SERRANO *et al.* 2011a), heredados de la Pequeña Edad del Hielo. El permafrost, la permanencia del subsuelo por debajo 0°C durante dos o más años (FRENCH, 2007; DOBINSKI, 2011), y en particular el de montaña, caracterizado por las discontinuidades e inestabilidad (HARRIS, 2009; GRUBER Y HAEBERLI, 2009), es poco conocido en los Picos de Europa. Está relacionado con un carácter esporádico y asociado a emplazamientos topoclimáticos singulares, con presencia de heleros, procesos geomorfológicos y el manto nival.

La presencia de hielo en el suelo y suelos helados estacionales es esencial para comprender los procesos geomorfológicos en la montaña supraforestal. En ambientes periglaciares de montaña, la temperatura del suelo determina buena parte de los procesos geomorfológicos en la alta montaña y su comportamiento a lo largo del año establecen los umbrales críticos que desencadenan estos procesos. El objetivo del estudio del régimen térmico es conocer el comportamiento térmico de los suelos en diferentes localizaciones, establecer la magnitud y duración de la penetración de la onda de frío a través del índice de helada y la duración de

temperaturas por debajo de 0 °C, así como el número y distribución temporal de los ciclos de hielo y deshielo. Todo ello para detectar la eficacia de los procesos actuales asociados al hielo en el suelo, su posible inactividad o herencia de periodos pasados, y su utilidad como geoindicadores de cambio en la alta montaña supraforestal.

Las cuevas heladas también son un importante elemento de la criosfera. Los avances en glaciología, karstología y geocriología han extendido las investigaciones sobre el comportamiento endoclimático y las condiciones exteriores (HOLMLUND, 2005; LUETSCHER, 2005; LUETSCHER *et al.* 2005; SHÖNER *et al.* 2010; PERȘOIU, 2011). Hoy día existe un sólido corpus científico, aunque se avanza lentamente, dadas las dificultades inherentes al medio subterráneo, y hay muchos aspectos teóricos y regionales por resolver (MAY *et al.* 2011; PERȘOIU, 2011; PERȘOIU *et al.* 2011). Las cuevas heladas estudiadas se han revelado como representantes de ambientes de permafrost endokárstico, al menos en los casos estudiados, lo que supone una novedad en la Península, con prometedoras perspectivas. Han sido señalados como indicadores periglaciares en los macizos pirenaicos (LÓPEZ MARTÍNEZ Y FREIXES, 1989; SERRANO *et al.*, 2009) así como en los Picos de Eu-

ropa. El estudio de las cuevas heladas ha adquirido en las últimas décadas una creciente importancia por su potencial como fuente de registros ambientales y paleoambientales (RACOVITĂ, 2000; RACHLEWICZ Y SZCZUCINSKI, 2004; LUETSCHER, 2005; MAGGI *et al.*, 2010). Pero pese a ello, su estudio requiere de cierta urgencia debido a la desaparición inminente del hielo, como ponen de manifiesto las investigaciones recientes tanto fuera de nuestras fronteras (KERN y PERȘOIU, 2013) como en Picos de Europa (GÓMEZ LENDE *et al.*, 2012, 2014; GÓMEZ LENDE Y SERRANO, 2012b, 2012c; BERENGUER *et al.*, 2014) y las montañas pirenaicas (SANCHO *et al.*, 2012; BELMONTE *et al.*, 2014; LEUNDA *et al.*, 2015).

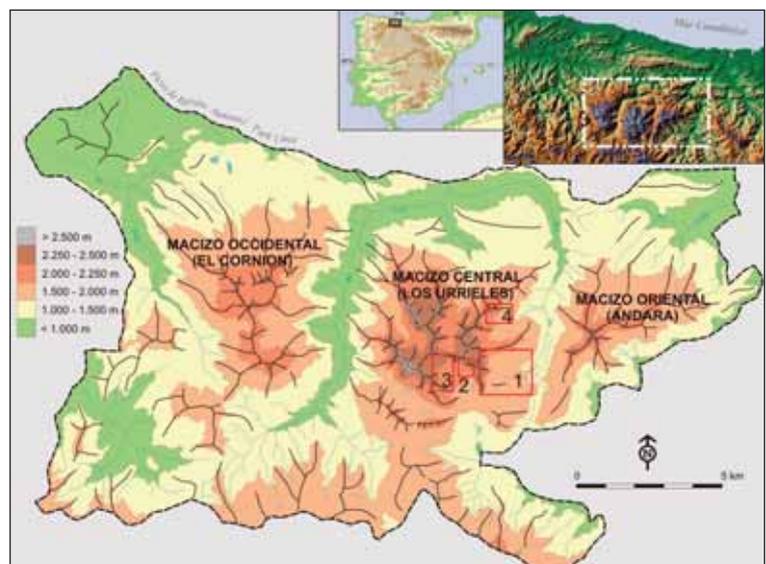
Los derrubios de ladera son una de las formas más frecuentes y representativas de la alta montaña y uno de los sistemas más rápido de transferencia de sedimentos en montaña, aunque su funcionamiento no es bien conocido en la actualidad. El objetivo de estudio de los taludes y conos de derrubios es analizar los cambios espaciales y temporales que se suceden en dos conos de deyección de Picos de Europa (Figura 1) para definir los ambientes y procesos que los generan y diferenciar entre los procesos relacionados con el hielo, la nieve o la gravedad.

Figura 1. Localización de las zonas estudiadas.

- 1: Áliva.
- 2: La Vueltona.
- 3: cavidades de Verónica y Altaíz.
- 4: Peña Castil.

Figure 1. Location of studied areas.

- 1: Áliva.
- 2: La Vueltona.
- 3: Verónica and Altaíz caves.
- 4: Peña Castil cave.



Los Puertos de Áliva (Figura 1) constituye un área relativamente deprimida entre el Grupo Peña Vieja, del macizo central, y el macizo oriental o de Andara, que forma amplias praderías ocupadas por ganado durante gran parte del verano, así como una intensa actividad turística (vehículos 4x4, excursionistas, Chalet Real). En los ámbitos con desarrollo de depósitos coluviales y suelos, las laderas muestran deformaciones y formas de flujo bien conservadas asociadas a la solifluxión y los movimientos en masa. Con el objetivo de conocer la dinámica geomorfológica actual y establecer la importancia de los procesos asociados al hielo, así como su relación con la nivación y la actividad humana, se ha realizado una cartografía geomorfológica de toda la zona, control térmico de suelos, aún sin finalizar, y el control geomático. Para conocer su dinámica es necesario establecer su actividad o inactividad, la existencia o inexistencia de hielo y el régimen térmico del suelo, de modo que nos indiquen si son procesos activos o heredados de periodos recientes.

MATERIAL Y MÉTODOS

Para el estudio de los procesos activos y su control temporal se han aplicado diferentes técnicas cartográficas, geomáticas y de control térmico (Figura 2) orientadas a conocer sus caracteres dinámicos, ambientales y las relaciones entre ellos, que se explican a continuación.

- a) **Control térmico de suelos:** Los datos de temperaturas del suelo fueron obtenidos mediante 12 microsensores térmicos I-Bottom UTL-Geotest AG (Universal Temperature Logger) data-logger con precisión centesimal, enterrados a 10 cm de profundidad (Tabla 1). Se han registrado datos de diferentes años entre 2003 y 2007 con una frecuencia de 2 horas y un rango de error de 0,05°C repartidos en 6 lugares de estudio entre los 1115 y 2535 m s.n.m., perteneciendo 9 de ellos al piso crionival. Se ha tomado como referencia me-

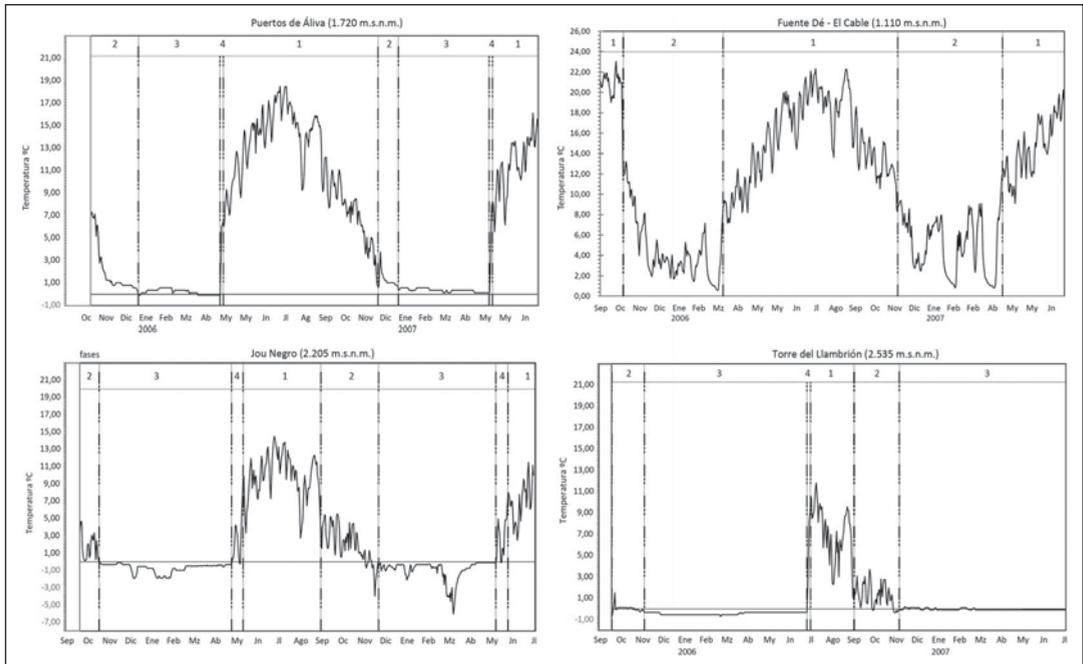


Figura 2. Regímenes térmicos y fases características en los termómetros de suelos.

Figure 2. Ground thermal regimes and main ground thermal phases.

todológica el estudio del régimen térmico realizado por Delaloye (2004) para el establecimiento de fases térmicas. El tratamiento de los datos ha consistido en la obtención de estadísticos y de los parámetros más representativos de temperaturas medias, mínimas, máximas, amplitudes térmicas y oscilaciones diarias. Entre ellos destaca:

- Índice de helada (Ih): $Ih = T \mid dT \mid ; Ti > 0^{\circ}C = \mid Ti = \ln \Sigma \mid ; Ti < 0^{\circ}C$ (FENG-

QUING Y YANWEI, 2011) El índice de helada ha sido necesario para comparar profundidades de hielo estacional (FRENCH, 2007) así como su magnitud;

- Número de días de hielo-deshielo a partir de los datos de temperaturas;
- Profundidad de la helada (WASHBURN, 1979), teniendo en cuenta el calor latente del agua a volumen constante (CL), la

LUGAR	Altitud	Días T ^a <0°C	Días T ^a < -2°C	Ih	Días con hielo deshielo
Llambrión	2535	217	0	84,77	15
Peña Vieja	2510	146	17	95,62	9
Llambrión	2490	234	2	218,71	8
Llambrión	2360	238	0	58,83	3
Peña Vieja	2325	230	0	19,74	15
Jou Negro	2205	121	2	112,75	10
Jou Negro (sup.)	2190	277	1	138	34
Jou Negro	2190	238	65	235	40
Jou Negro	2155	176	63	461,34	18
Lloroza	1865	79	2	55,17	8
Áliva	1720	34	0	2,64	6
Fuente dé	1115	0	0	0	0

Tabla 1. Localización y parámetros de los termómetros de suelos.

Table 1. Location and parameters of soil thermometers.

FASE	Periodo	Manto nival	T ^a	Comportamiento	
1	Altas temperaturas	Final de la fusión nival (abril y julio) a inicio del otoño	Inexistente	> 0 °C. Siempre	Régimen consistente con las variaciones de temperatura atmosféricas.
2	Transición verano-invierno	Sep./oct., por encima de los 2.000 m. Por debajo, variable en función del manto nival.	Efímero	~0°C o <0°C	Inestabilidad térmica en las primeras nevadas, con el descenso de la temperatura atmosférica, y el mayor número de ciclos de hielo y deshielo en el suelo.
3	Equilibrio isotérmico	Período invernal y primaveral. 3 a 9 meses.	Acumulación de nieve	< 0 °C Homotermia	Puede ocultar ciclos de hielo y deshielo y el «zero courtain effect». Confirma la existencia de suelos helados estacionales desde los 1.700-2.000.
4	Fusión	Mayo/julio a abril/julio.	Fusión y adelgazamiento del manto nival	> 0°C registros ~10-20°C	Episodio breve derivado de la rápida fusión nival y el brusco ascenso de la T ^a . La fusión tardía reduce o impide procesos de congelación y ciclos de hielo/ deshielo.

Tabla 2: Fases y ciclos térmicos en el suelo.

Table 2: Phases and soil thermal cycles.

conductividad térmica del suelo (K) y el índice de helada (Ih), aplicando, $x(m)=(2Kh(Ih)/CL)^{0,5}$; K (Kcal*h⁻¹*m⁻¹*°C⁻¹); CL (Kcal *m⁻³); Ih (°C). Se estima que la conductividad térmica de una caliza normal es de 1,4 W*m⁻¹*K⁻¹ mientras que la de la arcilla que aparece en la matriz es de 1,5 W*m⁻¹*K⁻¹. El calor latente a 0°C como promedio obtenido en condiciones ideales es de 79 Kcal. Aplicando estos datos a los dos emplazamientos con mayor índice de helada donde la formación superficial es till se aplica una conductividad media de caliza y arcilla (1,45 W*m⁻¹*K⁻¹).

b) **Laser escáner Terrestre (TLS):** Para el control de procesos geomorfológicos se han empleado dos escáneres.

