

PRESENCIA DE HIELO GLACIAR EN LOS PICOS DE EUROPA (CORDILLERA CANTÁBRICA). EL HELERO DEL JOU NEGRO

V. ALONSO (1) & J.J. GONZÁLEZ SUÁREZ (2)

(1) Dpto. de Geología. Univ. de Oviedo. Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

(2) Federación Asturiana de Espeleología. Apartado 540, 33080 Oviedo.

Resumen. Durante las etapas frías del Cuaternario, la Cordillera Cantábrica, situada próxima a la costa y con altitudes frecuentes en torno a los 2000 m, desarrolló numerosos glaciares de diferentes tipos: de circo, de valle y pequeñas plataformas de hielo. Hasta hace unos años, se admitía que no quedaban restos del hielo glaciar que había originado el relieve característico que presentan las zonas elevadas de esta cordillera. Los únicos glaciares actuales de la Península Ibérica, aunque de dimensiones bastante reducidas, se situaban en el Pirineo. Las condiciones meteorológicas de los últimos años hicieron que una pequeña masa de hielo glaciar, localizada en el Macizo Central de Picos de Europa, quedara parcialmente al descubierto, habiéndose realizado una observación preliminar en 1992 y otra más completa en 1995, año en que el hielo quedó expuesto en casi toda su extensión. Esto permitió su reconocimiento y la puesta en marcha de un plan de seguimiento para conocer su evolución futura. Posteriormente, en 1997, se confirmó la presencia de otros heleros menores ocupando posiciones favorables dentro de los Macizos Central y Occidental, de acuerdo con hipótesis previas.

Palabras clave: Heleros, Glaciares de circo, Pequeña Edad del Hielo, Picos de Europa, Cordillera Cantábrica.

Abstract. The Cordillera Cantábrica, close to the sea and with frequent altitudes around 2000 m, developed numerous glaciers of different types (cirque glaciers, valley glaciers and small plateaus) during cold stages of Pleistocene times. Until recently, it was admitted that glacier ice that originated the characteristic landscape of the higher areas of this cordillera had already disappeared. The only glaciers in the Iberian Peninsula, although of small dimensions, were located in the Pyrenees. Recent meteorological conditions have made it possible the partial exposure of a small ice body, located in the Macizo Central of Picos de Europa. A previous observation was made in 1992, and a more detailed one in 1995, when ice was totally exposed, what allowed its recognition and the establishment of survey plans for the future. Later, in 1997, other smaller glacierets were observed in favourable positions of the Macizos Central and Occidental, confirming previous hypothesis.

Key words: Glacierets, Cirque glaciers, Little Ice Age, Picos de Europa, Cordillera Cantábrica.

1. Introducción

La Cordillera Cantábrica, con un trazado aproximadamente paralelo a la costa norte de la Península Ibérica, se sitúa en torno al paralelo 43° N entre las longitudes 4° y 7° O. El sustrato sobre el que se desarrolla varía de predominantemente calcáreo, en el extremo oriental, a siliciclástico en la parte más occidental. Las cumbres próximas a los 2000 m son frecuentes en toda la cordillera, si bien las mayores altitudes se alcanzan en su extremo nororiental, dentro de los de Picos de Europa (Fig. 1). Esta zona calcárea, dividida en tres macizos por los ríos Cares y Duje, contiene la cima más elevada de la cordillera, la Torre de Cerredo con 2646 m, que se sitúa en el Macizo Central a una distancia aproximada de la costa cantábrica de 26 km.

Las cabeceras de los valles, en toda la Cordillera Cantábrica, se caracterizan por presentar formas y depósitos de origen glaciar. La mayor precipitación de las vertientes norte, junto a la mayor insolación de las vertientes sur, controlaron en parte el desarrollo y la distribución general de los glaciares. Por otro lado, la litología también influyó en el desarrollo y conservación del relieve glaciar, que resulta más fácilmente reconocible en las áreas siliciclásticas, especialmente en las zonas con sustrato cuarcítico.

Dentro de las formas erosivas, destacan los circos glaciares que, con una orientación predominante N-NE en la mayor parte de la cordillera, presentan en el karst de Picos de Europa una orientación más varia-

