

ISSN: 0214-1744



LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LOS PICOS DE EUROPA (CORDILLERA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA). ANÁLISIS MORFOLÓGICO Y RECONSTRUCCIÓN DEL AVANCE GLACIAR HISTÓRICO

*The Little Ice Age in Picos de Europa (Cantabrian Range, NW Spain).
Morphological analysis and reconstruction of the historical glacial advance*

J.J. González Trueba¹

(1) Dpto. Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria.
Grupo de Investigación I+D+I NADIR: Habitat, Territorio y Paisaje.
Plaza de los Valles, 7.ª, 3.º E, 39300 Torrelavega, Cantabria, España
E-mail: jjgtrueba@hotmail.com

Resumen: Partiendo del análisis de las huellas morfológicas glaciares heredadas y los restos de hielo relicto conservados, así como de las fuentes históricas, se ha reconstruido y cartografiado la última fase morfogenética glacial en los Picos de Europa, confirmando la existencia de 6 pequeños glaciares localizados en los Macizos Central y Occidental. Además, se ha calculado la M.E.L.A. de cada glaciar durante el máximo de la Pequeña Edad del Hielo, así la M.E.L.A. del Macizo Occidental se situaba a unos 2.250 m, mientras que la del Macizo Central a unos 2.340 m. El estudio muestra un glaciario de carácter marginal, en el umbral límite de glaciación y condicionado por los factores de localización geográfica y los topoclimáticos que permitieron el desarrollo de pequeños glaciares incluso 300 m por debajo de la M.E.L.A. climática regional (2.600 m). El proceso de deglaciación hasta la actualidad ha provocado la desaparición total de algunos glaciares y la transformación en heleros y neveros del resto.

Palabras clave: Morfología glacial, hielo relicto, Pequeña Edad del Hielo, M.E.L.A., Picos de Europa.

Abstract: Using the analysis of the inherited morphological features and survived relict ice bodies, as well as the historical documents, we have reconstructed and mapped the last morphogenetic glacial phase (Little Ice Age), with 6 very small glaciers located in the highest cirques on Central and Western Massif in Picos de Europa. Furthermore, M.E.L.A. calculations have been made: 2.250 m (Western Massif) and 2.340 m (Central Massif). The results thus obtained confirm the existence of a little historical glacial advance, characterized by very small glaciers located below the regional Equilibrium Line Altitude (at 2.600 m), that owed their existence to particular location and topographic conditions (topoclimatological factors) that favour avalanches or snow drift enhancing accumulation. Deglaciation process until the present time has caused the disappearance of these glaciers, reducing their surfaces and transforming them into non-dynamic ice bodies (relict stratified ice patches).

Keywords: Glacial morphology, relict ice, Little Ice Age, M.E.L.A., Picos de Europa.



González Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glacial histórico. *Rev. C & G.*, 19 (3-4), 79-94.

1. Introducción

A lo largo de la historia, el clima de la Tierra se ha caracterizado por sus constantes cambios, con fluctuaciones de escala temporal variable. El último de estos períodos con repercusión a escala planetaria, y que antecede al calentamiento global que estamos viviendo en la actualidad, fue la denominada Pequeña Edad del Hielo. El término Pequeña Edad del Hielo es utilizado para describir un período de tiempo, entre el s. XIII y mediados del s. XIX, caracterizado por un recrudecimiento de las condiciones climáticas con repercusión a escala global, y que supuso, en todos aquellos lugares con unas condiciones adecuadas para la existencia de glaciares, un avance y pulsación de los mismos, con fechas correlacionables entre las distintas áreas de montaña del planeta, enmarcado entre los s. XVI y XIX (Matthes, 1950; Le Roy Ladurie, 1967; Grove, 1988, 2004).

Localizados al norte de la cordillera cantábrica, a tan sólo 15 km de la línea de costa, los Picos de Europa está divididos en tres macizos: Occidental,

Central y Oriental, como consecuencia de las profundas incisiones ocasionadas de O a E por los ríos Sella, Cares, Duje y Deva. A pesar de no superar los 2.700 m, poseen un relieve abrupto, con desniveles de más de 2.300 m; todo ello da lugar a un ambiente de alta montaña de marcada influencia oceánica, especialmente sensible a los cambios climáticos recientes (Fig.1).

El relieve de los Picos de Europa se debe a la compleja interacción entre las estructuras geológicas, la erosión fluviotorrencial, la karstificación y el retoque ejercido por los glaciares cuaternarios. A todo ello, hay que añadir una activa dinámica de laderas y una morfodinámica asociada al frío y la nieve, especialmente activa en la parte superior de la montaña. El conjunto estructurado durante la orogenia Hercínica, y retocado y sobreelevado durante la orogenia Alpina, se caracteriza por un apilamiento de escamas cabalgantes de vergencia sur, compartimentadas por fracturas, y que generan una sucesión de dorsos a favor del buzamiento de los materiales, hacia el norte, y verticales frentes de cabalgamiento al sur. Los materiales predominan-

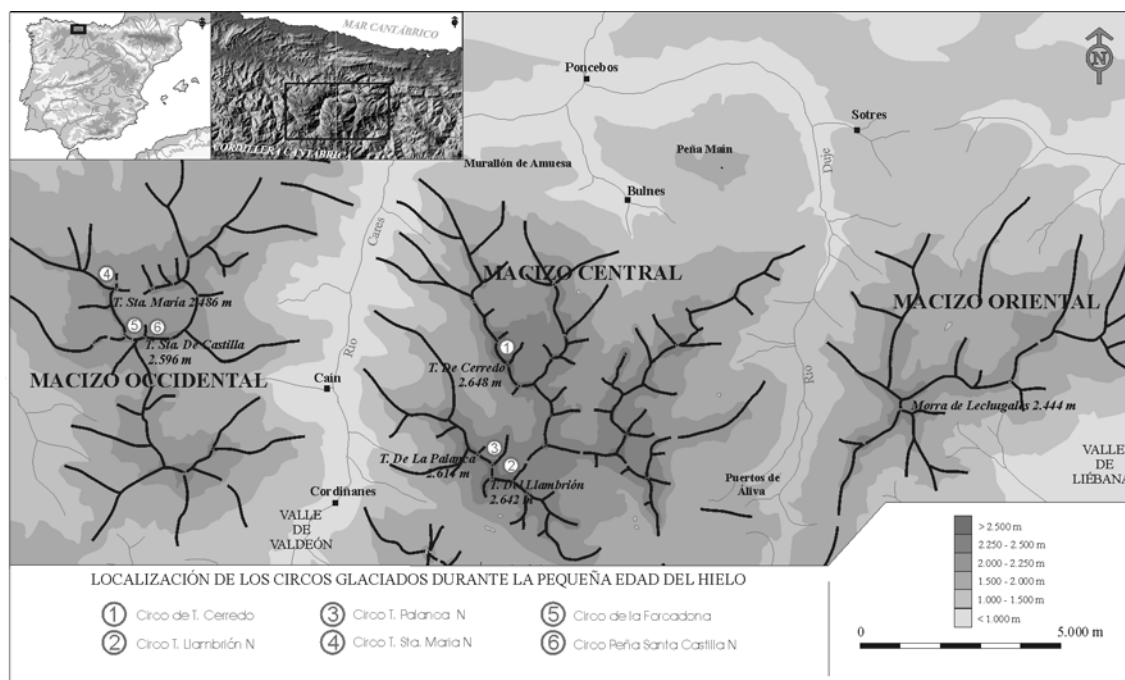


Figura 1. Localización de la zona de estudio.
Figure 1. Location of the study area.

tes son las Calizas de Montaña de edad Namuriense-Westfaliense, las calizas de edad Westfaliense-Cantabriense de la Formación Picos de Europa, y la compleja sucesión de pizarras, conglomerados calcáreos, calizas y areniscas turbidíticas de la Formación Lebeña, de edad Estefaniense (Bertrand, 1971; Marquínez, 1978, 1989, 1992; Farias, 1982; Marquínez y Adrados, 2000).