- Estación total "Image Station" (Topcon). En los derrubios y movimientos en masa, así como para el control de heleros, se ha utilizado una estación total con posibilidad de escaneado superior a los 1000 metros y un error posicional del punto medido de 2 cm. El TLS se sitúa a una distancia de 300 m. (a 800 metros de distancia al punto más alejado) para generar una malla de escaneado de 3x3 metros para las pedreras y una malla de 40x40 cm para el canal de flujo de derrubios. Con la malla de escaneado se obtiene una red de puntos con coordenadas x,y,z que se utiliza para generar un modelo de elevación digital (DEM), basado en una Red Irregular de Triángulos (TIN). A partir del DEM se generan cartografías de las variaciones espaciales y se pueden calcular las variaciones anuales de pérdida o ganancia de volumen para cada año. Las mismas cartografías se han realizado en los veranos de 2009, 2010, 2011, 2012, 2013 y 2014, de modo que se obtiene una serie de cambios de cinco años que permiten comparar la dinámica de los conos de derrubios. Esta técnica se ha aplicado ampliamente para el control de glaciares y glaciares rocosos (BAUER *et al.*, 2003; SANJOSÉ *et al.*, 2014).

- Laser escáner terrestre Leica ScanStation C10 3D. Para el estudio en las cuevas heladas y los movimientos en masa se ha utilizado este TLS de medio alcance que mide distancias en un rango de 1,5 a 300 m, con una precisión nominal de +/- 6 mm a una distancia de 50 m con iluminación normal y en condiciones de reflectividad. El campo de visión vertical tiene una amplitud de 270° sexagesimales y 360° en el plano horizontal. El software utilizado para la grabación, alineación de las nubes de puntos y tratamiento de los datos es Leica Cyclone 7.3®.

Para el control y análisis climático de las cuevas heladas de Peña Castil, Verónica y Altáiz se han empleado diferentes instrumentos, algunos de ellos utilizados por primera vez en el estudio de ambientes subterráneos similares. Es el caso de la combinación de técnicas geomáticas y termográficas con el fin de crear modelos tridimensionales termográficos, y ortotermogramas de ellos derivados, aplicándose a la caracterización endoclimática sistemática de la cueva helada de Castil (GÓMEZ-LENDE *et al.*, 2014; BERENGUER *et al.*, 2014). La instrumentación utilizada ha sido:

- Cámara termográfica FLIR SC660, que mide la temperatura en un rango de -40 a 1500°C, con una resolución térmica de 0,03°C. La resolución IR es 640 x 480 pixels y la espacial (IFOV) es de 0,65 mrad. El campo de visión (FOV) es de 24° en el plano horizontal y 18° en el plano vertical; con un software para el tratamiento de las imágenes, ThermaCAM Researcher Pro 2.10, y otro para la calibración de la cámara métrica, Photomodeler Pro v5.
- c) **Mapa geomorfológico:** Se parte de los mapas a E.1/25.000 (SERRANO Y GONZÁLEZ-TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2007a) y se han elaborado mapas geomorfológicos detallados de Peña Vieja y Áliva. Los procesos morfogenéticos básicos y las formas

existentes se han establecido mediante el estudio geomorfológico detallado a partir de campo y fotografía aérea. El levantamiento geomorfológico detallado permite un primer inventario de las formas de modelado y los procesos tanto en las laderas de Áliva como en los conos de La Vueltona, para establecer relaciones espaciales y altitudinales, una descripción de los perfiles y la clasificación entre las geoformas activas y relictas. Igualmente, se han elaborado, partiendo de topografías espeleológicas existentes, topografías temáticas criológicas para las cuevas heladas en las que se detallan las criomorfológicas perennes existentes. A partir de ellas se han inventariado y clasificado las mismas en función de distintos criterios (estacionalidad, tamaño, posición, procesos implicados,...).

- d) **Análisis de las estaciones meteorológicas:** Ubicadas en el Parque Nacional. Se utilizaron las estaciones meteorológicas automáticas de Cabaña Verónica y Estación de El Cable, para registrar y analizar las condiciones del aire. Se han estimado las temperaturas medias anuales, el número de días con temperaturas por debajo de 0°C, índice de helada y ciclos de hielo/deshielo (Tablas 3 y 5). Para el estudio de las condiciones térmicas exteriores de las cuevas heladas se han utilizado las series registradas en las EMAs de Cabaña Verónica, Estación de El Cable y La Caballar.
- e) **GPS-RTK:** En Áliva se han realizado observaciones geomáticas empleando GPS-RTK en 4 lóbulos de soliflucción, 6 bloques aradores, 1 cárcava y 1 deslizamiento, con una periodicidad anual sin interrupciones, desde agosto de 2008 hasta agosto de 2014. La técnica empleada ha sido GPS-RTK, donde hay una base fija y estable, en la cual se estaciona el GPS de referencia. A partir de esta base fija se toma datos con el GPS móvil sobre cada uno de los puntos de interés (lóbulos, cárcavas y bloques aradores). El error posicional en la medida de cada punto está entre 1 y 2 cm, por ello si el valor de desplazamiento de los elementos analizados es inferior a 2 cm, se considera que no existe movimiento. En cada lóbulo se re-

aliza un perfil longitudinal y se mide el frente (inflexión inferior), y en los bloques aradores se mide el contorno del bloque y el frente del lóbulo generado por el bloque.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Régimen térmico de suelos en los Picos de Europa

El estudio térmico de los suelos en el Macizo Central de los Picos permite conocer la presencia de hielo en el suelo a lo largo del año y establecer los procesos dominantes en él en la actualidad. El estudio térmico en el Macizo Central de los Picos de Europa fue estudiado parcialmente por Castañón y Frochoso (1998), quienes obtuvieron registro de 53 ciclos de hielo deshielo en las paredes del Jou de Cabrones, y por Serrano y González Trueba (2004) y González Trueba (2007a) en Peña Vieja, donde distinguieron tres fases en el régimen térmico anual del suelo. Recientemente, Pisabarro *et al.* (2015) han realizado el análisis de los regímenes térmicos y las respuestas geomorfológicas que se sintetizan en este trabajo.

a) Resultados.

Se han detectado cuatro fases térmicas diferenciadas para la temperatura media diaria del suelo, con duración variable en función del emplazamiento y las condiciones del manto nival (Tabla 2, Figura 2). La presencia de suelos helados estacionales, congelados durante un período prolongado del invierno (FRENCH, 2007), aunque su duración está sujeta a discusión científica, se ha confirmado a partir de 1700-2000 m s.n.m. La fase de estabilidad invernal presenta variaciones interanuales acusadas, mientras en el año 2006 la onda de frío tuvo mayor penetración en casi todos los registros, en el Jou Trasllambrión (2490 m.s.n.m.) y Jou Negro (2205 m.s.n.m.) las temperaturas mínimas de invierno se alcanzaron en 2007. La menores temperaturas mínimas atmosféricas de 2007, la inestabilidad de la nieve o el ascenso por convección de flujos de aire desde los heleros contiguos pueden explicar esta variabilidad.

El índice de helada (Tablas 1, 3 y 5) apunta a la posible presencia de suelos helados estacionales. La relación entre el índice anual de helada y la altitud presenta una bondad de ajuste R2 muy baja que indica la independencia de las dos variables, de modo que los factores topoclimáticos y la cubierta nival influyen más que la altitud (Figura 3). Si en el Jou Negro se registran los más elevados índices de helada, a pesar de su baja altitud (2200 m), en

Áliva y Lloroza el índice de helada es muy bajo y en Fuente Dé es nulo.

La profundidad de la helada es un parámetro muy útil para conocer la actividad de la crioturbação en relación con los procesos geomorfológicos (gelifluxión, crioclastia) y con la colonización vegetal. En el Jou Negro, a 2155 m.s.n.m., en la morrena (formación de till) la estimación de la profundidad

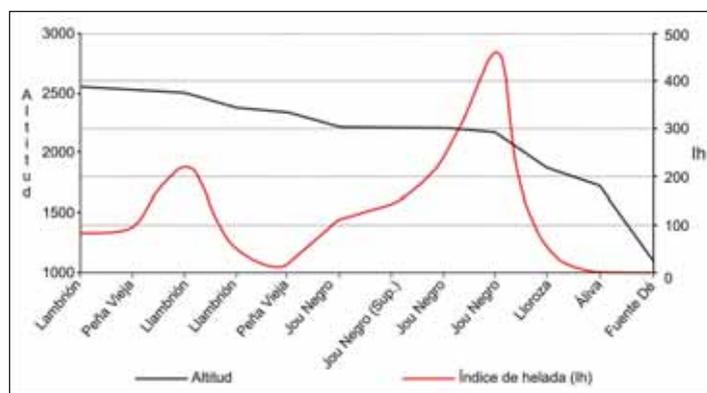


Figura 3. Relación entre la altitud y el índice de helada.

Figure 3. Altitude and frost index relationship.

2011	Temperatura °C						Precipitación mm.		
	Mes	\bar{x}	Max	Min	A t	Días <0	Días <-2	Ih	2011
Ene	-3,3	9.1	-13,0	19,1	25	19	121,4	403,0	27,7
Feb	-1,9	9.2	-10,9	20,1	19	13	78,1	286,6	1,1
Mar	-2,9	9.5	-12,0	21,5	24	18	91,1	45,6	55,7
Abr	3,9	15.7	-5,0	20,7	3	1	3,0	71,4	30,7
May	5,0	15.5	-6,0	21,5	2	0	1,3	125,7	136,3
Jun	7,5	32.20	-5,5	37,7	1	0	0,4	65,8	169,3
Jul	7,7	18.0	-1,5	19,5	0	0	0,0	19,0	4,0
Ago	10,9	21.0	-0,4	21,4	0	0	0,0	1,5,5	48,4
Sep	9,9	18.2	-2,5	20,7	1	0	0,3	6,2,2	247,7
Oct	5,8	17.0	-11,3	28,3	5	4	19,0	60,4	247,1
Nov	0,8	8.8	-4,9	13,7	13	4	20,1	194,4	686,2
Dic	-0,6	10.6	-10,1	20,7	17	11	55,0	74,3	292,2
TOTAL	$\bar{x}=3,6$	$\bar{x}=14,5$	$\bar{x}=-13,1$	25,75	119	70	390	1355,9	1976,4

\bar{x} : media. A t: amplitud térmica. Ih: índice de helada.

Tabla 3. Estación Meteorológica Automática de Cabaña Verónica (1823 m). (Red meteorológica de OAPN)

Tabla 3. Automatic Meteorological Station of Cabaña Verónica (1823 m a.s.l.) OAPN Meteorological net).

de la helada es de 50 cm. En el Llambrión, a 2490 m.s.n.m., también sobre till, la profundidad estimada de la helada es de 38 cm. En ambos casos la influencia de los heleros mediante flujos convectivos puede implicar cambios en la profundidad de la helada. La presencia de dos lóbulos de gelifluxión y tres montículos de hielo corrobora el elevado índice de helada y la penetración de la misma en el suelo.

Los ciclos de hielo-deshielo en el suelo dependen de la cubierta nival y de los regímenes térmicos de primavera y sobre todo de otoño. En los Picos de Europa son muy variables, más numerosos en paredes, laderas de fuerte pendiente, crestas y lugares ventosos por la inexistencia de protección del manto nival. Las estaciones de El Cable y Verónica señalan entre 20 y 50 ciclos de hielo deshielo atmosférico anuales (Tabla 3), y 52 ciclos en

Altitud m.	TMAA °C	Meses con T ^a < 0°C	Manto nival	Suelos helados	Profundidad de la helada
2550	1,3	4-8	Inestable	Estacionales	38-40 cm.
2450	1,4				
2400	2,3	7-9	Estable	Estacionales Permafrost esporádico	50 cm.
2300	1,7				
2200	2	6	Inestable	Límite altitudinal suelos helados estacionales	0 cm.
2150	3,2				
1900	6,3	3	Inestable	Improbables	0 cm.
1850					
1800	7	0			
1700					
1200	11,7	0		No existen	
1100					

Tabla 4. Condiciones altitudinales de la presencia de hielo en suelo.

Table 4. Altitudinal conditions of the ground ice presence.

Parámetros climáticos en la atmosfera y suelo							
Estación	Tipo	Altitud	TMAA	Ih	Ciclos H/dH		
Verónica	A	2325	3,6°C	390	> 20 (50)	Oct/ Abr	
El Cable	A	1823	6°C	178	20-30	Oct/ Abr	
Lloroza	S	1865	6,3°C	55	8	Mar/ Dic	
Duración manto nival: Vueltona-Lloroza						Altura nieve Verónica (2011)	
Año	Nº Meses		Periodo			Max.	Min.
2010	5		Diciembre a Mayo			0,5 cm.	94 cm.
2011	4		Enero a Mayo			12 cm.	164 cm.
2012	2		Marzo a mayo			34 cm.	200 cm.
2013	7		Diciembre a Junio			34 cm.	200 cm.
2014	6		Enero a junio			20 cm.	185 cm.
						38 cm.	122 cm.

Tabla 5. Principales parámetros climáticos en el entorno de La Vueltona.