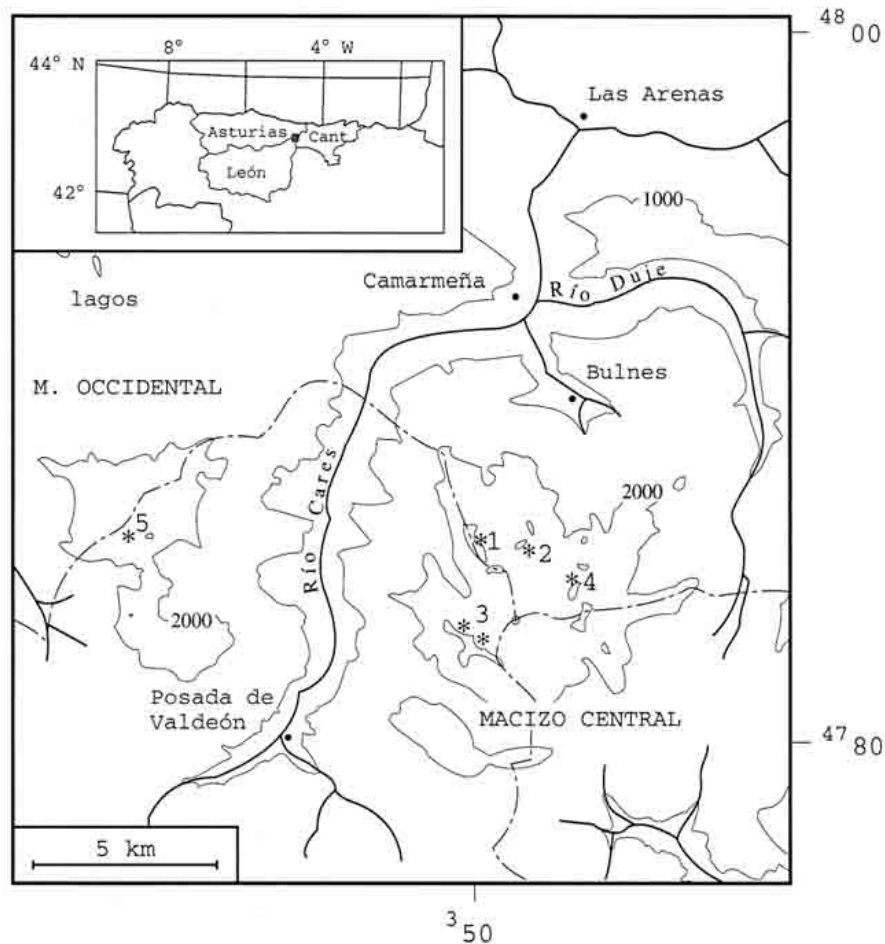


Fig. 1 Situación geográfica de los Macizos Central y Occidental de los Picos de Europa. Se indican las posiciones más favorables para la permanencia de heleros: 1. Torre de Cerredo; 2. Torre de la Párdida; 3. Llambrión y Torre de la Palanca; 4. Los Campanarios y 5. Neverón de la Forcadona.

Geographic location of Central and Western Massifs of Picos de Europa, showing most favourable positions for glacierets: 1. Torre de Cerredo; 2. Torre de la Párdida; 3. Llambrión and Torre de la Palanca; 4. Los Campanarios and 5. Neverón de la Forcadona.

ble, habiéndose encontrado para el Macizo Occidental una relación con la disposición de las diaclasas (Alonso, en prensa). En la actualidad, en Picos de Europa existen neveros permanentes en posiciones favorables, principalmente en las laderas orientadas al N-NE y a más de 2200 m de altitud. Uno de los más importantes, el nevero del Jou Negro, ha permitido confirmar la presencia de hielo glaciar en el Macizo Central.

El objeto de este trabajo es aportar nuevos datos sobre el helero del Jou Negro y sobre la presencia de otras masas de hielo dentro de los Macizos Central y Occidental. Con ello se establecen las bases para un seguimiento futuro, con el fin de observar y predecir dentro de lo posible su evolución.

2. Antecedentes sobre glaciares en Picos de Europa

Hasta fechas muy recientes, se admitía que la existencia de hielo glaciar en la Península Ibérica estaba restringida a los Pirineos, donde los estudios sobre distribución y extensión de los glaciares empezaron en los años 50. Los últimos trabajos, iniciados a finales de los 70, han permitido contabilizar en los Pirineos 41 glaciares situados en 13 picos de más de 3000 m de altura (Serrat & Ventura, 1993). La mitad de estos glaciares, que en conjunto no cubren grandes superficies, son de dimensiones del orden de 10^5 m² ó menores.

Las primeras referencias a la existencia de glaciares en la Cordillera Cantábrica fueron hechas por Prado (1860) y Saint-Saud (1893, 1922). En unas observaciones realizadas en 1856, Prado describe lo que podría ser hielo estratificado en la vertiente NE del Llambrión. Si bien este autor no llega a utilizar el término glaciar, sus descripciones hacen pensar en ello. Saint-Saud, buen conocedor de los Pirineos, realizó el primer estudio geográfico sistemático de los Picos, recorriendo con detalle el macizo y ascendiendo sus cumbres principales. En unos croquis de campo de 1892, representa un glaciar (*glacier* en el texto original) en el Jou Negro y otros dos al NE del Llambrión, citados asimismo en el texto. Sin embargo Obermaier (1914), en un trabajo posterior sobre la morfología glaciar de los Macizos Oriental y Central, basado principalmente en las morrenas del pleistoceno, afirma que en la actualidad los Picos de Europa están exentos de glaciares. Desde entonces, son numerosos los autores que han citado o estudiado la morfología glaciar de Picos aunque, de acuerdo con Obermaier, siempre dando por supuesto que no quedaban restos glaciares en la zona (e.g. Hernández Pacheco, 1914; Conde de la Vega del Sella, 1921, entre los más antiguos).