Los primeros antecedentes con alusiones al glaciario de los Picos de Europa se encuentran en los valiosos testimonios de algunos de los viajeros, geógrafos y naturalistas decimonónicos, que exploran el macizo (Casiano de Prado, 1860; Saint Saud, 1893, 1922; Penck, 1897), y se prolongan en las primeras décadas del s.XX, con el estudio pionero sobre el glaciario cuaternario de Obermaier (1914) y la aportaciones puntuales de Hernández Pacheco (1914). A partir de la segunda mitad del s.XX, y especialmente en las tres últimas décadas, se han realizado nuevas aportaciones al conocimiento del glaciario del macizo (Miotke, 1968; Frochoso Sánchez, 1980; Clark, 1981; Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez, 1986, 1998; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1986, 1998; Flor y Bailón-Misioné, 1989; Gale y Hoare, 1997; Serrano y González Trueba, 2001, 2002). En las últimas décadas han predominado los estudios referidos al máximo glaciar y su problemática, mientras que las primeras alusiones a la posible existencia de huellas morfológicas asociadas a un avance glaciar histórico fueron sugeridas por Miotke (1968) y Clark (1981). Estos autores, apoyándose en la presencia de numerosos neveros permanentes por encima de los 2.300 m, deducen que en la actualidad el macizo se encuentra cercano al límite de glaciación, y que probablemente estuvo glaciado durante la Pequeña Edad del Hielo. En los años 90 se publicaron varios trabajos sobre el helero del Jou Negro, con diferentes interpretaciones según los autores en relación a la consideración o no de este cuerpo de hielo como glaciar. Además, en estos trabajos se apuntaba la existencia de otros cuerpos de hielo en algunas de las localizaciones más favorables de los Picos de Europa, planteándose ya la posibilidad de que sean herencia de la Pequeña Edad del Hielo (González Suárez y Alonso, 1994, 1996; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez, 1998). Una primera aproximación centrada en el

último avance glaciar histórico acaecido durante la Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa ha sido abordada en detalle recientemente (González Trueba et al., 2002; González Trueba, 2005). Este trabajo tiene como objetivo realizar un análisis de conjunto que profundiza en la descripción y caracterización de las huellas morfológicas y restos de hielo existentes en el macizo, así como de los testimonios históricos que evidencian y constatan la existencia de glaciares en época histórica. Además se lleva a cabo una reconstrucción cuantitativa del desarrollo y evolución de los aparatos glaciares, así como una aproximación a los factores condicionantes en la génesis y evolución de los mismos. Con la ayuda de los testimonios históricos, se ensaya también una aproximación a la cronología relativa del fenómeno glaciar.

2. Metodología

La investigación se ha fundamentado en el reconocimiento de campo y la toma de datos directa, a partir de la cual se ha realizado una cartografía geomorfológica de detalle de los sectores estudiados, a escala 1/10.000, que ha permitido reconstruir y situar los procesos y formas glaciares recientes. El sistema cartográfico utilizado es el francés (R.C.P. 77) y del IGUL, con adaptaciones gráficas y de contenidos realizadas en función de los sistemas aceptados. Además, se han añadido elementos propios de la cartografía topográfica de alta montaña de la escuela suiza. A partir de las huellas morfológicas heredadas se ha llevado a cabo la reconstrucción de la superficie hipotética ocupada por el hielo, lo que ha permitido calcular la paleo-M.E.L.A. (*Medium Equilibrium Line Altitude*) de los 6 aparatos glaciares reconstruidos, mediante el método A.A.R. (*Accumulation Area Ratio*). En la literatura científica de los últimos años se asume que para los glaciares de circo y valle de latitudes medias, y en condiciones de equilibrio, el porcentaje del área de acumulación de un glaciar, con respecto a su área total (A.A.R.), se sitúa en torno al $0,6 \pm 0,05$ o $60\% \pm 5\%$ (Meierding, 1982; Hawkins, 1985). La altitud a la que se encuentra la línea de equilibrio de un glaciar muestra la relación entre clima y balance de masa

glaciar, así como las condiciones glaciológicas en un macizo, para un período dado, o entre diferentes macizos de montaña a escalas locales, regionales o planetarias. También aporta datos de interés para comprender las condiciones ambientales que favorecieron el avance glaciar, y muestra la influencia de los condicionantes topoclimáticos en el balance de masa. En las montañas españolas, este parámetro ha permitido interpretaciones paleoambientales (Serrano, 1996; Serrano y González Trueba, 2004a). El proceso de cálculo de paleo-M.E.L.A.s mediante el método A.A.R. ha seguido las aportaciones de trabajos previos, ampliamente descritos en Serrano y González Trueba (2004b). Por último, se han utilizado fuentes históricas para dar constancia de la existencia de glaciares hoy desaparecidos, o para ilustrar su proceso evolutivo, método frecuentemente utilizado en la literatura científica de las últimas décadas. En el presente estudio se ha llevado a cabo un análisis del testimonio de los viajeros, científicos y naturalistas decimonónicos, que confirman en sus crónicas de viaje y exploración, la existencia de glaciares en Picos de Europa desde mediados del s. XIX.

3. Evidencias de glaciario histórico en el testimonio de viajeros, naturalistas y montañeros de mediados del s. XIX y principios del s. XX.

A diferencia de Pirineos o Sierra Nevada que cuentan con una abundante documentación, en el caso de Picos de Europa, la alusión a la existencia de glaciares, aunque no está ausente de las narraciones de los pioneros decimonónicos, es escasa y ocasional, dado que el objetivo principal de estos viajes es la exploración de unas montañas cuya orografía aún se desconoce. A su vez, el carácter marginal de la glaciación histórica en el macizo, con pequeños aparatos recluidos en las elevaciones y orientaciones más favorables, y por tanto poco visibles y en sectores de difícil acceso, explica las pocas alusiones hechas a la existencia de unos glaciares que no son objeto de análisis específico, sino que forman parte de la descripción de sectores o itinerarios de ascensión. A pesar de todo, los testimonios históricos existentes conforman un legado excepcional, que constata y confirma la existencia

de pequeños glaciares en Picos de Europa a mediados del s. XIX.