Table 5. Main climatic parameters around La Vueltona.

el Jou de Cabrones (CASTAÑÓN y FROCHOSO, 1998), mientras en el suelo son inferiores a 10 anuales, y concentrados en el periodo otoñal durante 5-6 días hasta que se cubren los suelos con las primeras nevadas importantes (fase 2 del régimen térmico). Generalmente, emplazamientos con un mayor número de ciclos de hielo/deshielo, y los más tempranos, coinciden con solanas. Pero existe una amplia disparidad entre emplazamientos, de modo que si en el Jou Negro los registros varían entre 10 y 40 ciclos, próximos a los atmosféricos, en el Llambrión, Peña Vieja, Lloroza y Áliva, lugares con una mayor estabilidad, se producen entre 6 y 15 días. Los ciclos de hielo deshielo son de final de verano y otoño, concentrándose casi la mitad (42%) entre octubre y noviembre, y el 67% de agosto a diciembre.

Actualmente, se considera el umbral térmico -2°C para el período de máxima estabilidad térmica a finales invernal como indicador de permafrost posible, de carácter esporádico (HAEBERLI, 1973; FRENCH, 2007), y este umbral se ha registrado en tres emplazamientos en el Jou Negro. Aunque los datos son insuficientes para establecer la existencia de permafrost, la presencia del helero junto a la morrena con los índices de helada más elevados y el desarrollo de montículos de hielo indican la influencia de cuerpos helados o de movimientos convectivos de aire (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007a). En los dos puntos más fríos del macizo, junto a heleros, se alcanzaron medias invernales por debajo de -2°C (Jou Negro) y de -1°C (Jou Trasllambrión) originando la formación de suelos helados estacionales. Sin embargo, las temperaturas medias anuales son mayores de -2°C en todos los lugares estudiados, incluso de 0°C , y, por lo tanto, es poco probable la existencia de permafrost esporádico en el Macizo Central.

b) *Discusión*

En la alta montaña de Picos de Europa la nieve regula los ciclos térmicos del suelo, pero su de-

sigual distribución y acumulación no permite establecer umbrales cuantitativos sólidos que definan las fases térmicas en altitud y las cuatro fases térmicas definidas en este artículo son sin lugar a dudas fruto de debate (PISABARRO *et al.* 2015).

La correlación de altitud y temperaturas mínimas sugiere que la altitud no es el factor más determinante en Picos de Europa, pues es en cotas relativamente bajas, como los registros del Jou Negro y en menor medida en el Jou Trasllambrión, donde los regímenes térmicos señalan la existencia de suelos congelados. La combinación de orientación, altitud de los registros y radiación, muestra una distribución minoritaria de los posibles suelos helados estacionales (Figura 4). Las futuras investigaciones permitirán diferenciar si los suelos se hielan en invierno por la influencia de las temperaturas atmosféricas o por la influencia de los cuerpos helados cercanos y en profundidad (MOSCICKI, 2008), así como determinar si existen corrientes convectivas que desplazan aire frío a la base de cada formación superficial, motivo por el cual en varios de los termómetros instalados en un mismo sector la temperatura del suelo es inversamente proporcional a la altitud.

El escaso número de ciclos de hielo y deshielo en el suelo (Tabla 4), debido a la nieve que reduce e incluso anula estos procesos, implica que en los Picos de Europa, por debajo de los 1700 metros, el hielo es un elemento escaso y la crioclastia y la crioturbación muy poco eficaces. En todo caso, queda por resolver la posible existencia de microprocesos de hielo y deshielo diario que dieran respuesta a la intensa fracturación apreciable en sectores protegidos por grandes espesores de nieve y su relación con la karstificación. Estas formas y depósitos pueden estar en relación con herencias del pasado reciente, cuando estos procesos fueran más eficaces.

¹ La cueva helada de Dobšinská (en Eslovaquia) es una de las cuevas heladas más conocidas y estudiadas, con el bloque de hielo más grande de los estimados hasta ahora, con 145.000 m³ (SILVESTRU, 1999).

Conos de derrubios de La Vueltona. Procesos y medio geomorfológico

Los derrubios de ladera son uno de los sistemas más rápidos de transferencia de sedimentos en Picos de Europa, donde existen formas funcionales y semifuncionales, en función de su distribución altimétrica (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007a; GONZÁLEZ TRUEBA y SERRANO, 2010; GONZÁLEZ TRUEBA *et al.* 2012), distribuidos entre los 1200 y los 2600 m s.n.m. Los situados por encima de los 2000 m. s.n.m. son dominantes y plenamente activos. Se han elegido dos conos de derrubios para el control y la cartografía de los cambios superficiales mediante técnicas geomáticas, aplicados anualmente entre los años 2009 y 2015. Previamente, se dispone de la cartografía geomorfológica, a escala 1/25.000 (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007), y de detalle de los conos y procesos del grupo Peña Vieja (SERRANO y GONZÁLEZ-TRUEBA, 2004), así como del estudio morfométrico del conjunto de conos y taludes del grupo Peña Vieja siguiendo la metodología de Kotarba *et al.* (1987). Los dos conos estudiados se localizan en

el grupo de Peña Vieja (2614 m), formado por un apilamiento de escamas cabalgantes al sur, que generan un escarpe abrupto, formado por las formaciones Calizas de Montaña y Picos de Europa (MARQUÍNEZ, 1989, 1992).

a) Resultados

En los conos de deyección se han descrito cuatro procesos dominantes. Los flujos de derrubios con canales de entre 1 y 3 metros de profundidad que enlazan con acumulaciones de derrubios depositadas en las porciones medias y bajas. Este es el proceso más rápido en la transferencia de derrubios. Bloques y derrubios finos se localizan en toda su superficie, si bien los bloques dominan en las porciones distales y proximales. Su origen es de caída y rodamiento, pero también por deslizamiento sobre la nieve y procesos de solifluxión. Los lóbulos de solifluxión son muy comunes en las porciones centrales y laterales, donde se alcanzan las máximas pendientes en zonas constituidas por materiales finos. Este es un importante proceso de redistribución de los materiales sobre el cono de deyección.

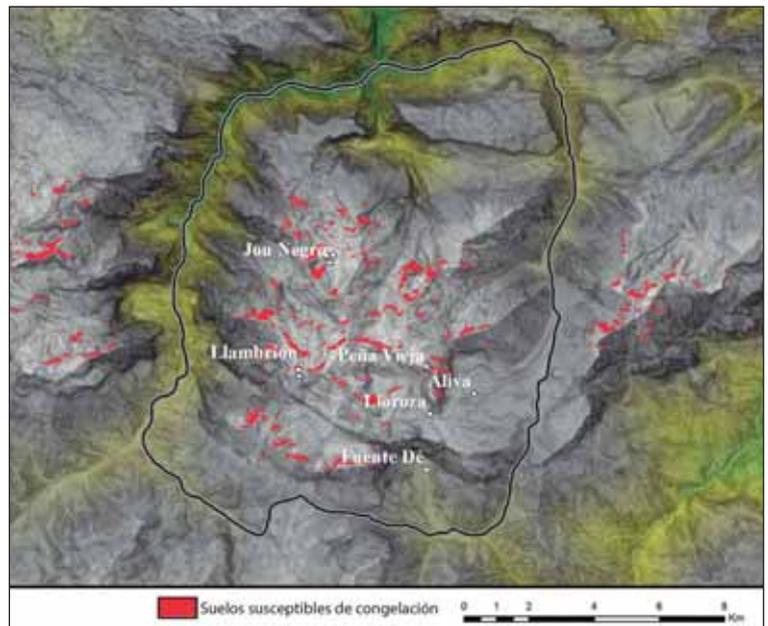


Figura 4. Mapa de suelos susceptibles de congelación realizado a partir de los datos de los registros térmicos de suelos, la insolación, la orientación y la altitud.

Figure 4. Ground map subject to freezing made by combination of ground thermal data, insolation, orientation and altitude.

El ambiente térmico se caracteriza por la fuerte disparidad entre el suelo y la atmosfera (Tabla 5). En la porción inferior de los conos la TMAA es 2,4°C más elevada que en la superior, donde se produce un incremento significativo del índice de helada, de moderado a intenso y 20 ciclos más de hielo deshielo. La eficacia del hielo, se incrementa, pues, notablemente en las porciones superior y zona proximal de los conos, y es mínima en las distales. A 1865 m el índice de helada es muy bajo y no existen ciclos de hielo/deshielo (Tabla 1). Los procesos criogénicos tienen una presencia modesta en los conos analizados, mientras son

muy eficaces en las paredes y crestas del entorno de los conos.

La duración del manto nival durante los siete años estudiados ha sido muy variable, una característica de los Picos de Europa, propia de ambientes húmedos y moderadamente fríos (TMAA, 6 °C a 1800 m). La variabilidad se sitúa entre 2 meses de duración en 2012 y siete meses en 2013 (Tabla 5, Figura 5). La elevada variabilidad del manto nival y las moderadas temperaturas implican una elevada variabilidad de los regímenes térmicos del suelo (PISABARRO *et al.*

	CONO A	CONO B
<i>Pendiente</i>	33-35°	33-35° frente (29°).
<i>Perfil</i>	Rectilíneo	Cóncavo-convexo
2009-2010	<ul style="list-style-type: none"> • Pérdida moderada de volumen, en la porción proximal y media. • Redistribución por gravedad y arroyada. 	<ul style="list-style-type: none"> • Acumulación moderada de volumen. • Organización en bandas longitudinales y principalmente en la porción proximal y media.
2010-2011	<ul style="list-style-type: none"> • Incremento de volumen, prioritariamente en la porción oriental y en la proximal (0.75- 1 m de espesor). 	<ul style="list-style-type: none"> • Acumulación moderada de volumen. • Relleno del canal del flujo de derrubios. • Porción distal: cambios de volumen con ondulaciones (0.25 y 0.75 cm).
	Manto nival estable y continuo durante el invierno, con disponibilidad hídrica asociada a la fusión primaveral.	
2011-2012	<ul style="list-style-type: none"> • Erosión muy acusada y regular en la porción media occidental. • Desaparición de las estructuras longitudinales, y erosión en manto homogénea. 	<ul style="list-style-type: none"> • Acusada pérdida de volumen. • Tasas mayores en la porción oriental (asociado al flujo de derrubios, donde la arroyada concentrada socava más de 1 m), y en la proximal. • Las bandas longitudinales y transversales se difuminan.
	Manto nival tardío, de febrero a mayo, muy inestable y discontinuo. Existe una elevada disponibilidad hídrica durante el otoño, invierno y primavera.	
2012-2013	<ul style="list-style-type: none"> • Moderado incremento de volumen con pérdidas proximales. • Estructura longitudinal. 	<ul style="list-style-type: none"> • Pérdida de volumen en la porción proximal y fuerte variabilidad en la distal, con moderada pérdida de volumen. • Organización superficial en bandas longitudinales y erosión en el flujo de derrubios.
	Manto nival continuo aunque de espesor moderado	
2013-2014	<ul style="list-style-type: none"> • Acumulación moderada. • Pérdida de volumen en el sector oriental y en los canales de escorrentía. • Reactivación del flujo de derrubios, incisión moderada (0-25cm). 	<ul style="list-style-type: none"> • Pérdida de volumen, erosión del orden de 0-0.25 cms, predominante en la porción media. • Los canales del flujo de derrubios se rellenan (tasas de 0.25 a 0.75 cms).
	Manto nival continuo de enero a junio y un año lluvioso.	

Tabla 6. Cambios superficiales en los conos de derrubios A y B.

Table 6. Surface changes on the debris cones A and B.

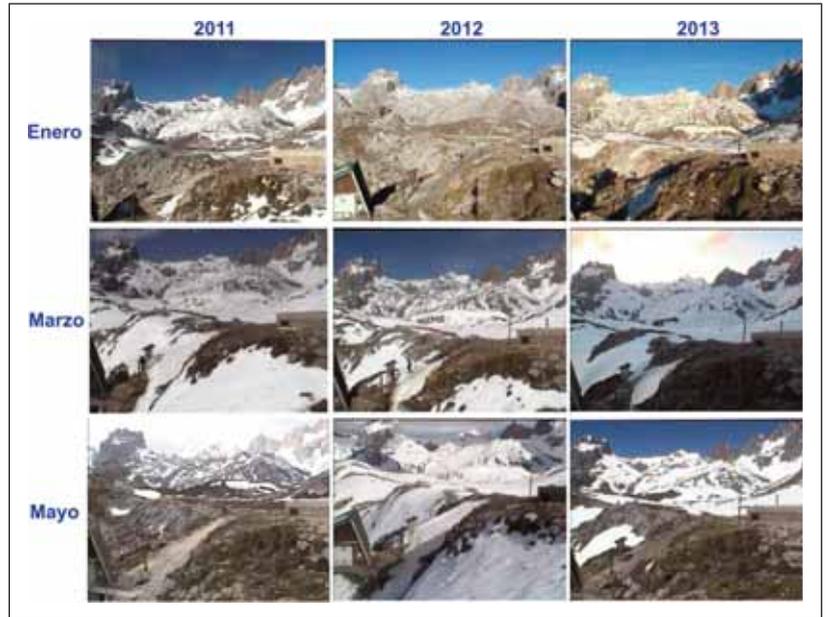


Figura 5. Variabilidad del manto nival en diferentes meses de los años 2011, 2012 y 2013.

Figure 5. Variability of snow cover during several months during years years 2011, 2012 and 2013.

2015), con procesos de fusión y flujos de agua en los conos durante el invierno. Los aludes son muy frecuentes, con un promedio de 10 aludes anuales, aunque en su mayoría no son efectivos desde un punto de vista geomorfológico. Implican sobreacumulación de nieve y fusiones tardías en las porciones medias y distales con importantes implicaciones en el régimen térmico del suelo. Los aludes son muy frecuentes, aunque predominantemente de placa, con escaso transporte, excepto en la primavera, cuando aludes sucios (*dirty snow avalanches*), más escasos que los anteriores, movilizan materiales del sustrato desde los canales. Existe evidencia de dinámica de aludes en las porciones inferiores de los conos, si bien solo alcanzan estas porciones en sucesos excepcionales.