Esta morfología glaciar se originó principalmente durante el Pleistoceno, cuando los Picos de Europa (con altitudes inferiores a los Pirineos) constituían un foco glaciar importante. Posteriormente en épocas históricas, durante la Pequeña Edad del Hielo, alguno de los circos fue nuevamente ocupado por el hielo, correspondiendo probablemente a esta etapa las morrenas existentes en algunas depresiones y circos (e.g. Jou Negro y circo situado al E de la Torre de la Párida). A partir de ese máximo reciente, el hielo fue disminuyendo en extensión y/o en volumen quedando, casi exclusivamente, evidencias morfológicas de su actividad.

Sin embargo, tanto las actitudes existentes en Picos de Europa como la presencia de numerosos neveros permanentes indican que la zona se encuentra próxima al límite de glaciación. Según Clark (1981), este macizo desarrollaría glaciares de producirse un ligero empeoramiento climático.

Dentro del Macizo Central, teniendo en cuenta estas referencias, y dado que el nevero del Jou Negro es conocido desde antiguo como uno de los principales de Picos, ocupando una posición favorable y con una morrena reciente bien desarrollada, se consideró como el lugar más probable en el que se podría haber conservado un pequeño glaciar o helero. Como otras ubicaciones probables, en el Macizo Central, se consideraron los circos NE del Llambrión y de la Torre de la Palanca; y los de la vertiente norte de Peña Santa en el Macizo Occidental.

Debido a las bajas precipitaciones de los últimos años, en Septiembre de 1992 se pudo observar en el Jou Negro una pequeña masa de hielo (González Suárez & Alonso, 1994). Habitualmente oculta bajo una capa de nieve y neviza, en dicha fecha se encontraba parcialmente al descubierto. En Noviembre de 1995, tras un otoño excepcionalmente seco, quedó expuesta la casi totalidad de su superficie (Fig. 2), lo que permitió realizar medidas topográficas, determinar sus dimensiones y efectuar nuevas observaciones. De esta forma, se confirmó la hipótesis inicial de que se trataba de un helero cubierto en su mayor parte por derrubios (González Suárez & Alonso, 1996). Continuando la misma línea de trabajo, en Septiembre de 1997 se estudiaron las masas de hielo del Llambrión, la Torre de la Palanca y Peña Santa.



Fig. 2 Vista hacia el sur del helero del Jou Negro, en Noviembre de 1995. Se observa la zona de hielo bandeado, cubierta parcialmente de neviza, adosada a la pared posterior. En la fotografía, el resto de la superficie, hasta la morrena frontal, se encuentra recubierto de derrubios. La pared posterior muestra la altura alcanzada por el hielo en dos etapas anteriores.

View to the south of the Jou Negro glacieret, in November 1995, showing banded ice partially covered by firn. In the photograph, the rest of the surface, to the terminal moraine, is covered by debris. Two previous ice limits are outlined on the back wall.

3. El helero del Jou Negro

El Jou Negro se sitúa en la zona noroccidental del Macizo Central de Picos de Europa, en la base de la pared norte de su cumbre más elevada, la Torre de Cerredo (2646 m en I.G.N., 2651 m según la cartografía 1: 10.000 utilizada). La parte frontal del jou es una depresión glaciokárstica de planta ovalada (Fig. 3), con un perímetro que no desciende de la cota 2257 m (boca N), cuyo eje mayor tiene una dirección NNE-SSO. El punto más profundo de la depresión, a 2220 m de altitud, se encuentra a una distancia horizontal de 650 m respecto a la cima de la Torre de Cerredo.

Por su extensión reducida y al encontrarse habitualmente cubierto de nieve, el helero del Jou Negro había sido considerado por la mayoría de los autores como un nevero permanente. El hielo ocupa la zona más meridional del jou, encontrándose especialmente protegido de la insolación por una escarpada pared rocosa que lo rodea por el este, sur y noroeste. Esta línea de cumbres, con alturas siempre por encima de 2450 m, en la que destacan las cimas de las Torres de Labrouche, Cerredo y el Pico de los Cabrones, cierra la mitad del perímetro del jou, creando la sombra que da origen al topónimo: Jou Negro. Tiene un eje principal SE-NO y constituye la primera barrera orográfica importante con la que se encuentran los vientos húmedos procedentes del norte, concentrando en la zona las precipitaciones de nieve y las avalanchas.