La primera alusión a la existencia de glaciares en Picos de Europa la realizó Casiano de Prado a mediados del s. XIX (Prado, 1860). En su exploración del macizo, y con motivo de su ascensión a la Torre del Llambrión en el verano de 1856, observó la existencia de una masa de hielo en su circo norte. A pesar de que Prado no utiliza el término glaciar, y utiliza incorrectamente el de nevero, su descripción es muy expresiva, haciendo referencia a la estratificación de la masa de hielo, así como al cambio en las características líneas de flujo del glaciar, en función de la pendiente, y que se tornan convexas en su parte inferior. Prado asemeja este cuerpo de hielo a los glaciares estudiados en los Alpes, aboga por su carácter perpetuo e intuye su antigüedad. Junto al glaciar del Trasllambrión, en su narración, menciona la existencia de otros cuerpos de hielo, acertada en el caso de los de la cara norte de la Torre de Cerredo y de la cara norte de Peña Santa, errónea en el caso de Peña Vieja, donde no se han encontrado huellas morfológicas que prueben la existencia de un glaciar en época histórica.

A finales del s. XIX, conocedor del relato de Prado, el Conde de Saint Saud comienza sus reconocimientos topográficos y actividad montañera en el macizo. En sus primeras publicaciones de 1893, 1894 y 1895 (Saint Saud, 1922), aunque no los estudia en detalle, en la descripción de los itinerarios de ascensión a las principales cumbres, observa y constata la existencia de pequeños glaciares bajo la pared norte de la Torre de Cerredo y de la Torre del Llambrión, en el Macizo Central, y de Peña Santa de Castilla y la Torre de Santa María, en el Macizo Occidental. En este último, además, menciona la existencia de grietas sobre la superficie del entonces glaciar de la Cemba Vieya. Los testimonios más fiables coinciden con aquellos aparatos que son recorridos en los itinerarios de ascensión, como en el caso del glaciar Trasllambrión, o reconocidos de cerca como en los casos de los glaciares de la Cemba Vieya y del Jou Negro. Por el contrario, los glaciares de la Forcadona y de la Palanca, alejados del itinerario seguido por Saint Saud en sus reconocimientos, carecen de alusiones directas. Al igual que hiciera Prado en el caso de Peña Vieja, cuando los testi-

monios se hacen en base a observaciones realizadas desde lejos, Saint Saud incurre en errores, confundiendo algunos neveros y heleros con glaciares. Tal es el caso del *petit glacier* que dibuja en un croquis sobre el terreno en 1892, bajo la cara norte de Torre Blanca, o la forma ovalada y estratificada que dibuja en un esquema de cordales del macizo occidental, bajo la cumbre de Cebolleda, aunque ambas alusiones fueron omitidas en sus escritos posteriores.

A finales del s. XIX, el geógrafo alemán Albrecht Penck recorre y estudia los principales macizos de alta montaña del norte peninsular. En su trabajo titulado *Die Picos de Europa und das Kantabrische Gebirge* (Penck, 1897), se trata un tema de notable interés para el autor al reconocer la existencia, a pesar de su altitud moderada en comparación con otras áreas de montaña españolas y europeas, de pequeños glaciares en las topografías más favorables, y bajo las paredes norte de algunas de las principales cumbres: Torre de Cerredo, Torre del Llambrión, Torre de la Palanca, Torre de Santa María y Peña Santa de Castilla. La ausencia del glaciar de la Forcadona en su alusión, al igual que en el resto de los testimonios históricos, puede deberse a que dadas sus particulares condiciones topográficas, pudo estar cubierto de nieve, y por tanto oculto a la vista. El resto de las alusiones confirman y coinciden con el análisis morfológico llevado a cabo en este trabajo. Penck cuestiona la autenticidad de la cita de Saint Saud para la cara norte de Torre Blanca, si bien constata la existencia de un pequeño glaciar al pie de la cara norte del circo de la Palanca, y que no había sido aludido con anterioridad.

El descenso progresivo hacia el oeste en la E.L.A. (Equilibrium Line Altitude) de los glaciares pirenaicos, observado en sus estudios, lo atribuye a la influencia que sobre el clima produce la cercanía al océano. Siguiendo el mismo razonamiento que ya adelanta Casiano de Prado en su trabajo de 1860, quien utiliza en aquella ocasión los datos de Humboldt, que situaban el límite de las nieves perpetuas para el conjunto de los Pirineos a 2.780 m, Penck aboga por situar la E.L.A. climática regional de Picos de Europa por debajo de la de Pirineos, en torno a 2.600 m e incluso menos. El glaciario marginal de Picos de Europa representaba un caso de estudio excepcional para Penck, quien compara

estos glaciares con los estudiados por él en algunos grupos de los Dolomitas Sudtiroleses.

Casi dos décadas después del trabajo de Penck (1897), un alumno suyo en la Universidad de Viena, Hugo Obermaier, realiza el primer estudio sobre el glaciario cuaternario de los Picos de Europa (Obermaier, 1914). En un apartado inicial, que titula *notas preliminares*, niega explícitamente el testimonio histórico de Casiano de Prado y Saint Saud sobre la existencia de glaciares *modernos* en el macizo, y sorprendentemente pasa por alto el trabajo de su maestro. Obermaier podría estar en lo cierto, y que estos pequeños glaciares hubieran tenido una rápida respuesta ante los cambios climáticos ocurridos desde finales del s. XIX, tras el final de la Pequeña Edad del Hielo, de forma que para principios del s. XX, cuando realiza su estudio, algunos de estos glaciares podrían ya haber desaparecido o quedar reducidos simplemente a neveros y heleros carentes de dinámica. Por el contrario, también es cierto que su estudio se centra en el glaciario cuaternario y, a pesar de la calidad y mérito de la investigación, que serviría de punto de partida a los estudios de glaciario posteriores, no trata las fases glaciares más recientes restringidas a la alta montaña. No hay constancia de que Obermaier realizara un recorrido exhaustivo de la zona de cumbres y de todos los sectores en los que los testimonios históricos constataron la existencia de glaciares. Obermaier podría haber generalizado, erróneamente, a partir de la observación desde lejos de neveros, que podían ocultar bajo la nieve los aparatos glaciares, o bien a partir de otras muchas manchas de nieve distribuidas en topografías favorables, que él observó y que en efecto, eran simples neveros. A todo ello hay que añadir que la negación de Obermaier sobre la existencia de glaciares a principios del s. XX, no tiene por qué implicar el rechazo del testimonio de los autores decimonónicos, pues entre el viaje de Casiano de Prado en 1856 y el trabajo de Obermaier pasa más de medio siglo, tiempo suficiente para que el estado y dinámica de estos pequeños glaciares hubiera podido sufrir importantes variaciones.

Pidal y Zabala (1918), en su monografía sobre los Picos de Europa, hablan de amplios neveros y *ventisqueros* bajo la pared norte de la Torre de Cerredo y la Torre del Llambrión. En un capítulo dedicado a la descripción de excursiones por el sec-

tor de las Peñas Santas, en el macizo del Cornión, se incluyen dos fotografías que muestran el estado a principios del s. XX, de dos de los circos glaciados en época histórica, como son los de la cara norte de la Torre Santa María y la cara norte de Peña Santa de Castilla, bajo cuyas paredes se alojan amplios neveros y cembas (topónimo que en Asturias hace referencia a manchas de nieve o hielo) que, probablemente, ocultaban o sustituían ya en la segunda década del s. XX los pequeños glaciares citados como activos por los exploradores decimonónicos. Estos mismos neveros y cembas son mencionados por Delgado Úbeda en su Guía del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (Delgado Úbeda et al., 1932), quien destaca la existencia de amplios neveros al pie de la pared norte de la Torre Santa María y la norte de Peña Santa de Castilla. Este conjunto de alusiones, realizadas en las primeras décadas del s. XX, a pesar de ser ocasionales, más o menos directas, contradictorias en algunos casos y que hay que tomar con reserva siempre, no obstante, tienen un gran interés, pues son el único medio de comparación con la situación expresada por los testimonios decimonónicos, lo que sirve como un elemento de apoyo más en la aproximación y conocimiento de la evolución reciente de los glaciares desarrollados en época histórica, en el tránsito del s. XIX al XX.