Los procesos fundamentales en la superficie de los conos son los lóbulos de derrubios, con más de 50 m. de longitud, que configuran corrientes de bloques (Figura 6). El segundo proceso en importancia son los flujos de derrubios, detectado su funcionamiento en dos ocasiones, una de ellas en cada cono, en los ocho años de observaciones.

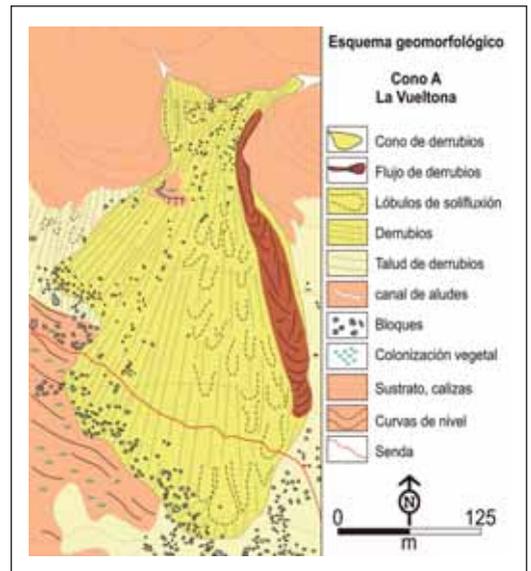


Figura 6. Esquema geomorfológico del cono A de La Vueltona.
Figure 6. Geomorphologic sketch of debris cone A in La Vueltona.

Dada la escasa influencia del hielo en el suelo, son, los procesos nivales y gravitacionales los que intervienen en la superficie de los conos estudiados.

El control geomático de cambios superficiales muestra una amplia variabilidad en los volúmenes de cambio de los cinco años analizados (Tabla 6). En el cono A (Figura 7), el conjunto muestra unas tasas de pérdida de volumen para todo el cono entre 0.5 y 2.5 cms, con las más elevadas en la porción central y oriental, allí donde los lóbulos y el flujo de derrubios señalan una mayor actividad morfogénica. El cono B (Figura 6) se caracteriza por el dominio de los bloques orientados hacia la máxima pendiente. Sólo en la porción media, aunque es también dominante, hay un 20% de bloques orientados transversalmente. Es en esta porción donde se concentran los materiales que acceden por caída o aludes, dominando desde esta porción el desplazamiento por flujo. La tendencia 2009-2014 es de acumulación moderada en la porción proximal asociada a procesos gravitacionales y aludes. En la porción media domina el adelgazamiento (0-25 cm) y la organización longitudinal de las formas, y en la distal la pérdida continua de volumen (25-50 cm) con estructuras longitudinales y transversales.

Ambos conos presentan una pendiente de 33-35°, perfil estable y de equilibrio, que coincide con la pendiente del canal del flujo de derrubios (33°). En ambos casos hay acumulación proximal, moderada en el cono A, y adelgazamiento continuo y pérdida de volumen en la distal. Las zonas más activas son la proximal (acumulativa) y la distal (erosiva), lo que señala una tendencia a la convexidad de ambas formas, ligadas a procesos de caída y por aludes, pues los procesos asociados a la presencia de hielo estacional o hielo deshielo son inexistentes o muy moderados. Los dos conos muestran alternancia de pérdidas e incrementos de volumen moderados que implican una tendencia al adelgazamiento y pérdida de volumen en ambos casos (del orden de 12000-16000 m³ en

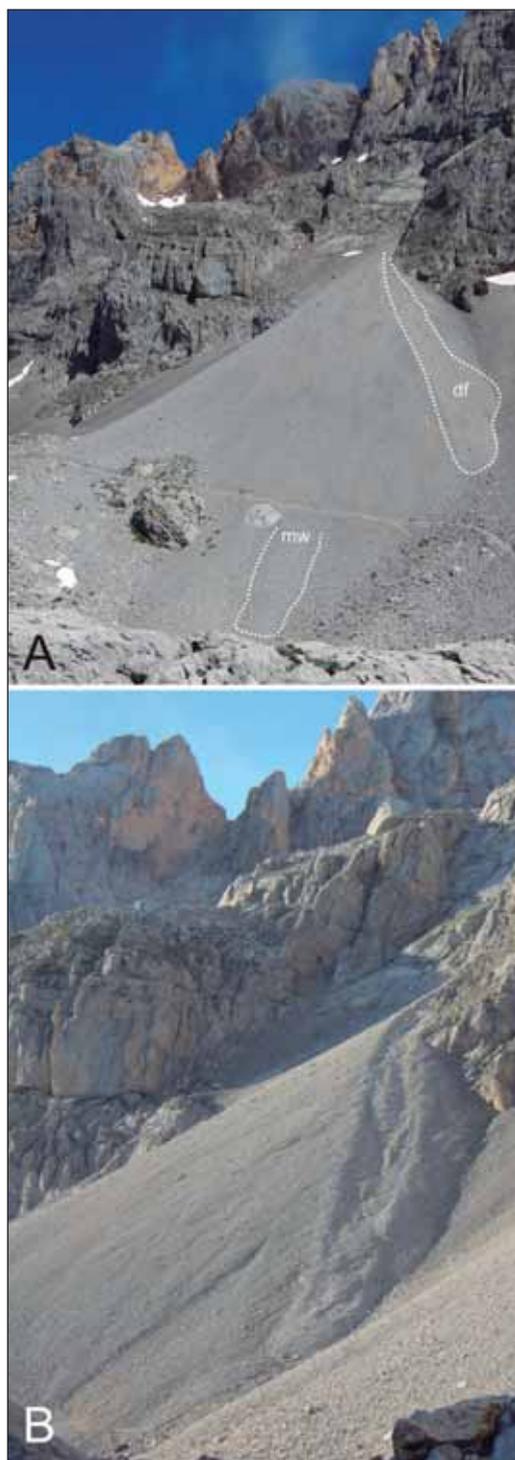


Figura 7. Fotografías del cono A de La Vueltona Df, flujo de derrubios. MW, movimientos en masa.

Figure 7. Pictures of debris cone A. Df, debris flow. Mw, mass wasting.

cinco años). Ambos presentan un adelgazamiento y pérdida similar para los cinco años, con sólo 4160.56 m³ de diferencia. Por el contrario, el comportamiento anual difiere extremadamente en ambos conos, con comportamientos opuestos en cuatro de los cinco años controlados.

Los periodos que reflejan disposiciones longitudinales coinciden con el dominio de aumento de volumen, mientras que cuando la erosión es dominante o la acumulación muy moderada, no existen dichas estructuras y muestran una homogeneidad en las tasas de deformación. Este hecho apunta dinámicas diferenciadas, con una combinación de procesos, alimentación por gravedad y aludes sucios, y redistribución del material por soliflucción, en los periodos en los que domina la acumulación, frente a remoción por escorrentía difusa y movimientos en masa en la porción distal.

b) Discusión

En Picos de Europa los grandes conos de derrubio se localizan a bajas altitudes, en ambientes sin

hielo estacional y con una cobertura nival invernal que protege el suelo de la helada. Los procesos actuales que dirigen la acumulación, erosión y transporte de derrubios en los conos, se relaciona, pues, con procesos no asociados al periglaciario. Su desarrollo coincidente con un frente de cabalgamiento señala a los procesos de relajación tectónica como responsables de la alimentación de clastos a los taludes (SERRANO y GONZÁLEZ TRUEBA, 2004; GONZÁLEZ TRUEBA, 2007a). Teniendo en cuenta que este sector estaría plenamente deglaciado al final del LGM, hace en torno a 15 ka (SERRANO *et al.* 2012, 2013, 2015), la preparación tectónica de la roca constituye el factor determinante en la efectividad de los agentes externos, la termoclastia y la crioclastia, sobre las paredes.

Las medidas mediante TLS señalan importantes cambios anuales, pero sobre todo en la redistribución de materiales, no en el acceso de los mismos (Figuras 8 y 9). No se han podido detectar aportaciones de clastos con recurrencias a medio o largo plazo, particularmente caída de rocas, aunque si flujos de derrubios.

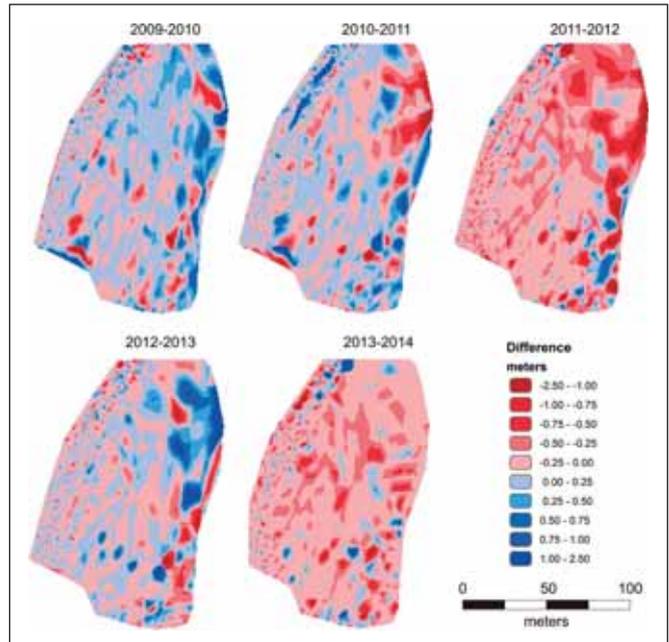


Figura 8. Cambios de volumen anuales medidos mediante TLS en el Cono A.

Figure 8. Annual volume changes measured by TLS on the debris cone A.

La organización de los conos de derrubios se caracteriza por el dominio de la acumulación en la porción proximal, con intensos procesos de erosión asociados a los flujos de derrubios y significativos cambios anuales. En la porción media, más estable, dominan los lóbulos de derrubios, que redistribuyen el material. Estos procesos de baja intensidad-alta frecuencia asociados a la nivación son característicos de los conos y taludes de derrubios de la alta montaña alpina. Por el contrario, las caídas por gravedad y los flujos de derrubios remodelan las porciones laterales, mientras los aludes aportan finos y gruesos hasta las porciones medias y generan alineaciones de bloques en sentido longitudinal. Todos ellos son procesos de baja frecuencia-alta intensidad.

La porción distal es por tanto más activa, junto a la proximal, ambas caracterizadas por el dominio de la erosión y la exportación de sedimentos, y responsables de la pérdida de volumen de los conos analizados. La mutua relación entre los procesos de alta frecuencia-baja intensidad, prioritariamente nivación y deslizamiento en las laderas y meteorización en las paredes, y alta intensidad-baja frecuencia, flujos de derrubios, caída de rocas y movimientos en masa, dirigen la morfología superficial y son los responsables de la exportación de sedimentos y la pérdida de volumen de los conos de derrubios.

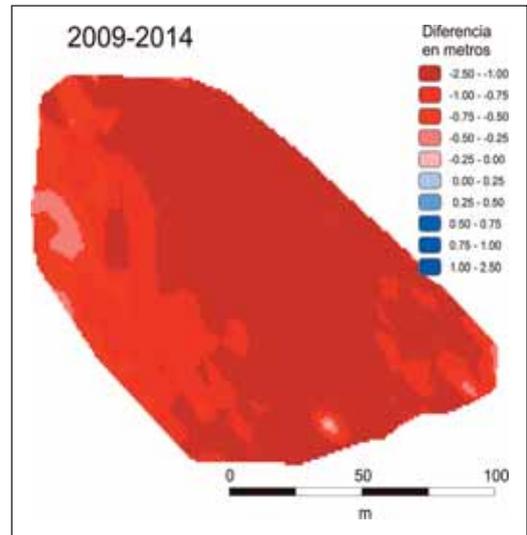


Figura 9. Cambios de volumen total (2009-2014) medidos mediante TSL en el Cono B.

Figure 9. Total volume changes (2009-2014) measured by TSL on the debris cone B.

Las cuevas heladas

Las cuevas heladas estudiadas se localizan en el macizo central de Picos de Europa (Figuras 10 y 11), horadando sus omnipresentes calizas dentro del piso geomorfológico de la alta montaña. Piso donde la acción del hielo y la nieve marcan las dinámicas geomorfológicas y morfologías actuales

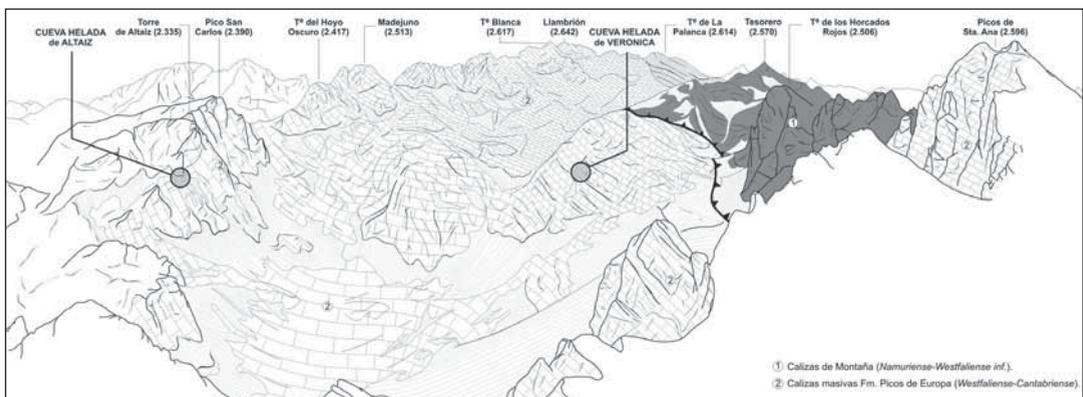


Figura 10. Representación litoestructural y ubicación de las cuevas heladas de Altáiz y Verónica.