Una masa continua de hielo estratificado ocupa el espacio comprendido entre la pared posterior y la morrena frontal, entre las cotas de 2220 y 2315 m. Con forma aproximadamente triangular, tiene una longitud N-S de 190 m y una anchura máxima E-O de 170 m (Fig. 4). La superficie estimada es de $2,2 \cdot 10^4$ m² y el volumen $2 \cdot 10^5$ m³. En la primera semana de Noviembre de 1995, se encontraba al descubierto en su mayor parte, quedando únicamente cubiertas por neviza una banda frontal y una pequeña zona próxima a

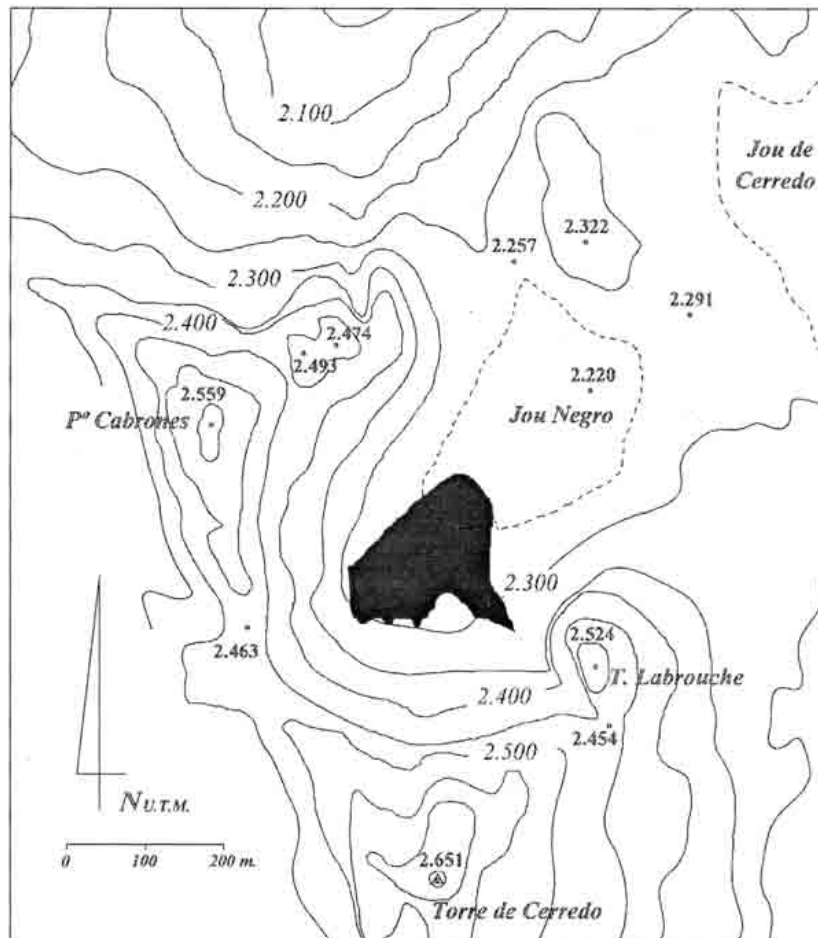


Fig. 3 Topografía del Jou Negro en la que se recogen las cotas principales y la posición del helero. (basada en la cartografía 1: 10.000 de la Consejería de Ordenación del Territorio del Principado de Asturias, 1982).
 Topography of the Jou Negro showing the main altitudes and glacieret location. (based on the 1: 10.000 cartography of the Consejería de Ordenación del Territorio del Principado de Asturias, 1982).

la pared posterior. El resto de la superficie presenta una cubierta continua de derrubios aislados, más potente en el lateral E, donde los derrubios forman pequeños conos.

En dicha fecha, las precipitaciones y el agua de fusión superficial se canalizaban hacia siete pozos verticales o molinos (Figs. 4, 5 y 6), situados en la zona frontal del helero, donde la pendiente es menor. A través de los molinos, se determinó el espesor de hielo midiéndolo directamente por descenso, o desde la superficie, obteniéndose valores que varían entre 14,3 y 7,5 m, según muestra la Fig. 5. Por otro lado, con el descenso de los molinos, llegando al suelo rocoso, se pudo observar con mayor detalle la estratificación y otras características del hielo. El principal caudal de agua de fusión se perdía junto a la morrena, en el extremo frontal, a través de un sumidero impenetrable.