4. Huellas morfológicas y restos de hielo heredados del avance glaciar histórico

El reconocimiento de campo llevado a cabo durante las campañas de 2001, 2002 y 2003 ha permitido constatar la existencia de restos de hielo y huellas morfológicas de origen glaciar, tanto formas de acumulación (material morrénico), como de erosión (excavación y abrasión glaciar), asociadas a un período de avance muy reciente, acaecido en época histórica, y por tanto atribuible al recrudescimiento climático de la Pequeña Edad del Hielo. La complicada y abrupta orografía de estas montañas permite la existencia de numerosos enclaves favorables a la conservación de neveros permanentes (Miotke, 1968; Clark, 1981; González Suárez y Alonso, 1994,1996; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Serrano y González Trueba, 2002; González

Trueba et al., 2002; González Trueba, 2005). Son numerosos los existentes por encima de los 2.300 m, si bien tan sólo se han reconocido huellas morfológicas de génesis glaciar reciente en 6 sectores, repartidos entre el Macizo Central y Occidental.

4.1. Huellas morfológicas glaciares en el Macizo Central

4.1.1 Circo glaciar del Jou Negro

Bajo la pared norte de la Torre de Cerredo (2.648 m), se encuentra un cuerpo de hielo, conocido con el nombre de Helero del Jou Negro (González Suárez y Alonso, 1994,1996; Frochoso Sánchez y Castañón Álvarez, 1995, 1998; Castañón Álvarez y Frochoso Sánchez, 1998; Alonso y González Suárez, 1998; Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba et al., 2002; González Trueba, 2005) (Fig. 2). El helero presenta una morfología típica de retroceso, con notable pérdida de superficie y volumen. Hay que destacar que no se han reconocido grietas de tracción sobre la superficie del hielo, que denoten su movimiento actual. Todo ello nos lleva a considerarlo, siguiendo la terminología utilizada por Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988) en su estudio de los glaciares del Pirineo español, como un helero formado por un cuerpo de hielo estratificado relicto y, por tanto, sin dinámica actual, resto del glaciar desarrollado como consecuencia de un



Figura 2. Vista general del circo glaciar del Jou Negro (Macizo Central, septiembre 2003).

Figure 2. General view of the Jou Negro glacier cirque (Central Massif, september 2003).

avance histórico. El hielo está delimitado por un cordón morrénico continuo, perfectamente conservado. La morrena describe un arco neto, aumentando su volumen hacia la parte frontal, situada a 2.235 m, con 12 m de desnivel con respecto a la superficie actual del helero, y 23 m en su parte externa, que reposa sobre el fondo de la depresión glaciokárstica. El helero está parcialmente cubierto de derrubios. Sobre su superficie se pueden observar varios pozos verticales y canales, por donde circulan las aguas de fusión, que en la parte inferior, en el contacto con el sustrato y a través de un sumidero, pasan a formar parte del sistema endokárstico, lo que ha favorecido la conservación del arco morrénico (Fig.3). Las características morfo-sedimentológicas de la morrena y su frescura, desprovista de vegetación y procesos de edafización, así como la conservación de superficies pulidas y estriadas en la pared del circo, y la presencia de un cuerpo de hielo estratificado relicto, muestran un avance glaciario muy reciente, desarrollado en época histórica (Tabla 1).

4.1.2 Circo glaciario del Llambrión

Al norte de la Torre del Llambrión (2.642 m), bajo la cresta Torre Blanca (2.617 m) - Collada Blanca, en la cubeta glaciokárstica del Jou Traslambrión, se localizan habitualmente varios neveros permanentes enmarcados por un cordón morrénico (Figura 4). La morrena se caracteriza por su frescura y buen grado de conservación, situándose entre 2.320 – 2.350 m, y su morfología pone de manifiesto su génesis glaciario. La cresta se levanta 12 m en su parte frontal, respecto al fondo de la depresión glaciokárstica, y 7 m hacia el interior. Su parte interior presenta una pendiente de 43° y 37° la exterior. Algunos de los bloques que forman parte de la morrena están pulidos y estriados. Durante la campaña del 2003, la ausencia de nieve ha permitido constatar la existencia de un cuerpo de hielo estratificado entre 2.350 y 2.450 m. La masa de hielo presenta una superficie cóncava, muy biselada, que muestra su estado de franca regresión (Figura 5). En superficie se observan tres molinos que canalizan las aguas de fusión supraglaciares que se sumergen en un sumidero subglaciar.

Tabla 1. Datos Topográficos y morfométricos de los glaciares de la Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa.
Table 1. Topographic and morphometric data of the Little Ice Age glaciers in Picos de Europa.

MACIZO CENTRAL

| Glaciario | Coord. U.T.M. (Centroide) | Orientación Circo/Glaciario | Superficie (m ²) | Perímetro (m) | Longitud (m) | Anchura (m) | L/A | Altitud Frente (m) | Altitud Cumbre (m) | Desnivel Cumbre-Frente (m) | E.L.A. Método A.A.R. |
|------------------|----------------------------|-----------------------------|------------------------------|---------------|--------------|-------------|-----|--------------------|--------------------|----------------------------|----------------------|
| G. del Jou Negro | x- 349.449 y- 4.785.256 | NNE/NNE | 52.270 | 914 | 280 | 210 | 1,3 | 2235 | 2.648 | 413 | 2.287 ±15 |
| G. del Llambrión | x- 349.583 y- 4.782.107 | NNE/NNO | 61.160 | 1.311 | 470 | 200 | 2,4 | 2.320 | 2.642 | 322 | 2.381 +18/-19 |
| G. de la Palanca | x- 349.164 y- 4.782.507 | N/N | 41.540 | 780 | 289 | 184 | 1,6 | 2.300 | 2.609 | 309 | 2.356 +8/-7 |

MACIZO OCCIDENTAL

| Glaciario | Coord. U.T.M. (Centroide) | Orientación Circo/Glaciario | Superficie (m ²) | Perímetro (m) | Longitud (m) | Anchura (m) | L/A | Altitud Frente (m) | Altitud Cumbre (m) | Desnivel Cumbre-Frente (m) | E.L.A. Método A.A.R. |
|---------------------------------|----------------------------|-----------------------------|------------------------------|---------------|--------------|-------------|-----|--------------------|--------------------|----------------------------|----------------------|
| G. de la T. St. M. ^a | x- 349.650 y- 4.786.596 | N/N | 35.380 | 702 | 260 | 180 | 1,4 | 2225 | 2.486 | 261 | 2.257 ±10/-7 |
| G. de la Forcadona | x- 340.216 y- 4.785.262 | N/NNE | 32.870 | 686 | 253 | 178 | 1,4 | 2.210 | 2.500 | 290 | 2.259 ±7 |
| G. de P. Santa | x- 340.991 y- 4.785.371 | N/N | 38.410 | 728 | 250 | 190 | 1,3 | 2.190 | 2.596 | 406 | 2.242 ±8 |