Figure 10. Lithostructural sketch and location of Altaiz and Veronica ice caves.

(SERRANO *et al.*, 2011b). En los tres casos las bocas de entrada principales superan los 2.000 m de altitud (Peña Castil: 2095 m s.n.m.; Altáiz: 2190 m s.n.m.; y Verónica: 2230 m s.n.m.). Las profundidades son relativamente pequeñas, en comparación con las alcanzadas por muchos de los sistemas endokársticos que se dan en los tres macizos de Picos (de los más profundos a nivel internacional superando trece de ellos los mil metros de profundidad a fecha de 2013), pero el volumen de hielo perenne se asemeja a los alojados en las cuevas heladas más estudiadas mundialmente. Con cifras que superan en el caso más pequeño los 1.000 m³, caso del bloque de hielo de la cueva helada de Altáiz, es superior a los 30.000 m³ en Castil, e incalculablemente mayor que en los otros dos casos en la cueva helada de Verónica¹ (Figura 12).

Las tres cavidades tienen su entrada principal en las bocas inferiores, disponiendo de entradas a cotas altitudinalmente mayores pero de menores dimensiones, o incluso inexistentes, o prácticamente inexistentes, como en el caso de la cueva helada de Castil. Ello marca la circulación interna de sus masas de aire, su endoclima, la entrada de inputs de nieve y sus propias idiosincrasias en los regímenes térmicos, aunque de forma genérica se puedan calificar como cuevas heladas de tipo estático en el caso de Castil y de tipo dinámico en los casos de Verónica y Al-

táiz, siguiendo clasificaciones propuestas para este tipo de fenómenos criosféricos (LUETSCHER y JEANNIN, 2004).

En las cuevas estudiadas se han llevado a cabo labores de investigación cada año entre 2010 y 2013. Para el caso de la cueva de Peña Castil se realizaron varias campañas al año durante ese mismo periodo de tiempo. Dadas las dificultades de acceso, exploración y logística para el estudio de estos medios criosféricos tan extremos de la alta montaña de Picos de Europa es casi imposible el reconocimiento anual en las otras cavidades.

a) Caracterización térmica de las cuevas heladas

Las temperaturas registradas en los años de control en las tres cuevas heladas se mantienen consecutivamente en medias anuales (Tma) por debajo de los 0 °C (años 2010-2013) en aquellas estancias en las que se alojan los bloques de hielo (salas heladas). En las estancias más cercanas a bocas de entrada o separadas de los bloques de hielo se dan Tma ligeramente más altas que pueden superar levemente los 0 °C, caso de la estancia denominada ST en la cueva de Castil (Figura 13), o del sector PS en la cueva helada de Altáiz.

Normalmente, el mes más frío es febrero (temperatura media mensual, Tmm) con Tmm entre -0,9 °C and -3,4 °C. Durante el invierno, las temperatu-

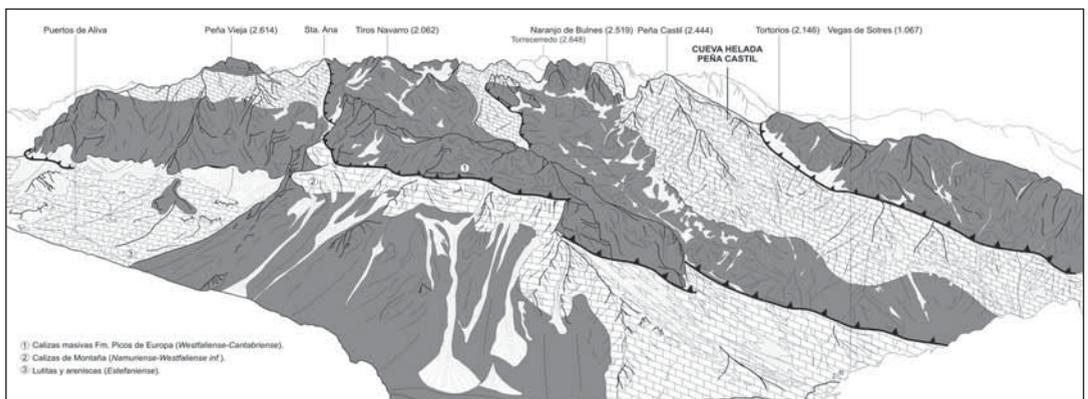


Figura 11. Representación litoestructural y ubicación de la cueva helada de Castil (Cueva del Xelu).

Figure 11. Lithostructural sketch and location of Castil ice cave.

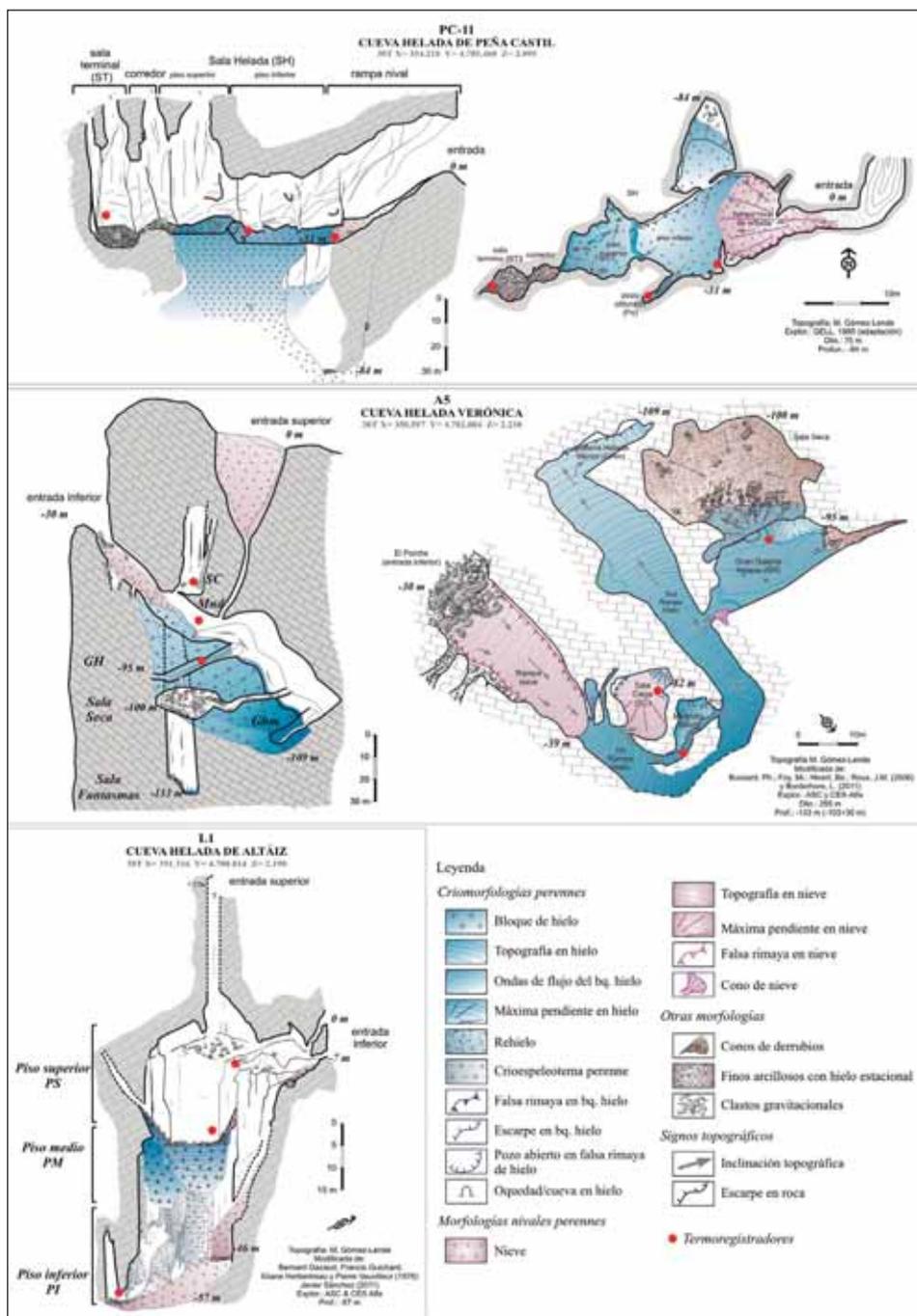


Figura 12. Topografías y localización de los termómetros instalados en las cuevas heladas de Peña Castil, Altaiz y Verónica.

Figure 12. Cave maps and location of thermometers in the Peña Castil, Altaiz and Verónica ice caves.

Caracterización térmica general de las cuevas heladas de Peña Castil, Altáiz y Verónica

temperaturas medias anuales (°C)			
	2010-2011	2011-2012	2012-2013
CH de Peña Castil	-1,0 (-4 / 0) ab:10 (-2,3)	-0,8 (-7,5 / 0) ab:12 (-3,4)	-0,9 (-5 / 0) ab:13 (-2,7)
CH de Altáiz	--	-0,4 (-8,0 / 1,5) ab:12 (-3,3)	-0,5 (-4,4 / 1,6) ab:13 (-1,6)
CH de Verónica	--	-0,1 (-5 / 0,5) ab:12 (-2,8)	-0,7 (-2,0 / 0,5) ab:13 (-1,0)

Tienda anual con (Temax / Tmin) con nota de (Tmax)

días / rangos térmicos

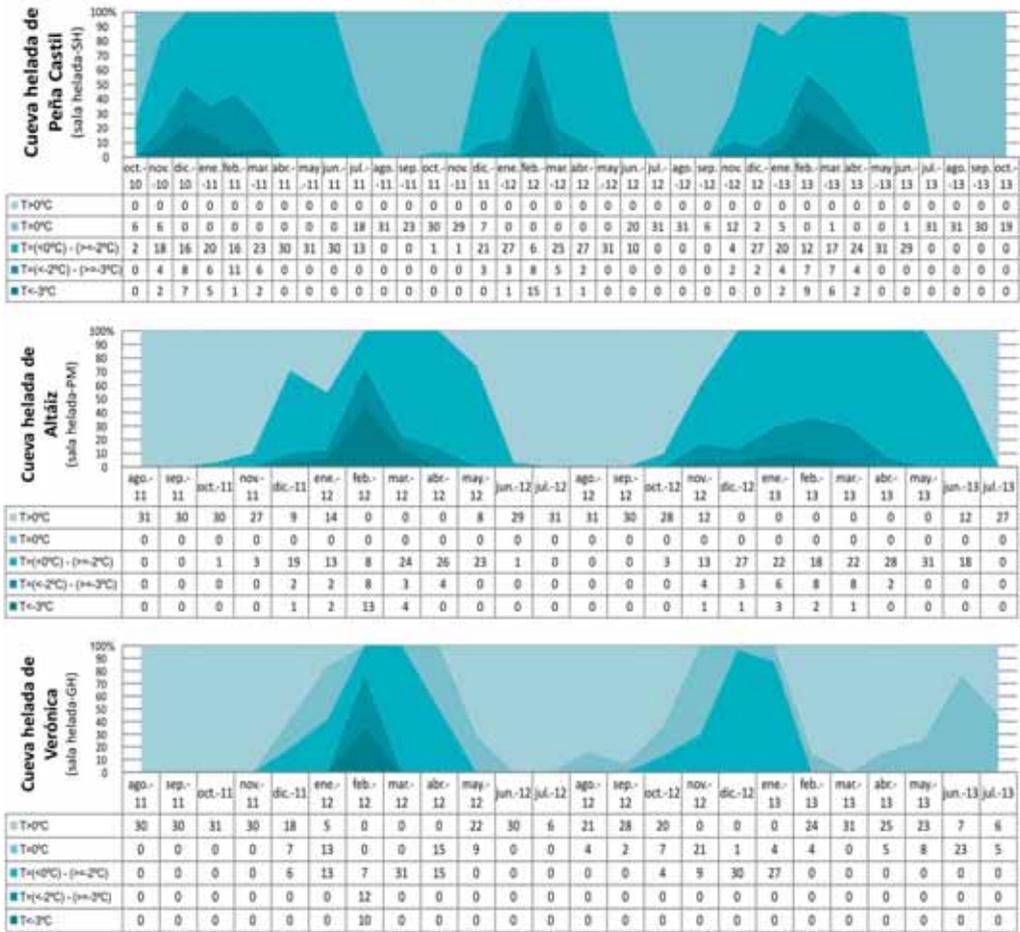


Figura 13. Caracterización térmica de las cuevas heladas de Peña Castil, Altáiz y Verónica en sus salas heladas.
 Figure 13. Thermal description of the Peña Castil, Altáiz and Verónica ice caves, in the frozen rooms.

ras del interior de las cavidades se encuentran influidas por las condiciones externas, condicionadas por la situación térmica $T_{ext} < T_{int}$, y produciéndose entradas de aire frío hacia el interior de las cavidades. Se activan las corrientes de circulación de aire termodinámicas que hace que las masas de aire frío se concentren en el piso de las estancias y las masas más cálidas asciendan hacia techo, acumulándose, en algunos casos, en las irregularidades de la roca como se ha podido observar directamente con del cámara térmica (Figura 14). Durante el periodo en el que prevalece la condición térmica $T_{ext} < T_{int}$ predomina un régimen heterotérmico muy acusado, con las mayores amplitudes térmicas en el interior de las cavidades. En el interior de las salas heladas se da una acusada presencia de días con T_m diarias entre los 0 y $-2\text{ }^\circ\text{C}$, siendo considerablemente menor el número de días en los que se baja de $-2\text{ }^\circ\text{C}$ (Figura 14).