Actualmente, esta masa de hielo constituye un criokarst, con sumideros verticales similares a los desarrollados en la masa caliza, tan frecuentes en los Picos de Europa. Las aguas de fusión supraglaciares y endoglaciares del Jou Negro se sumen en profundidad dentro del karst calcáreo (alimentando el glaciokarst), no observándose un drenaje frontal por debajo de la morrena, hacia el centro del jou, debido a la gran permeabilidad del sustrato. En 1995, la cresta de la morrena se elevaba 10 m sobre la zona frontal del helero, mientras que su borde exterior cae 20 m en pendiente abrupta sobre los grandes bloques del fondo del jou.

Las dimensiones superficiales del hielo encontrado en el Jou Negro, aunque menores que las determinadas por Haerberli & Vonder Mühl (1996) para la utilización del término «glaciar», son similares a las de

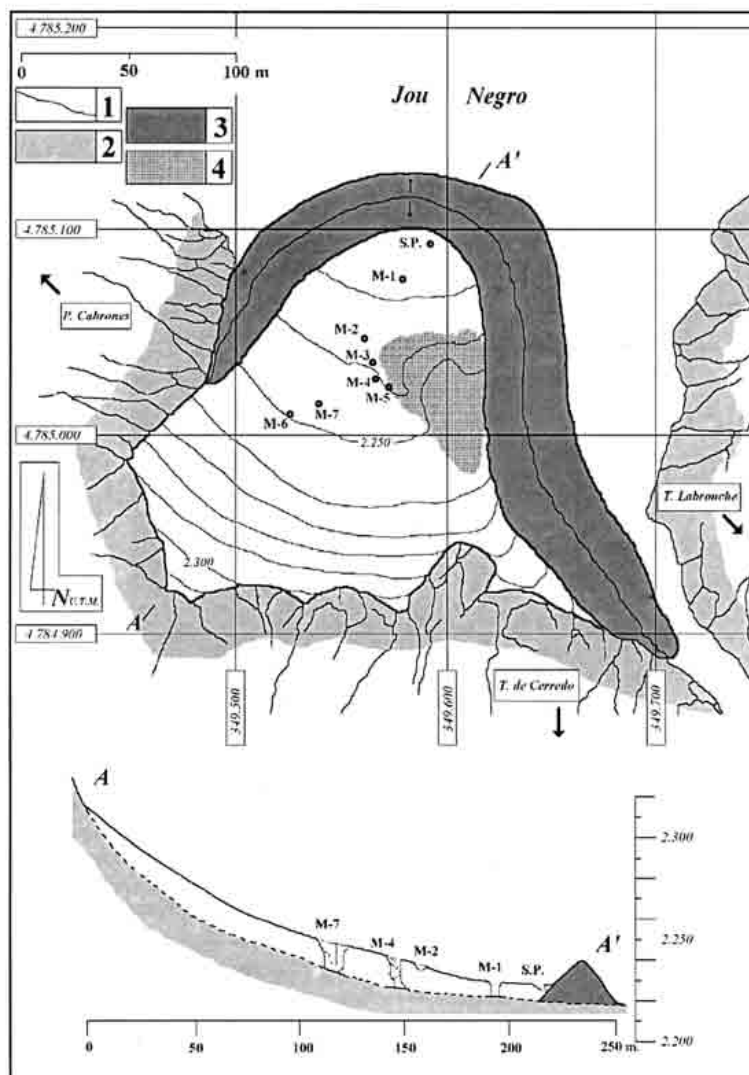


Fig. 4 El helero del Jou Negro. Se indican la posición de los molinos y el espesor real del hielo. La parte sombreada corresponde a la zona que presenta una concentración mayor de derrubios superficiales. Leyenda: 1. Hielo glaciar; 2. Pared rocosa; 3. Morrena; 4. Zona de conos de derrubios; SP. Sumidero principal.

Map of the Jou Negro glacieret, showing position of the moulins and real ice thickness. Stippled zone corresponds to the area with a thicker debris cover. Legend: 1. Glacier ice; 2. Rock wall; 3. Moraine; 4. Debris-mounds zone; SP. Ponor.

alguno de los más pequeños de los Pirineos, como el glaciar de Batoua. Por otro lado, aunque no se ha medido desplazamiento en la actualidad, presenta algunas características propias de los glaciares, como estratificación, espesor y existencia de molinos. Esta masa de hielo, que muestra signos claros de encontrarse en retroceso, parece constituir el testigo de un glaciar de circo que se habría formado durante la Pequeña Edad del Hielo. En este caso, el retroceso, más que manifestarse por una disminución en longitud variando la posición del frente, ha provocado una disminución en espesor, como muestra la diferencia de altura entre la cresta de la morrena y la superficie del hielo.