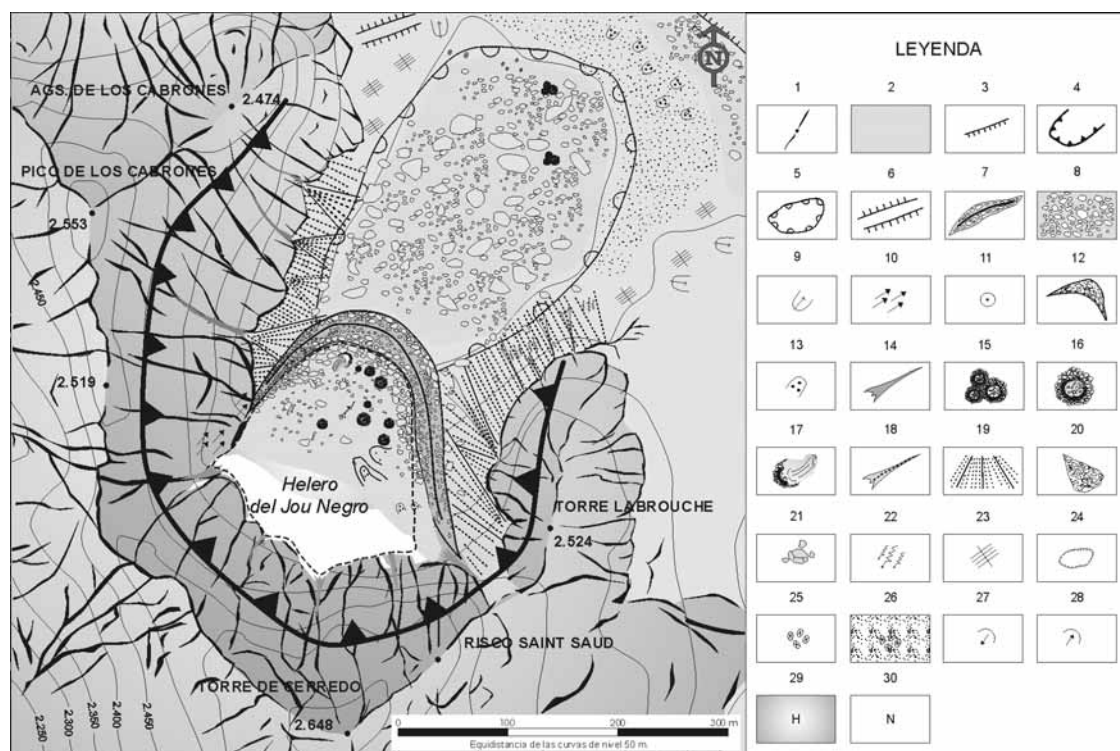


Figura 3. Mapa geomorfológico del circo glaciar del Jou Negro. 1, cumbres y cordales. 2, sustrato rocoso. 3, escarpes. 4, circo glaciar. 5, cubeta glaciokárstica. 6, umbral glaciar. 7, morrena. 8, material morrénico disperso. 9, rocas aborregadas. 10, sustrato pulido y/o estriado. 11, pozo de fusión. 12, morrena de nevero. 13, lóbulo de geliflujión. 14, canal de aludes. 15, suelos ordenados. 16, abultamiento de derrubios con hielo interior. 17, colada de barro. 18, flujo de derrubios. 19, talud de derrubios. 20, desprendimiento. 21, bloques gravitacionales. 22, incisión por arroyada. 23, lapiaz. 24, dolina. 25, pozo kárstico. 26, pozo kárstico cubierto (boche). 27, surgencia kárstica. 28, sumidero kárstico. 29, helero (hielo relicto). 30, nevero permanente.

Figure 3. Geomorphological map of the Jou Negro glacier cirque. 1, summits and crests. 2, substrate. 3, scarps. 4, glacier cirque. 5, glaciokarstic depression. 6, glacier rock bar. 7, moraine. 8, till. 9, abraded rocks. 10, abraded surfaces. 11, moulin. 12, protalus rampart. 13, gelifluction lobe. 14, avalanche tracks. 15, patterned ground. 16, frost mounds. 17, mud flow. 18, debris flow. 19, debris talus. 20, rock fall. 21, gravitational blocks. 23, karren. 24, doline. 25, cave. 26, covered cave. 27, karstic spring. 28, stream-sink. 29, relict ice. 30, permanent snow patch.

ciar. Sobre su superficie no se han encontrado grietas de tracción, y la extrusión de finos responde en todos los casos a la fusión del hielo, no a su movimiento. El retroceso del frente ha dejado al descubierto un lecho subglaciar escasamente excavado, con huellas de abrasión glaciar, y un sustrato pulido y estriado especialmente visible en las paredes y resaltes rocosos (Figura 6).

4.1.3 Circo glaciar de la Palanca

Entre la pared norte de la Torre de las Llastrías (2.544 m) y la Torre de la Palanca (2.609 m), se ha constatado la existencia de dos cuerpos de hielo. El

primero de ellos está adosado a la pared entre las cotas 2.410 – 2.480 m. En el verano del 2001 esta masa de hielo, de forma triangular, tenía unas dimensiones de 80_50 m si bien, en los últimos años, se ha fragmentado en dos neveros menores de escasa dimensión, lo que muestra el importante retroceso experimentado por estas masas de hielo desde las mediciones efectuadas por Alonso y González Suárez (1998). Por debajo, separado del anterior, existe un segundo cuerpo de hielo glaciar relicto, enterrado bajo un potente recubrimiento de derrubios (Tabla 2). Sobre la superficie del helero es visible un molino de fusión, que muestra la estructura estratificada del hielo.

Tabla 2. Datos morfométricos del proceso de deglaciación desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad.
Table 2. Morphometric data of the deglaciation process, Little Ice Age – Present time.

MACIZO CENTRAL

| Denominación Masa de hielo | P.E.H. | | Actualidad | | Reducción superficie (PEH-Actualidad) | | Reducción Longitud (PEH-Actualidad) | | % Superficie ocupada del total del Circo Glac. (durante el máximo histórico) | % Superficie ocupada del total del Circo Glac. (actualidad) |
|-------------------------------|--------------|---------------------------------|-----------------------|---------------------------------|---|------|---|------|--|--|
| | Calificación | Superficie (m ²) | Calificación | Superficie (m ²) | m ² | % | m | % | | |
| G. Jou Negro | Glaciar | 52.270 | Helero | 21.220 | 27.050 | 51,7 | 90 | 32 | 18,9 | 7,7 |
| G. Llambrión | Glaciar | 61.160 | Helero | 14.840 | 46.320 | 75,7 | 315 | 67 | 17,5 | 4,2 |
| G. Palanca | Glaciar | 41.540 | Helero (enterrado) | 13.210 | 28.330 | 68,2 | 157 | 52,3 | 10,2 | 3,2 |

* P.E.H. Pequeña Edad del Hielo.