Los meses más cálidos se concentran en la estación de verano y el comportamiento térmico en el

interior de las cavidades se rige por el binomio $T_{ext} > T_{int}$. En el interior de las cavidades se da un régimen homotérmico en torno a $0\text{ }^\circ\text{C}$, con las mínimas amplitudes térmicas y porcentajes de humedad cercanos a la saturación (mayores de 90 %). Las temperaturas del exterior y del interior siguen evoluciones completamente distintas, actuando el interior de las cavidades a modo de trampas de frío (*cold air trap*); sin darse por tanto ninguna condición de influencia de las temperaturas exteriores con las interiores.

En el caso de la cueva helada de Peña Castil se ha podido realizar un seguimiento y control más exhaustivo de su comportamiento endoclimático debido a una relativa mayor facilidad de acceso lo que ha permitido el trabajo geomático y termográfico de la misma (GÓMEZ LENDE *et al.*, 2014; BERENGUER *et al.*, 2014). A partir de ello, se elaboraron ortotermogramas mediante los cuales se pueden medir directamente la evolución de las temperaturas y el contraste que éstas mantienen

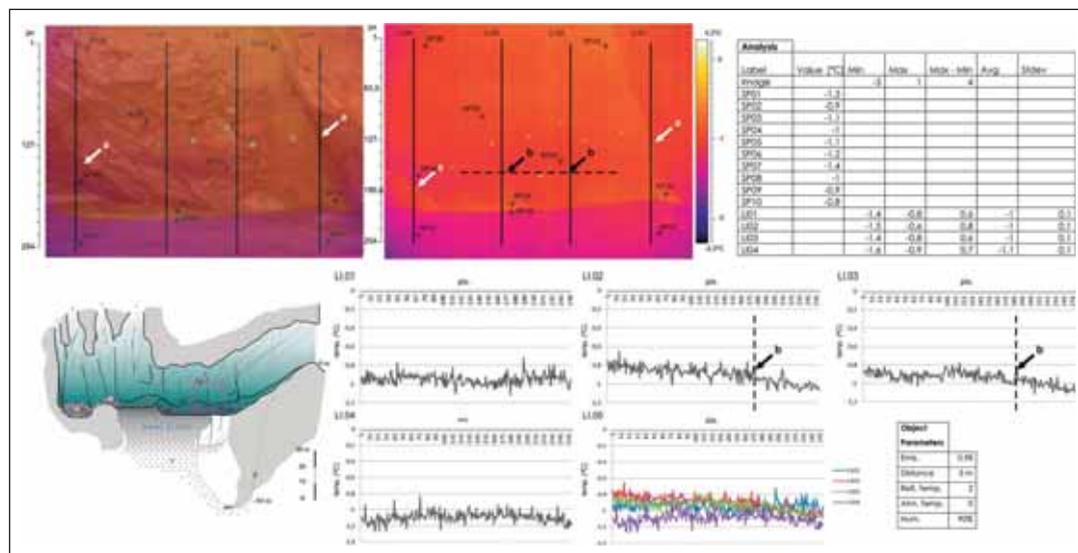


Figura 14. Ejemplo de ortotermograma obtenido en la Sala Helada de Peña Castil. De esta imagen se pueden obtener y medir directamente la evolución espacial de las temperaturas y los contrastes entre el bloque de hielo (tonos fríos) y la pared de la cavidad (tonos cálidos). **a)** Irregularidades de la pared que se reflejan en las termografías; **b)** altura de un cambio en la tendencia térmica reflejada en los perfiles LI.02 y LI.03.

Figure 14. Example of Orthothermogram of the icing room of Castil ice cave. From this image can be obtained and directly measured the temperatures spatial evolution and the thermal contrasts between the ice block (cold tones) and the cave wall (warm tones). **a)** wall irregularities reflected in the thermal images. **b)** Height of a thermal trend change in LI.02 and LI.03 profiles.

entre el bloque de hielo y la pared encajante, obteniendo de ellas perfiles térmicos muy precisos y con información cuantitativa (temperaturas reales y no aparentes como las que se obtienen directamente de las tomas termográficas) (LI.01 – LI.05 de la figura 15).

En base a estos ortotermogramas se aprecia un ascenso cuantitativo progresivo de las masas de aire cálido, y una leve influencia del bloque de hielo (halo de frío expedito por el mismo) en el primer metro desde su superficie (más trabajos termográficos similares son necesarios para asegurar tal influencia). Se obtiene con este proceder y con la utilización de este tipo de instrumental una perspectiva e información muchas veces difícil de obtener en los medios endokársticos, como es la información térmica en la vertical.

La existencia de estos fenómenos criosféricos endokársticos es posible por la particularidad endoclimática de estas cavidades, el abasteci-

miento de nieve y la conjunción entre las dimensiones y disposiciones de las bocas de entrada de las mismas, que facilitan su acumulación. El comportamiento térmico secuencial que muestran a lo largo del año permite distinguir entre periodos abiertos, periodos cerrados y periodos transicionales que definen los ritmos no sólo térmicos, sino geomorfológicos y criosféricos de las masas de hielo, dirigiendo la ganancia o pérdida de volumen del hielo en las cavidades. Las cifras y condiciones que se han registrado en las cuevas heladas estudiadas, fundamentalmente en sus salas heladas (salas en las que se alojan los bloques de hielo), y concibiendo la definición térmica de permafrost, nos hace pensar que las cuevas heladas en Picos de Europa constituyen ambientes de permafrost, que en este caso es necesario adjetivar como endokárstico de montaña.

Procesos de ladera y análisis geomático en los Puertos de Áliva

Los Puertos de Áliva se extienden entre los 1500 m s.n.m. y los 1850 m s.n.m. y están constituidos por una sucesión de pizarras negras con intercalaciones de conglomerados calcáreos, calizas y areniscas, la formación Lebeña, que contrasta con el entorno calcáreo de las formaciones Picos de Europa y Calizas de Montaña que lo enmarcan. El modelado glaciar es dominante, con presencia de circos glaciares y morrenas que modelan el valle. La litología ha determinado la presencia de una zona deprimida respecto a los materiales calcáreos, que generan grandes paredes en su entorno y crestas calcáreas como las cumbres del Cueto de Juan Toribio, klippe tectónica que limita Áliva por el sur. El valle presenta laderas de pendiente moderada, con un pequeño recubrimiento coluvionar en el que se desarrollan formas netamente diferenciadas del entorno kárstico, y fuentes, en los contactos entre las calizas y las pizarras, que generan una escorrentía superficial e incisiones fluviales. Entre estas formas sobresalen los lóbulos, las terracillas, los bloques aradores, los acaravamientos, los deslizamientos de ladera y los deslizamientos en masa. La nitidez de las formas de erosión y de soliflucción (Figura 16) indican una actividad actual o muy reciente. La

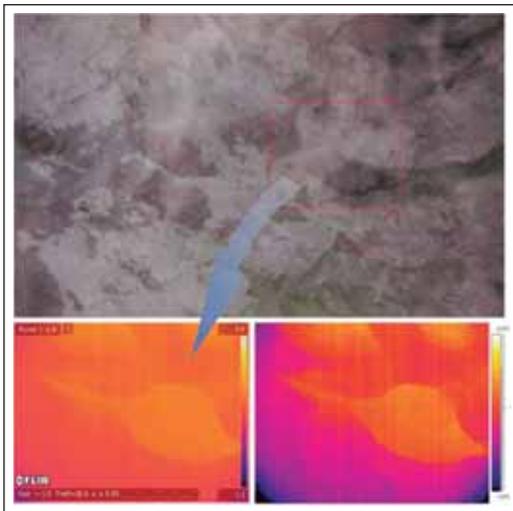


Figura 15. Bolsas de aire cálidas detectadas en las irregularidades del techo de Castil. Superior, fotografía real. Inferior izq., termografía original (temperatura aparente). Inferior dcha., termografía final tras el tratamiento con el ThermaCAM Researcher Pro 2.10 (temperatura real).

Figure 15. Warm air bags irregularities detected in Castil ceiling. Upper, real photograph. Lower left, original thermography (apparent temperature). Bottom right., the final thermography after ThermaCAM Researcher Pro 2.10 treatment (actual temperature).

hipótesis de trabajo parte de que la actividad de estas formas, puede estar asociada a cambios climáticos recientes, con intervención del hielo o la nieve en su funcionamiento, para lo cual debemos establecer su génesis y los procesos que intervienen; o como respuestas a la intervención y usos humanos, también recientes.

a) Resultados

Las laderas de Áliva muestran procesos de erosión concentrada y movimientos en masa que han afectado al modelado glaciar Pleistoceno. Se puede observar que al modelado glaciar generalizado, con la elaboración de cubetas y umbrales característicos, le siguió una fase glaciar, constatada por las morrenas de Cueto de Juan Toribio y

de Áliva, capaces de aportar materiales proglaciares que rellenaron la cubeta de Resalao. Esta fase culmina con un periodo de relleno que genera un depósito lacustre de ~1 metro de espesor. Finalmente, a techo, un depósito de arcillas, gravas y cantos aristados con lentejones heterométricos denota una intensa actividad de las laderas, con aportes al fondo de valle y regularización de las mismas (Figura 17). La incierta cronología, sin dataciones absolutas, no permite situar este proceso en el Finipleistoceno o en el Holoceno, de modo que se pueda atribuir a cambios naturales o a la intervención humana. Con posterioridad se desarrollan los suelos sobre esta formación. Tras esta fase, se inicia un nuevo desequilibrio, con la elaboración de canales de incisión, de carácter remontante, que culminan con acarcavamientos

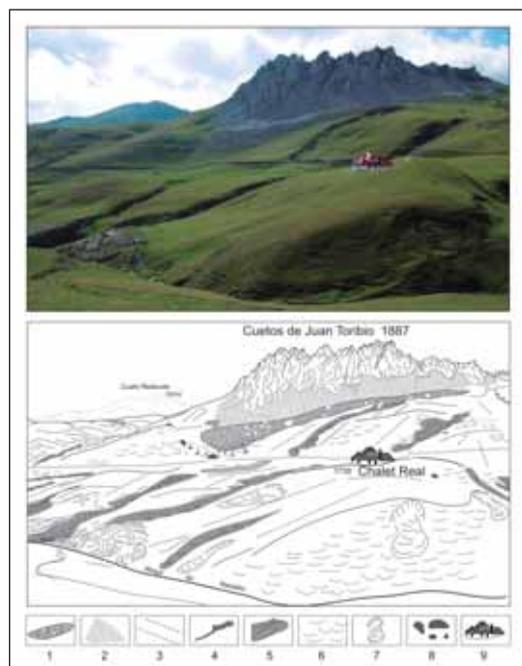


Figura 16. Formas y procesos geomorfológicos en el sector superior de Áliva. 1: morrena. 2: taludes y conos de derrubios. 3: laderas regularizadas. 4: incisiones lineales. 5: acarcavamientos. 6: lóbulos de solifluxión. 7: deslizamientos de ladera. 8: Bloques dispersos. 9: Chalet Real.

Figure 16. Landforms and processes in the Áliva area. 1: moraine. 2: debris talus and cones. 3: linear slopes. 4: slope incisions. 5: slope gullies. 6: solifluction lobes. 7: slope slides. 8: slope scattered blocks. 9: Royal Hut.

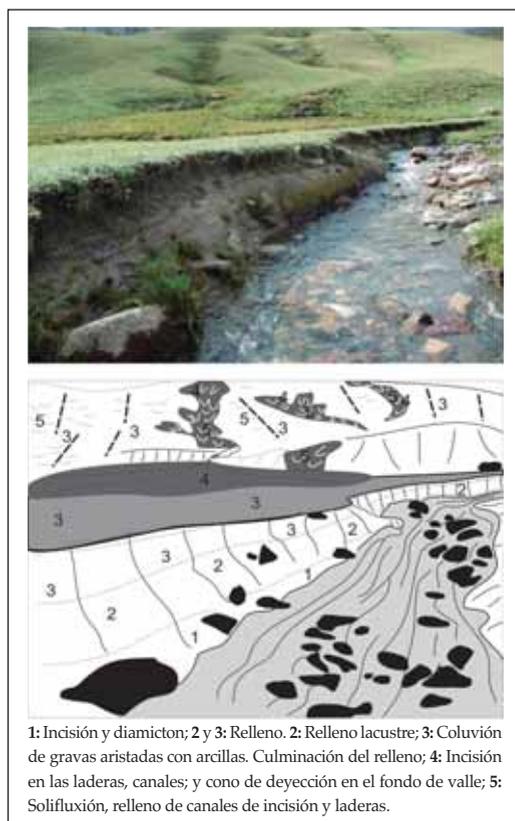


Figura 17. Cubeta de Resalao y relleno sedimentario en Áliva. **Figure 17.** Resalao basin and sedimentary infill located in Áliva.

aun parcialmente activos. Finalmente, las incisiones se han rellenado parcialmente, con dinámicas solifluidales que denotan una escasa dinámica torrencial o fluvial, donde se alojan los lóbulos más activos. Las laderas regularizadas, las incisiones y las morrenas están afectadas por procesos de so-

liflujación recientes, bloques aradores, lóbulos de soliflujación, terracillas y soliflujación laminar, que han sido objeto de mediciones puntuales. Las últimas fases de inestabilidad se deben asociar al Holoceno, a falta de una mayor precisión temporal.