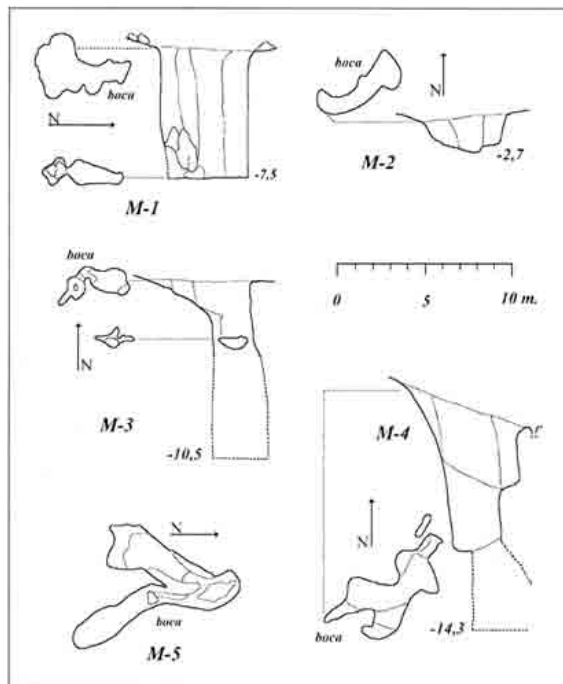


Fig. 5 Topografía de los molinos.
Topography of the moulins.



Fig. 6 Descenso al molino n° 1. Los derrubios se encuentran adheridos a la superficie del hielo.
Descent to moulin n° 1. Debris are adhered to the ice surface.

4. Otras masas de hielo menores

Si bien la ubicación del Jou Negro resulta singularmente favorable, se ha visto que otros circos de Picos, de características similares en cuanto a dimensiones, altitud y orientación, contienen asimismo pequeños heleros.

El reconocimiento de fotografías aéreas, técnica empleada habitualmente para la identificación y el estudio de glaciares, resulta claramente insuficiente en este área, ya que el recubrimiento de nieve en algunas zonas y el de derrubios en otras sólo permiten reconocer las posiciones más idóneas, que deben ser comprobadas posteriormente a partir del trabajo de campo y en épocas meteorológicamente favorables. La orografía de la zona constituye una dificultad adicional para efectuar tales comprobaciones.

Esta línea de trabajo, seguida desde 1992, permitió confirmar en Septiembre de 1997 la existencia de masas de hielo situadas en los circos NE del Llabrión y de la Torre de la Palanca, y en la vertiente norte de Peña Santa.

El Llabrión (2642 m) es la cumbre más elevada de la barrera orográfica NO-SE situada al sur del sector de la Torre de Cerredo (Fig. 1), del que lo separa la profunda depresión del Hoyo Grande. Entre el Llabrión y la Torre Blanca (2617 m) se extiende una cresta elevada que protege durante casi todo el año un gran nevero. En época estival, el manto continuo de nieve queda fragmentado en tres unidades menores, estando la de mayor importancia situada en la base de la pared N de la Torre Blanca. Este nevero, orientado al N, se encuentra enmarcado en su parte inferior por una morrena importante. En su parte superior, de 80 x 60 m, afloraba una extensa mancha de hielo estratificado de forma ovalada, situada entre 2390 y 2445 m y con un espesor medio superior a los 3 m. Se observaron dos pequeños molinos en los que se sumía el agua de fusión. Desde el afloramiento del hielo hasta la morrena existía una cubierta de derrubios progresivamente más potente, que impedía observar la terminación frontal del hielo. La cresta de la morrena se elevaba 13 m por encima del nivel del nevero. Contiene bloques pulidos y estriados, alguno de ellos con formas en plancha, que indican claramente un transporte subglaciar. Esta masa de hielo, que se dispone sobre un sustrato calcáreo con superficies pulidas y estrías, constituye el resto del glaciar que ocupaba el circo en la Pequeña Edad del Hielo.

Situada al NO del Llabrión, la Torre de la Palanca (2609 m) cierra un circo con la Torre de las Llastrias (2603 m) y su prolongación norte. En la cabecera de este circo, al N de la cumbre de las Llastrias, se comprobó en 1997 la existencia de una masa de hielo observada desde la Torre de Cerredo en 1992. Con orientación N y claramente estratificada, se sitúa entre 2405 y 2470 m, presentando una pendiente media de 40°. Tiene una forma triangular, con 55 m de anchura en su parte alta y 95 m de longitud. El espesor llega a superar los 3 m. El sustrato de su contorno, como en el circo NE del Llabrión, muestra superficies pulidas y estriadas.

Otra posible masa de hielo dentro del Macizo Central, menos importante que las ya referidas, se situaría en el circo N de Los Campanarios (2574 m), pequeña alineación de cumbres situada al S del Naranjo de Bulnes o Pico Urriello.