MACIZO OCCIDENTAL

| Denominación Masa de hielo | P.E.H. | | Actualidad | | Reducción superficie (PEH-Actualidad) | | Reducción Longitud (PEH-Actualidad) | | % Superficie ocupada del total del Circo Glac. (durante el máximo histórico) | % Superficie ocupada del total del Circo Glac. (actualidad) |
|---------------------------------|--------------|---------------------------------|-----------------------|---------------------------------|---|------|---|------|--|--|
| | Calificación | Superficie (m ²) | Calificación | Superficie (m ²) | m ² | % | m | % | | |
| G. Cemba Vieya | Glaciar | 35.380 | Nevero | - | 35.380 | 100 | 260 | 100 | 21,5 | - |
| G. Forcadona | Glaciar | 32.870 | Helero (enterrado) | 12.580 | 20.290 | 61,7 | 63 | 24,9 | 20,3 | 7,8 |
| G. Peña Santa Castilla norte | Glaciar | 38.410 | Nevero | - | 38.410 | 100 | 250 | 100 | 11,9 | - |

* P.E.H. Pequeña Edad del Hielo.

* Los datos obtenidos son aproximados, pues hacen referencia a superficies horizontales, calculadas a través de herramientas informáticas.

Este helero se encuentra enmarcado por un arco morrénico simple, con un espesor que supera los 12 m en el lateral, siendo menor en la parte frontal y con una neta morfología glaciar. La morrena presenta 40° de pendiente en su parte interior y 38° al exterior, lo cual, unido a la pérdida progresiva de volumen de la masa de hielo, ha supuesto el derrumbamiento por gravedad de la misma. En la morrena se observan bloques pulidos y estriados. También las paredes y el lecho glaciar, especialmente los umbrales rocosos muestran huellas de abrasión glaciar reciente (Fig. 7).

4.2. Huellas morfológicas glaciares en el Macizo Occidental

4.2.1 Circo glaciar de la Cemba Vieya

En la cara norte de la Torre Sta. María (2.486 m), se alojaba habitualmente un nevero permanente

conocido con el expresivo nombre de “Cemba Vieya”, topónimo que hace referencia al carácter permanente de esta masa de nieve. A finales del verano del 2003, el nevero había desaparecido prácticamente en su totalidad, dejando tan sólo unas manchas de nieve residuales, coincidiendo con la salida del canal de aludes que se sitúa en la parte central de la pared norte del circo (Tabla 2). En el circo existen formas de acumulación y de erosión frescas, heredadas de un avance glaciar reciente y marginal, dada la escasa entidad de las formas. Entre los 2.200 y 2.270 m se extiende un arco morrénico simple, que dibuja la parte frontal y lateral derecha, aguas abajo, en la máxima extensión del glaciar. La morrena presenta una escasa potencia, con un máximo de 4-6 m en su parte frontal. La intensidad de los procesos kársticos, dificulta la conservación de formas nítidas, generando un lecho glaciar muy irregular. Aguas arriba de la morrena el lecho glaciar aparece pulido y estriado.



Figura 4. Vista general del circo glaciar del Trasllambrión (Macizo Central, septiembre 2003).

Figure 4. General view of the Trasllambrión glacier cirque (Central Massif, September 2003).

4.2.2 Circo glaciar de la Forcadona

Al norte del Collado de la Forcadona (2.302 m), entre la Torre del Torco (2.452 m) y la Peña Santa de Castilla (2.596 m), se localiza el Neverón de la Forcadona, el de mayores dimensiones de todo el grupo del Cornión. En septiembre de 1997, Alonso y González Suárez (1998) reconocieron la existencia de tres cuerpos de hielo de reducidas dimensiones en este sector, entre 2.210 y 2.290 m. El retroceso experimentado por estas masas de hielo desde entonces, se manifiesta en el hecho que, a finales del verano del 2003, el Neverón de la Forcadona se había fundido totalmente, dejando al descubierto la pequeña depresión glaciokárstica que habitualmente ocupa. La cubeta aparece rellena por un espeso manto superficial de derrubios que entierra un cuerpo de hielo (Tabla 2). El hielo, visible en su parte inferior, está enmarcado por un arco morrénico frontal de unos 8 m de espesor, y con fuertes pendientes a ambos lados, situado a 2.210 m. En las paredes del circo se conservan huellas de abrasión glaciar reciente, con superficies pulidas y estriadas muy frescas, que permiten reconstruir la altitud alcanzada por el glaciar durante su máximo histórico.

4.2.3 Circo glaciar de Peña Santa de Castilla N

En la pared norte de Peña Santa de Castilla (2.596 m), en un pequeño circo glaciar colgado y

orientado hacia el NNE, entre 2.350 - 2.400 m, se conservan dos neveros permanentes de reducidas dimensiones. El nevero más elevado, empotrado contra la pared, tiene unas dimensiones aproximadas de 20 - 25 m. Por debajo, al pie de la pared a 2.350 m reposando sobre una suave repisa, se extiende el nevero de mayor tamaño con 90 - 60 m, y con un espesor máximo visible de 4 m. Bajo la nieve no se ha podido observar ningún cuerpo de hielo (helero), de forma que estas acumulaciones de nieve permanentes, que pueden conservarse incluso varios años, las consideramos como neveros (Tabla 2). Sin embargo, un cordón morrénico fragmentado y derrubiado enmarca el conjunto. La parte frontal de la morrena presenta una morfología muy poco nítida y de escasa entidad con una altura máxima de 4-6 m, con de haber sido modificada por procesos nivoperiglaciares. En su parte izquierda aguas abajo, el arco morrénico posee una altura de 8-10 m. Los bloques con huellas de abrasión glaciar representan en torno al 2%. El mayor volumen de esta parte del complejo morrénico se debe al aporte de material procedente de un cono de derrubios preexistente que fue removilizado por el glaciar en su avance, prueba de lo cual es la existencia de formas en plancha, características de un transporte subglaciar. El sustrato se encuentra pulido y estriado.



Figura 5. Vista del helero del Trasllambrión. Se puede ver la estratificación del hielo (Macizo Central, septiembre 2003).

Figure 5. View of the Trasllambrión fossil ice. It is possible to see the ice stratification (Central Massif, September 2003).