El régimen térmico de suelos, a partir de los datos actuales, indica un índice de helada muy bajo (Ih: 2,64) que señala un periodo muy breve de congelamiento, acorde con que ningún mes presenta temperaturas medias por debajo de 0 °C. Los reducidos ciclos de hielo deshielo (H/dH: 6 ciclos) se generan entre enero y abril, periodo en que se produce la helada, asociada a la inestabilidad del manto nival y las temperaturas atmosféricas de invierno. Las temperaturas del suelo en invierno se sitúan por encima de 0 °C, bajo el efecto *Zero curtain*, y sólo a final de invierno y primavera hay densos bruscos y breves que indican la influencia atmosférica bajo un delgado manto nival. En Áliva, se puede establecer que no todos los años existen suelos helados estacionales (ninguno durante la fase medida), y que el hielo está presente sólo ocasionalmente en ciclos muy cortos, asociado al manto inestable y discontinuo que perdura 5 meses al año.

Los lóbulos y bloques aradores han registrado para un periodo de siete años (2008-2014) un desplazamiento inferior a 4 cm, con un promedio anual inferior a 0,5 cm a⁻¹. No puede afirmarse que su dinámica sea inexistente, ya que hay una tendencia en dirección a la pendiente, pero es muy baja, y en muchos casos en el margen de error de los aparatos de medida. El gráfico muestra la deformación y muy reducido avance de las formas estudiadas, principalmente las asociadas a los cauces, donde la disponibilidad hídrica y la presencia de finos favorecen su desplazamiento (Figura 18).

b) Discusión

La conservación de las formas y la inexistencia de helada en el suelo en la actualidad, permiten establecer la hipótesis de que los procesos dominantes en Áliva son los nivales y la soliflujación, asociada a la fusión, las fuentes y a las elevadas precipitaciones de primavera, verano y otoño.

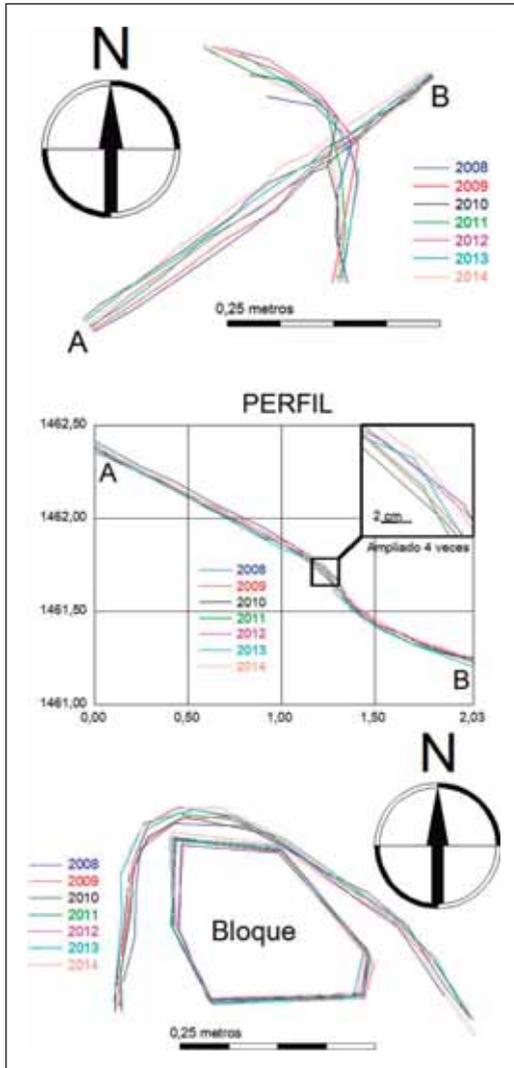


Figura 18. Desplazamiento medido mediante GPS-RTK en un lóbulo de soliflujación (arriba) y un bloque arador (abajo) en Áliva.

Figure 18. Displacement measured by GPS-RTK on a solifluction lobe (above) and a ploughing block (down) in Áliva.

Los bloques aradores se definen como formas asociadas a la presencia de hielo y de procesos gelifluidales (FRENCH, 2007) propios de ambientes periglaciares, si bien en las montañas españolas estos se asocian a procesos nivales sin presencia de hielo. Los lóbulos dependen de factores climáticos, hidrológicos, geológicos y morfotopográficos (MATSUOKA, 2001), interviniendo la pendiente, la cobertura vegetal, la disponibilidad hídrica, la duración y espesor del manto nival y el régimen térmico del suelo (OLIVA y GÓMEZ ORTÍZ, 2011), pero en todos los casos asociados a suelos helados estacionales. Los procesos que generan las formas lobulares se asocian al aislamiento térmico del suelo por el manto nival durante el invierno, que facilita su estabilidad, y la radiación incidente sin nieve, que propicia temperaturas positivas. La fusión de la nieve aporta agua al depósito de finos, que se satura o sobresatura, pierde cohesión e inicia procesos de reptación plástica, asociado a la presencia de suelo helado estacional en profundidad (HARRIS *et al.*, 1997, 2003; MATSUOKA, 2001, OLIVA *et al.* 2008, 2009). La máxima eficacia morfológica se alcanza durante la estación de deshielo, mediante los procesos sincrónicos de crioreptación y gelifluxión. En Sierra Nevada se ha establecido, en ambientes con suelos helados estacionales, que los movimientos de los lóbulos de $\sim 0,5 \text{ cm a}^{-1}$ se corresponden con procesos de centenares a miles de años (OLIVA *et al.* 2008, 2009), con dinámicas actuales asociadas a la saturación por fusión nival. El escaso dinamismo de los lóbulos y bloques aradores, así como de las cárcavas, inducen a pensar que las formas y los procesos son herencias de condiciones pasadas, recientes, que propiciaron la presencia de suelos estacionales y el desarrollo de las formas, hoy con una dinámica muy atenuada a favor de la fusión nival, en particular a neveros tardíos, y la disponibilidad hídrica en las canales, relacionadas con la fusión y las fuentes, pero en ningún caso a la presencia de hielo estacional. Las condiciones para su génesis pueden remontarse, bien a la Pequeña Edad del Hielo, bien al Holoceno, sin que en el momento actual se pueda establecer más precisión. El descenso térmico de $\sim 1 \text{ }^\circ\text{C}$ en Picos durante la Pequeña Edad del Hielo (GONZÁLEZ TRUEBA, 2007b) y la conservación de las formas, permiten asociarlo

a este periodo, con una fase de desarrollo de 400-500 años, si bien sólo se puede establecer como hipótesis, pues para ciclos de miles de años, se podría remontar al Holoceno.

CONCLUSIONES

Los aspectos térmicos y dinámicos estudiados en Picos de Europa permiten unas primeras conclusiones. El régimen de temperaturas de los suelos en Picos de Europa viene determinado por el espesor y duración del manto nival ya que la acumulación de la nieve invernal impide la penetración de la onda de frío en el suelo, y los factores topoclimáticos, como la orientación, radiación, pendientes, movimientos convectivos, viento y formaciones superficiales. En Picos de Europa no existe un gradiente altitudinal de temperaturas mínimas del suelo por encima de 1.700-1.800 m.s.n.m., y son los factores topoclimáticos los que explican la presencia de suelos helados estacionales. Noviembre es el mes con mayor número de ciclos de hielo y deshielo, y mayor efectividad de procesos asociados al hielo, seguido por diciembre, coincidiendo con la llegada de las primeras masas de aire frío ártico cuando la nieve no ha llegado a cubrir completamente el suelo. Es cuando se dan las mayores amplitudes térmicas y, por lo tanto, cuando los procesos periglaciares son más intensos.

Los cambios anuales de volumen de los conos de deyección de la Vueltona sobrepasan los 50 cm, si bien con comportamientos diferentes. Si el cono A muestra un equilibrio entre acumulación y exportación de sedimentos, el cono B acumula en la porción proximal y se erosiona en la distal. Pero en ambos casos las zonas más activas son la proximal, donde se produce acumulación de derrubios e incisiones por flujos de derrubios, y la distal, donde domina la erosión. Los procesos geomorfológicos más importantes en los taludes y conos son los flujos de derrubios, que afecta a las porciones proximales y retrabaja las medias y distales; los aludes, que alimentan de materiales la porción media y sólo excepcionalmente las distales; y la solifluxión, estrechamente relacionada con la fusión nival. Su relación con la acumula-

ción, desplazamiento o fusión de la nieve favorece la presencia de procesos de baja frecuencia y alta intensidad (reptación, movimientos en masa), los principales mecanismos en la remoción de materiales en los conos y en la transferencia de sedimentos desde las laderas.

En Áliva, se ha constatado la inexistencia o escasez de hielo en el suelo, de modo que los procesos actuales están asociados a periodos de mayor efectividad del pasado, bien por hielo en el suelo, bien por la acción humana que desestabiliza las laderas. Las formas gelifluidales, bloques aradores y lóbulos, se pueden relacionar con procesos periglaciares del pasado, como formas heredadas de periodos más activos del pasado reciente, hoy retocadas por procesos de soliflucción asociados principalmente a los procesos nivales. La combinación de ambos procesos puede ser la responsable de la dinámica y morfología de laderas, si bien son necesarios estudios y dataciones más detalladas, en marcha en la actualidad, para aclarar su génesis y edad.

Las cuevas heladas constituyen un mundo excepcional en el contexto cantábrico. Su particularidad endoclimática junto con el abastecimiento de nieve en las bocas de entrada facilitan su acumulación y hacen posibles los fenómenos criosféricos endokársticos. Muestran un comportamiento anual secuencial donde se distinguen periodos abiertos, durante los meses con $T_{ext} < T_{int}$; periodos cerrados, con $T_{ext} > T_{int}$; y periodos transicionales entre ambos. Las cifras y condiciones registradas en las cuevas heladas, y concibiendo la definición térmica de permafrost, permiten pensar en ambientes de permafrost endokárstico de montaña.

En conjunto se aprecia que en los Picos de Europa, para todas las altitudes, dominan los procesos nivales, y los procesos asociados al hielo en el suelo son excepcionales, alojados en los ámbitos topoclimáticamente favorables, en las cuevas heladas y entorno a los heleros, todos ellos ambientes residuales en desequilibrio con las condiciones térmicas atmosféricas. Muchas de las masas heladas, los procesos asociados y las formas existentes son herencias de procesos más activos en periodos recientes, del Holoceno o la Pequeña Edad

del Hielo, aún por determinar. Periodos con mayor eficacia del hielo y capacidad para generar formas, bien conservadas en la actualidad pero ahora con una dinámica atenuada y asociada a la fusión nival.

En las cuevas heladas existe una confusión epistemológica como fenómenos periglaciares y como indicadores de ambientes de permafrost, e incluso sobre la propia definición de cueva helada, que hacen necesaria la continuidad de su estudio, sobre todo en ambientes de montaña periglaciares marginales como la alta montaña de Picos de Europa. La constatación de su existencia en Picos de Europa, como un elemento más común de lo presumido al inicio de las investigaciones, y la constatación de medios fríos en la alta montaña hacen de estas cavidades unos ambientes de excepcional valor naturalístico. Las condiciones frías, en superficie ya completamente inexistentes, hacen de las cavidades heladas los últimos reductos con masas de hielo en Picos de Europa, junto a los heleros.

Futuras investigaciones deben profundizar en el estudio térmico del suelo mediante series más largas y una red más densa de microsensors térmicos con objeto de elaborar mapas térmicos de suelos más precisos. La aplicación de técnicas TSL ha sido eficaz para el control de los cambios volumétricos anuales y las tendencias a corto y medio plazo con precisiones adecuadas al movimiento superficial. Su continuidad permitirá un conocimiento detallado de los procesos de transferencia de sedimentos en sistemas de ladera de alta montaña. La evaluación de las tasas de caída, desplazamiento y transferencia de sedimentos requiere la continuidad y extensión de programas de muestreo espacial y temporal. Entre las posibles aplicaciones de los mapas térmicos estaría la prevención del riesgo por desprendimiento en rutas transitadas durante los meses con mayor número de ciclos de hielo y deshielo, además de su aplicación a estudios ecológicos y de la colonización vegetal en la alta montaña supraforestal. El control mediante TSL son labores de interés para la gestión de un territorio con un alto flujo de turistas, excursionistas y montañeros por los taludes y conos estudiados. Finalmente, la conti-

nuidad en el control endoclimático de las cuevas heladas proporciona una perspectiva cada vez más adecuada y completa, no solo del comportamiento criosférico de la alta montaña de estos macizos, sino también por el creciente interés por la visita de las cuevas heladas más accesibles, así como de la comprensión, y quizás, de la reconstrucción futura de paleoambientes recientes (a escala histórica al menos) de las evoluciones climáticas en medios tan sensibles a los cambios globales y donde escasean los registros de hielo.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto OAPN-053/2010, y ha contado con la participación de los miembros del proyecto, a quienes deseamos hacer constar el agradecimiento por la ayuda prestada, así como la inestimable y desinteresada colaboración de numerosas personas. Debemos señalar los grupos espeleológicos CES Alfa, AS Charentaise, GELL y grupo La Cambera, en particular a Javier Sánchez (CES-Alfa), Roberto Cerdeño (CES-Alfa), Chema (CES-Alfa), Emilio Herrera (CES-Alfa), Jose (CES-

Alfa), María José (CES-Alfa), Pedro Marian (CES-Alfa), Paco Pando (G.E. Geológicas), Luis Jordá Bordehore (Club Abismo), Bernard Hivert (ASC Charentaise), Olivier (ASC Charentaise), Yann (ASC Charentaise), Jérémy (ASC Charentaise), Raphaël (ASC Charentaise), Toñín (Grupo La Cambera), Noelia (Grupo La Cambera), Fede (Grupo La Cambera), Gustavo (Grupo La Cambera) y Enrique Ogando (Zapespeleo, GELL). La utilización de la cámara térmica para los estudios termográficos, ha sido posible gracias a Fernando Berenguer (UCM, Murcia) y Luis Mariano del Río (UEX, Cáceres). También queremos agradecer la inestimable ayuda en el campo de Vicente Gómez Lende, Jose Manuel Díez Morante, Alberto Ibañez, Jose Manuel Ibañez, Javier Alvaro Apezteguía, Antonio Moreno y Jesús Eliseo, así como el apoyo y comentarios específicos sobre cuevas heladas y Picos de Europa de Zoltán Kern (Academia Húngara de las Ciencias), María González García (PANGAEA, UMA) y Juan José González Trueba (CIESE-UC). Y también expresar, reconocer y agradecer a Miguel Menéndez de la Hoz el apoyo y predisposición presentada siempre para con nuestras andanzas investigadoras por Picos de Europa.