Como se indicó anteriormente, algunos de estos neveros ya habían sido citados como glaciares por Prado en 1860 y Saint-Saud en 1893, fechas próximas al máximo de la Pequeña Edad del Hielo.

En el Macizo Occidental, los lugares más favorables para la conservación de heleros son los circos de la vertiente N de Peña Santa (2593 m), la cumbre culminante. El mayor de los neveros de esta vertiente es el Neverón de la Forcadona, situado al N de la horcada que separa la Torre del Torco (2451 m) de la Peña Santa. En la fecha citada, se observó entre 2210 y 2290 m hielo cubierto por neviza y reducido a tres unidades menores, con una orientación general NNE. Las dos inferiores, más extensas (60 x 30 m aproximadamente), se encontraban separadas en superficie y enmarcadas en su cabecera por una banda de derrubios, que podrían ocultar los límites reales de la masa de hielo. La unidad superior (35 x 20 m), encajada en la pequeña depresión que se encuentra por debajo de la horcada, es la que permitió una mejor observación del hielo estratificado, con un espesor que llegaba a superar los 5 m en la rimaya.

Por debajo de la cumbre de Peña Santa, ocupando un pequeño circo colgado situado en la parte central de su cara N, se encontró entre 2355 y 2385 m una masa de hielo de forma alargada (80 x 20 m), con un espesor superior a 5 m en la rimaya. El hielo presentaba tres grietas transversales a su eje mayor, que alcanzaban su base.

El sustrato rocoso, en los límites de estos neveros, muestra zonas pulidas y estriadas, como las citadas en el Macizo Central.

En la misma vertiente de Peña Santa, existe otra posición favorable para la conservación de hielo glaciar, en un circo colgado situado más al E y aproximadamente a la misma cota que el anterior.

5. Posible evolución de los heleros de Picos de Europa

Los datos existentes sobre los cambios experimentados por los glaciares sugieren que éstos son indicadores climáticos sensibles (Haeberli, 1995; Oerlemans, 1996). Así, a partir del retroceso experimentado por un número elevado de glaciares en los últimos 100 años, se puede deducir un cambio climático a nivel global (Schmeits & Oerlemans, 1997). El tiempo de respuesta a estos cambios es variable, siendo más corto en el caso de glaciares de pequeño tamaño (Haeberli, 1995; Winkler, 1996).

En Europa central, el último máximo glaciar importante tuvo lugar en 1850 (Rott, 1993), desde entonces la superficie glaciada ha disminuido en un 30-50% (Patzelt & Aellen, 1990). En los Andes, aunque no hay datos suficientes para hacer un cálculo tan preciso, las evidencias morfológicas indican una tendencia similar (Schrott, 1996).

En el Pirineo, según Chueca & Julián (1995), los glaciares del Macizo de Balaitús muestran una dinámica claramente regresiva, relacionada con las modificaciones climáticas experimentadas durante la última década en la cordillera (aumento de temperaturas y reducción y cambio del régimen de precipitaciones), que han propiciado el retroceso manifiesto, en extensión y en volumen, de numerosas masas de hielo pirenaicas (Chueca & Lampre, 1994).

Hasta la actualidad, a pesar de haberse reducido notablemente en espesor, el helero del Jou Negro, resto del glaciar preexistente, ha tenido una respuesta lenta a los cambios climáticos posteriores a la Pequeña Edad del Hielo. Dadas sus pequeñas dimensiones, las variaciones de masa deberían haber reflejado más rápidamente las variaciones en acumulación. Sin embargo, existen diversos factores que han favorecido su conservación. La barrera orográfica, que lo protege de la radiación solar, provoca a su vez un aumento de las precipitaciones en esta zona, haciendo que su situación dentro del macizo sea privilegiada para la formación y permanencia del hielo. De acuerdo con Hoelzle & Haeberli (1995), la ausencia de radiación solar directa favorecería la existencia de un permafrost, aún siendo la T media anual positiva, lo que habría retardado la fusión del hielo. Además de la protección frente a la insolación, la topografía de la zona de acumulación, su altitud y orientación, también favorecen la permanencia de la nieve que, depositada sobre el hielo, aumenta el albedo ejerciendo un efecto aislante. Por otro lado, al estar situado en la vertiente norte del macizo y próximo a la costa, la afluencia de aire húmedo reduce la ablación por sublimación.

Los heleros de los circos NE del Llambrión y de la Torre de la Palanca, a pesar de encontrarse a mayor altitud que el del Jou Negro, poseen por su situación y topografía una menor protección frente a la ablación, presentando menores dimensiones y espesor que éste. Así mismo, están menos protegidos los de la vertiente N de Peña Santa y, en especial, el Neverón de la Forcadona, que en años recientes ha disminuido notablemente de espesor.