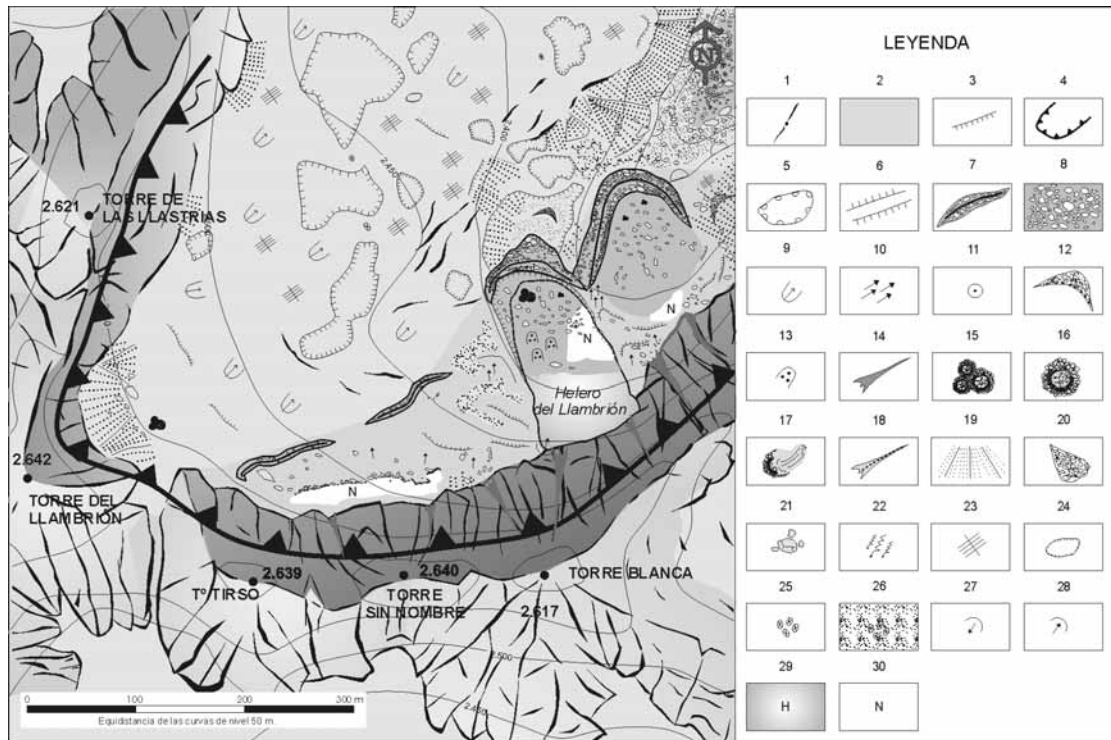


Figura 6. Mapa geomorfológico del circo glaciar del Trasllambrión. 1, cumbres y cordales. 2, sustrato rocoso. 3, escarpes. 4, circo glaciar. 5, cubeta glaciokárstica. 6, umbral glaciar. 7, morrena. 8, material morrénico disperso. 9, rocas aborregadas. 10, sustrato pulido y/o estriado. 11, pozo de fusión. 12, morrena de nevero. 13, lóbulo de geliflujión. 14, canal de aludes. 15, suelos ordenados. 16, abultamiento de derrubios con hielo interior. 17, colada de barro. 18, flujo de derrubios. 19, taludes de derrubios. 20, desprendimiento. 21, bloques gravitacionales. 22, incisión por arroyada. 23, lapiaz. 24, dolina. 25, pozo kárstico. 26, pozo kárstico cubierto (boche). 27, surgencia kárstica. 28, sumidero kárstico. 29, helero (hielo relicto). 30, nevero permanente.

Figure 6. Geomorphological map of the Trasllambrión glacier cirque. 1, summits and crests. 2, substrate. 3, scarps. 4, glacier cirque. 5, glaciokarstic depression. 6, glacier rock bar. 7, moraine. 8, till. 9, abraded rocks. 10, abraded surfaces. 11, moulin. 12, proglacial rampart. 13, gelifluction lobe. 14, avalanche tracks. 15, patterned ground. 16, frost mounds. 17, mud flow. 18, debris flow. 19, debris talus. 20, rock fall. 21, gravitational blocks. 23, karren. 24, doline. 25, cave. 26, covered cave. 27, karstic spring. 28, stream-sink. 29, relicto ice. 30, permanent snow patch.

5. Caracteres generales y condicionantes del glaciario histórico

Durante la Pequeña Edad del Hielo, la respuesta morfodinámica de la alta montaña de los Picos de Europa al enfriamiento relativo del clima fue el desarrollo de un glaciario de carácter marginal, localizado en las topografías más favorables, bajo la protección que ofrece ante la radiación la sombra de las paredes norte de las principales cumbres.

La superficie glaciada para el conjunto del macizo fue de 26 ha aproximadamente, repartidas en 6 pequeños glaciares (Tabla 1). Todos ellos eran glaciares de circo de muy reducido tamaño, con

superficies que oscilaban entre las 6,1 ha del Glaciar del Trasllambrión, el de mayor desarrollo, y 3,2 ha para el más pequeño, el Glaciar de la Forcadona. Del análisis morfológico se desprende una escasa capacidad modeladora y una marcada adaptación a la topografía previa, lo cual se debe por un lado a la corta duración del fenómeno glaciar y, por otro lado, a la intensidad del proceso, muy reducida dadas las condiciones en el umbral límite de glaciación en las que se desarrollaron estos muy pequeños glaciares (Tabla 2).

La Línea de Equilibrio glaciar o E.L.A. (Equilibrium Line Altitude), es un parámetro glaciológico de gran interés. Dicha línea determina la



Figura 7. Superficies pulidas y estriadas en el sector de la Cemba Vieya (Macizo Occidental, septiembre 2003).
Figure 7. Abraded surfaces in Cemba Vieya area (Occidental Massif, September 2003).

separación entre el área de acumulación y ablación de un glaciar, aportando así información sobre el balance de masa de un glaciar. En la medida que el balance de masa de un glaciar está estrechamente relacionado con las condiciones topoclimáticas y sus variaciones (entre otros factores condicionantes pueden citarse: el régimen térmico y de precipitaciones, albedo, influencia de la topografía: orientación, exposición, tasa de radiación; sobrealimentación por avalanchas, viento, sobreprotección por cubierta de derrubios, etc...), el balance de masa de un glaciar puede estar sujeto a variaciones estacionales, de ahí que su medición en glaciares actuales se realice con carácter anual e incluso estacional. Dado que el establecimiento de la E.L.A. de cada uno de los glaciares reconstruidos en Picos de Europa durante la Pequeña Edad del Hielo se ha realizado en base a la extensión máxima alcanzada por el hielo durante el avance glaciar histórico, y que por tanto se considera un estadio de equilibrio pasado, el cálculo arroja un valor medio, es decir, se calcula la paleo-E.L.A. media o paleo-M.E.L.A. de cada uno de los glaciares reconstruidos (Ver Tabla 1). Como ya ha mostrado Gross et al. (1977) para los Alpes, estos glaciares de reducido tamaño y geometría regular, suelen tender a presentar ratios menores (con A.A.R. entre 0,5 y 0,6), si bien es cierto que la sobrealimentación por aludes podría haber jugado un papel compensatorio, haciendo descender la línea de equilibrio glaciar. A su vez, a partir de la media de las paleo-M.E.L.A.s calculadas para cada glaciar reconstruido, obtenemos una

cifra media por macizo. En este sentido, y dado el reducido número de valores utilizados para obtener la media aritmética, el valor medio de la paleo-M.E.L.A. de cada macizo debe ser utilizado tan sólo como un valor aproximado y orientativo. Sin embargo, dichas cifras arrojan datos comparativos interesantes: en el caso del Macizo Central, la M.E.L.A. media de los glaciares desarrollados durante la Pequeña Edad del Hielo se sitúa a unos 2.340 m, mientras que en el caso de los glaciares del Macizo Occidental, ésta descendía hasta unos 2.250 m, cifras excepcionalmente bajas en comparación con otras montañas españolas, y que muestran la marcada influencia oceánica del macizo. A pesar de la menor altitud del macizo occidental, con cumbres que no llegan a los 2.600 m, los resultados obtenidos muestran un descenso de las M.E.L.A.s hacia el oeste, en relación a la posición preferencial del macizo del Cornión con respecto a la llegada de los frentes dominantes procedentes del O y NO (Tabla 1).