BIBLIOGRAFÍA

- ADAMS, J. C., HAMLET, A. F. 2009. Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes* 23(7): 962-972.
- BAUER, A., PAAR, G., & KAUFMANN, V. 2003. Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. In: M. Philips, S.M. Springth man and L.U. Arenson (eds.), *Proceedings of the 8 International Conference on Permafrost*, pp 55-60. IPA, Zurich.
- BELMONTE, A., SANCHO, C., MORENO, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. & BARTOLOMÉ, M. 2014. Present-day environmental dynamics in ice cave A294, Central Pyrenees, Spain. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* 37, 131-140.
- BERENGUER, F., GÓMEZ-LENDE, M., SERRANO, E. & SANJOSÉ, J.J. 2014. Orthothermographies and 3D modeling as potential tools in ice caves studies: the Peña Castil Ice Cave (Picos de Europa, Northern Spain). *International Journal of Speleology* 43 (1): 35-43
- CASTAÑÓN, J.C. & FROCHOSO, M. 1998. La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa. En: Gómez Ortiz, A., Salvador Franch, F., Schulte, L., García Navarro A. (Eds.), *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. pp. 113-132, Publicaciones Universidad de Barcelona, Barcelona.
- DE WALLE, R. Y RANGO A. 2008. *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- DELALOYE, R. 2004. *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. PhD thesis, Fac. Sciences, Univ. Fribourg, GeoFocus, 10.
- DOBINSKI, W. 2011. Permafrost. *Earth-Science Reviews* 108: 158-169.

- FENGQING, J. & YANWEI, Z. 2011. Freezing and thawing index. En Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (Eds.). *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*, Springer, 301 pp., Dordrecht – Netherlands. doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2_16
- FRENCH, H.M. 2007. *The periglacial environment*. Wiley, 478 pp., Chichester –United Kingdom. <http://dx.doi.org/10.1002/9781118684931>
- GARCÍA-RUIZ J.M., LÓPEZ-MORENO, J.I. SERRANO-VICENTE S.M. BEGUERÍA, S. & LASANTA, T. 2011. Mediterranean water resources in a global change scenario. *Earth Science Reviews* 105 (3-4): 121-139.
- GÓMEZ LENDE, M., SERRANO, E. & SEMPERE, F. 2012a. Cuevas heladas en Picos de Europa primeros estudios en Verónica, Altaiz y Peña Castil. *Karaitza*, nº 19 : 56-61.
- GÓMEZ-LENDE, M. & SERRANO, E. 2012b. Elementos del patrimonio geomorfológico subterráneo: las cuevas heladas de Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). En: A.González et al. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. SEG, pp. 47- 50. Santander.
- GÓMEZ-LENDE, M. & SERRANO, E. 2012c. Morfologías, tipos de hielo y regímenes térmicos. Primeros estudios en la cueva helada de Peña Castil (Picos de Europa, Cordillera Cantábrica). En: A.González et al. (eds.). *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012*. Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología, pp. 613-616. Santander.
- GÓMEZ-LENDE, M., BERENGUER F. & SERRRANO E. 2014. Morphology, ice types and thermal regime in a high mountain ice cave. First studies applying terrestrial laser scanner in the Peña Castil Ice Cave (Picos de Europa, Northern Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* 37: 141-150.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J. J. 2006. Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic Mountain of SW Europe: Little Ice Age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 39: 115-125.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. 2007b & SERRANO, E. 2010. *Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional de Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. 2007a. *El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa*. CIMA, Consejería de Medio Ambiente, Santander.
- GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. 2007b. *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- GONZÁLEZ TRUEBA, J. J., MORENO, R., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & SERRANO, E. 2008. Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18: 569–586.
- GRUBER, S. & HAEBERLI, W. 2009. Mountain permafrost. En: Margesin, R. (ed.). *Permafrost Soils*, Biology Series, pp 33– 44, Springer Verlag.
- HAEBERLI, W. 1973. Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen, *Zeitung Gletscherkunde und Glazialgeologie* 9: 221–227.
- HARRIS, C. 2009. Permafrost and climate in Europe: geomorphological impacts, hazard assessment and geotechnical response, *Earth Science Reviews* 92(3–4): 117–171.
- HARRIS, C., DAVIES, M. & COUTARD, J.P. 1997. Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 849-868.
- HOLMLUND, P. 2005. Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of the Scarisoara ice cave (Romania). *Geografiska Annaler* 87 (A): 193-201.
- KERN, Z. Y PERŞOIU, A. 2013. Cave ice-the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews* 67: 1-7.
- KOTARBA, A., KASZOWSKI, L. & KRZEMIEN, K. 1987. High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. Polish Academy of Science, Kracow.
- LEUNDA, M., BARTOLOMÉ, M., SANCHO, C., MORENO, A., OLIVA-URCIA, B., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ, P., GIL-ROMERA, G. & GOMOLLÓN, G. 2015. La cueva helada de Casteret (PNOMP, Huesca): primeras aportaciones del registro de hielo. En J.P. Galve, J.M. Azañón, J.V. Pérez Peña y P. Ruano (eds.) *Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos*. XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada. 30 de junio-2 de julio, 2015. Granada, 78-81.

- LÓPEZ MARTÍNEZ, J. & FREIXES, A. 1989. El karst en los Pirineos españoles. En: J.J. Durán y J. López Martínez (eds.). El karst en España. Monografías de la SEG, 4, 131-144.
- LÓPEZ-MORENO, J.I., GOYETTE, S., BENISTON, M. & ALVERA, B. 2008. Sensitivity of the snow energy balance to climatic changes: implications for the evolution of snowpack in the Pyrenees in the 21st century. *Climate Research* 36: 206-217.
- LOPEZ-MORENO, J.I., GOYETTE, S. & BENISTON, M. 2009. Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients *Journal of Hydrology*. 374 (3-4): 384-396.
- LUETSCHER, M. & JEANNIN, P.Y. 2004. A process-based classification of alpine caves. *Theoretical and Applied Karstology*, 61-66.
- LUETSCHER, M. 2005. Processes in ice caves and their significance for paleoenvironmental reconstructions. Swiss Institute for Speleology and Karst Studies (SISKA), La Chaux-de-Fonds.
- LUETSCHER, M., JEANNIN, P.Y. & HAEBERLLI, W. 2005. Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene* 15 (7), 982-993.
- MAGGI, V., TURRI, S., BINI, A., STENNI, B. & UDISTI, R. 2010. Glaciological and climatic studies of Moncodeno ice cave (Italy). En: C.Spötl, M.Luetscher y P.Rittig (coord.). 4th International Workshop on Ice Caves. Obertraun, Austria, Junio 5-11, Abstracts Volume, 20.
- MARQUÍNEZ, J. 1989. Síntesis cartográfica de la región del Cuera y los Picos de Europa. *Trabajos de Geología* 18: 137-144.
- MARQUÍNEZ, J. 1992. Tectónica y relieve en la Cornisa Cantábrica. In A. Cearreta, F.M. Ugarte (eds.), *The late Quaternary in the western Pyrenean region*. pp. 143-160. Universidad del País Vasco, Vitoria.
- MARSHALL, S.J. 2011. *The Cryosphere*. Princeton Univ. Press, Princeton.
- MATSUOKA, N. 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth Science Reviews* 55 :107-134.
- MAY, B., SPÖTL, C., WAGENBACH, D., DUBLYANSKY, Y. & LIEBL, J. 2011. First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere* 5, 81-93.
- MOSCICKI, W.J. 2008. Temperature regime on Northern Slopes of Hala Gasienicowa in the Polish Tatra Mountains and its relationship to permafrost. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42: 23-40.
- OLIVA, M., SCHULTE, L. & GÓMEZ ORTIZ, A. 2008. Solifluction Lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): Morphometry and Palaeoenvironmental Changes. *Proceedings of the IX International Conference on Permafrost*. Vol. 2, pp. 1321-1326. IPA, University of Alaska-fairbanks, Fairbanks.
- OLIVA, M., SCHULTE, L. & GÓMEZ ORTIZ, A. 2009. Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada, Southern Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (4): 369-382.
- OLIVA, M. & GÓMEZ ORTIZ, A. 2011. Factores que condicionan los procesos periglaciares de vertiente actuales en Sierra Nevada. el caso de la soliflución. *Nimbus* 27-28: 137-158.
- PERȘOIU, A., ONAC, B.P. & PERȘOIU, I.. 2011. The Interplay Between Air Temperature And Ice Mass Balance Changes In Scarisoara Ice Cave, Romania. *Acta Carstologica* 40: 445-456.
- PERȘOIU, A., 2011. Palaeoclimatic Significance of Perennial Ice Accumulations in Caves: an Example from Scarisoara Ice Cave, Romania. PhD. Thesis, University of South Florida, USA, <http://scholarcommons.usf.edu/etd/3291>.
- PISABARRO, A., SERRANO, E. & GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. 2015. Régimen térmico de suelos del Macizo Central de Picos de Europa (España). *Pirineos*. *Revista de Ecología de Montaña*, 170, doi: <http://dx.doi.org/10.3989/Pirineos.2015.170003>.
- RACHLEWICZ, G. & SZCZUCINSKI, W. 2004. Seasonal, annual and decadal ice mass balance changes in the ice cave Jaskinia Lodowa w Ciemniaku, the Tatra Mountains, Poland. *Theoretical and Applied Karstology* 17: 11-18.

- RACOVITĂ, G. 2000. Ice cave in temperate regions. En : H. Wilkens, D.C. Culvier y W. Humphreys (eds.). *Subterranean ecosystems*. Elsevier, pp. 561-568. Amsterdam.
- SANCHO, C., BELMONTE, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J., MORENO, A., BARTOLOMÉ, M., CALLE, M. & SANTOLARIA, P. 2012. Potencial paleoclimático de la cueva helada A294 (Macizo de Cotiella, Pirineos, Huesca). *Geogaceta* 52: 101-104.
- SANJOSÉ, J.J., BERENGUER, F., ATKINSON, A.D.J., DE MATÍAS, J., SERRANO, E., GÓMEZ-ORTIZ, A., GONZÁLEZ-GARCÍA, M. & RICO, I., 2014. Geomatics techniques applied to glaciers, rock glaciers and ice-patches in Spain (1991-2012). *Geografiska Annaler* 96A :307-321.
- SCHÖNER, W., WEYSS, G. & MURSCH-RADLGRUBER, E. 2010. Linkage of cave-ice formation to weather patterns inside and outside the cave Eisriesenwelt (Tennengebirge, Austria). *The Cryosphere* 5: 603-616.
- SERRANO, E. & GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., 2004. Morfodinámica periglacial en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa – Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología* 18 (3-4): 73-88.
- SERRANO, E., MORALES, C., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J. & MARTÍN, R. 2009. Cartografía de permafrost de montaña en los Pirineos españoles. *Finisterra*, XLIV, 87, 45-54.
- SERRANO, E., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., SANJOSÉ, J.J. & DEL RÍO, L.M. 2011a. Ice patch origin, evolution and dynamics in a temperate high mountain environment: the Jou Negro, Picos de Europa (NW Spain). *Geografiska Annaler* 93: 57-70.
- SERRANO, E., SANJOSÉ, J.J., GONZÁLEZ, J.J., DEL RÍO, M., RUIZ, P., ATKINSON, A., MARTÍN, R., RICO, I. & FERNÁNDEZ, A. 2011b. Análisis y control de indicadores geomorfológicos en el Parque Nacional Picos de Europa. En: L. Ramírez y B. Asensio (eds.). *Proyectos de investigación en parques nacionales: 2007-2010*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Madrid, 7-31.
- SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J. & GONZÁLEZ-GARCÍA, M. 2012. Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research* 78: 303-314.
- SERRANO, E., GONZÁLEZ-TRUEBA, J.J., PELLITERO, R., GONZÁLEZ-GARCÍA, M. & GÓMEZ-LENDE, M. 2013. Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology* 196: 65-82.
- SERRANO, E., GÓMEZ LENDE, M., GONZÁLEZ AMUCHASTEGUI, M.J., GONZÁLEZ GARCÍA, M., GONZÁLEZ TRUEBA, J.J., PELLITERO, R. & RICO, I., 2015. Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International* 364: 22-34.
- SILVESTRU, E. 1999. Perennial ice in caves in temperate climate and its significance. *Theoretical and Applied Karstology* 11-12: 83-93.
- WASHBURN, A.L. 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Arnold, 406 pp., Londres.