Las futuras variaciones climáticas serán decisivas para la conservación de estas masas de hielo. De acuerdo con Houghton *et al.*, 1990 (en Hoelzle & Haeberli, 1995), para el año 2025 se espera que la temperatura media anual en el aire haya aumentado algo más de 1°C. Este aumento provocaría, según Kuhn (1990), un ascenso de unos 170 m en la altitud de la Línea de Equilibrio, lo que supondría la extinción de los heleros de Picos de Europa.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a J. Alonso Peña por la valiosa colaboración prestada en los trabajos de campo, topografía y delineación.

Referencias bibliográficas

- Alonso, V.** (en prensa): Covadonga National Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciated area. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 20.
- Clark, R.** (1981): Cold climate features of the Cordillera Cantábrica, Northern Spain. *Biul. Peryglacjanly*, 28, 5-13.
- Conde de la Vega del Sella** (1921): *Notas para la climatología cuaternaria*. Junta para ampliación de estudios e investigaciones científicas, Madrid, 46 pp.
- Chueca Cía, J. & Julián Andrés, A.** (1995): El glaciar de Frondiellas (Macizo de Balaitus, Pirineo Central Aragonés) y su complejo morrénico: un ejemplo de dinámica deposicional mixta glacio-nival. *Cuaternario y Geomorfología*, 9, 3-15.
- Chueca Cía, J. & Lampre, F.** (1994): *Los glaciares altoaragoneses*. Cuadernos Altoaragoneses de Trabajo, 2 1, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca, 32 pp.
- González Suárez, J.J. & Alonso, V.** (1994): Correspondence. Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. *J. Glaciol.*, 40, 198-199.
- González Suárez, J.J. & Alonso, V.** (1996): Correspondence. Reply to the comments of Frochoso and Castañón on «Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain» by González Suárez and Alonso. *J. Glaciol.*, 42, 386-389.
- Haerberli, W.** (1995): Glacier fluctuations and climate change detection-operational elements of a worldwide monitoring strategy. *World Meteorological Organization Bulletin*, 44, 23-31.
- Haerberli, W. & Vonder Mühl, D.** (1996): On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, 104, 43-57.
- Hernández Pacheco, E.** (1914): Fenómenos de glaciario cuaternario en la Cordillera Cantábrica, *Bol. R. Soc. Esp. e Hist. Nat.*, 45, 407-408.
- Hoelzle, M. & Haerberli, W.** (1995): Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Ann. Glaciol.*, 21, 399-405.
- Houghton, J.T., Jenkins, G.J. & Ephraums, J.J.** (1990): *Climate change: the IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press.
- Kuhn, M.** (1990): Energieaustausch Atmosphäre. Eidg. Tech. Hochschule, Zürich. *Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol., Glaziol. Mitt.*, 108, 21-32.
- Obermaier, H.** (1914): Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. del Museo de Cien. Nat. Serie Geol.*, 9, 42 pp.
- Oerlemans, J.** (1996): Quantifying Global Warming from the Retreat of Glaciers. *Science*, 264, 243-246.
- Patzelt, G. & Aellen, M.** (1990): Gletscher. Eidg. Tech. Hochschule, Zürich. *Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. Glaziol. Mitt.*, 108, 49-69.
- Prado, C. de** (1860). Valdeón, Caín, la Canal de Trea: ascensión a los Picos de Europa en la Cordillera Cantábrica. *Revista Minera*, 11, 62-72 y 92-101.
- Rott, H.** (1993): The Austrian Alps. En: Williams, R.S., Jr. & Ferrigno, J.G. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. Glaciers of Europe*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-E, 6-13.
- Saint-Saud, A.A.** (Conde de) (1893): Les Picos de Europa (Monts Cantabriques). Étude Orographique. *Ann. Club Alpine Français*, 38 pp.
- Saint-Saud, A.A.** (Conde de) (1922): *Monographie des Picos de Europa*. Paris. (Por los Picos de Europa, desde 1881 a 1924. Traducción de Odriozola Calvo, J.A. 1985. Ayalga Ediciones, Asturias, 281 pp).
- Schmeits, M.J. & Oerlemans, J.** (1997): Simulation of the historical variations in length of Unterer Grindelwaldgletscher, Switzerland. *J. Glaciol.*, 43, 152-164.
- Schrott, L.** (1996): Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, 104, 161-173.
- Serrat, D. & Ventura, J.** (1993): Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. En: Williams, R.S., Jr. & Ferrigno, J.G. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. Glaciers of Europe*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-E, 49-61.
- Winkler, S.** (1996): Front variations of outlet glaciers from Jostedalbreen, western Norway, during the twentieth century. *Nor. geol. unders. Bull.*, 431, 33-47.