No obstante, la utilización de las cifras expuestas anteriormente como indicadores de la relación entre clima y glaciares, o como parámetros comparativos con otros macizos montañosos, debe ser tomada con reserva, dada la influencia de los factores topoclimáticos en la génesis y balance de masa de estos pequeños glaciares y su respuesta dinámica a los cambios climáticos globales (Kuhn, 1978, 1989, 1995; Kuhle, 1986, 1988). Prueba de ello, es el hecho de que, fuera de estas localizaciones topográficas excepcionales en las que se desarrollaron los glaciares, a la misma altura, por encima de los 2.200 m, pero con unas condiciones topoclimáticas menos favorables, existen otros terrenos aptos para la acumulación de nieve, pero que no estuvieron glaciados en época histórica. Tal es el caso de las caras norte de Peña Vieja, Torre Blanca, los Campanarios u otros sectores en el circo norte de Peña Santa de Castilla donde, ya sea por su orientación menos favorable, el menor desarrollo de las paredes y por tanto menor protección ante la insolación, la existencia de una topografía menos propicia o los efectos del viento en la acumulación y redistribución de la nieve, no se dieron las condiciones necesarias para la génesis de glaciares. Estos enclaves tan sólo permitieron la acumulación de neveros, término que utilizamos para referirnos a masas de nieve más o menos permanentes. Como

afirma Kuhn (1995) en su estudio sobre glaciares de reducidas dimensiones en los Alpes austriacos, no es el tamaño del aparato, sino el movimiento del hielo, el cual deriva, entre otros factores, de la relación entre la geometría del cuerpo de hielo y la pendiente de la ladera sobre la que se asienta, la característica fundamental que diferencia un glaciar con respecto a otros cuerpos de hielo (heleros) o nieve (neveros).

Uno de los ejemplos más indicativos es el caso del circo norte del Trasllambrión. La ausencia de huellas morfológicas glaciares recientes y el testimonio histórico de Casiano de Prado en 1856, indican que el glaciar no ocupaba la parte superior del circo, hasta el contacto con la pared, sino que su extensión se restringía a la protección que ofrece la sombra de la cresta que se extiende desde Torre Blanca hacia la Collada Blanca. A pesar de estar a una cota superior, entre 2.550 y 2.580 m, y poseer unas pendientes moderadas, aptas para la acumulación de nieve, este terreno permaneció deglaciado. Este hecho muestra que la M.E.L.A. climática regional debía de situarse ligeramente por encima de esa cota, en torno a 2.600 m aproximadamente, a la altura ya tan sólo de las cumbres y crestas principales. Esta estimación parece bastante probable teniendo en cuenta la influencia oceánica del macizo, dada su cercanía al mar, y si se compara con las M.E.L.A.s calculadas para los glaciares más occidentales de la vertiente meridional pirenaica, los de mayor influencia oceánica, que durante la Pequeña Edad del Hielo se situaban a unos 2.700 m (Serrano, 1996).

Durante la Pequeña Edad del Hielo, la alta montaña de los Picos de Europa reunió unas condiciones suficientes para generar unos pocos pequeños glaciares, 300 m por debajo de la M.E.L.A. climática regional, y a favor de unas condiciones topoclimáticas excepcionales, pero no para responder, dada su situación en el umbral límite de glaciación, a las fluctuaciones climáticas menores acaecidas en época histórica. En todos los sectores analizados sólo llegó a formarse un único arco morrénico, probablemente construido durante los momentos más fríos de la Pequeña Edad del Hielo. El reducido tamaño de los glaciares, su corta duración en el tiempo, y una escasa capacidad de respuesta morfodinámica a las fluctuaciones climáticas menores, no favoreció el desarrollo de una

secuencia morrénica compleja. Pero en algunos de los casos analizados, las morrenas presentan signos de haber sido retrabajadas, como consecuencia de pulsaciones menores, que habrían supuesto un ligero aumento del volumen, más que de la superficie de estos pequeños glaciares.

En el caso de Picos de Europa, al igual que se ha planteado para muchos de los glaciares pirenaicos y algunos alpinos en situación marginal, como por ejemplo en cotas bajas del Kalkalpen austriaco (Kuhn, 1995), existen evidencias morfológicas de que dichos glaciares fueron generados durante la Pequeña Edad del Hielo y no con anterioridad, de forma que tras el último avance Tardiglaciario, durante buena parte del Holoceno dichos sectores permanecieron deglaciados. La frescura y conservación de las formas, tanto de erosión como de acumulación, muestran una génesis glaciar muy reciente. Además, en algunos sectores, como es el caso del Jou Negro o Peña Santa de Castilla, se puede observar como algunos conos de derrubios que ocupaban los pies de las paredes de los circos fueron removilizados por estos pequeños glaciares, conservándose en la actualidad tan sólo la parte superior de los mismos. La presencia de clastos y bloques afacetados evidencian el transporte subglaciar asociado a esa removilización de los conos de derrubios. Esto nos lleva a considerar que entre el Tardiglaciario y la Pequeña Edad del Hielo, a lo largo del Holoceno, hubo un período de tiempo durante el cual los circos permanecieron deglaciados, lo suficientemente largo como para permitir la construcción de dichos conos de derrubios. Además, partiendo de la reconstrucción de los glaciares históricos y el cálculo de sus paleo-MELAs, las cifras obtenidas muestran que si durante el enfriamiento asociado al máximo de la Pequeña Edad del Hielo el macizo se encontraba en el umbral límite de glaciación, la existencia de un período con condiciones climáticas menos severas (Ej: durante el Óptimo Climático Atlántico), no posibilitaría la existencia de unas condiciones suficientes y adecuadas para la génesis de glaciares, ni siquiera en las localizaciones más favorables. En este sentido, con tan sólo unas temperaturas medias 1°C más altas que las registradas durante el máximo glaciar histórico, se habría producido un ascenso de la M.E.L.A. climática regional del macizo hasta los 2.700-2.750 m aproximadamente, bastante por

encima de las cumbres más altas, e incluso en esos circos con condiciones topoclimáticas excepcionales, glaciados durante la Pequeña Edad del Hielo, rondaría los 2.450-2.500 m, altura a la cual ya no hay superficies susceptibles de acoger glaciares, sino solo grandes paredones verticales.

6. Conclusiones

El análisis de las huellas morfológicas y restos de hielo encontrados, así como de las fuentes históricas, permite constatar la existencia durante la Pequeña Edad del hielo de un glaciario de carácter marginal, en el umbral límite de glaciación, localizado en alturas por encima de los 2.200 m, y relegado a las topografías más favorables, bajo la protección que ofrece la sombra de las paredes norte de algunas de las principales cumbres. Se han reconstruido un total de 6 aparatos glaciares de reducido tamaño, localizados en los macizos central y occidental de los Picos de Europa, y que en conjunto suman una superficie de 26 ha. La escasa entidad del fenómeno glaciar provocó la construcción de unos arcos morrénicos simples, en algunos casos retrabajados por pulsaciones menores que supusieron ligeros cambios de volumen más que de la superficie de los aparatos glaciares.

Se ha calculado la M.E.L.A. de cada macizo correspondiente al máximo glaciar histórico, situándose a unos 2.340 m en las caras norte del Macizo Central, y a unos 2.250 m, en las del Macizo Occidental, por debajo de la M.E.L.A. climática regional, situada en torno a los 2.600 m. La localización geográfica de los Picos de Europa a tan sólo 15 km de la costa cantábrica, así como su abrupto relieve, con desniveles de 2.300 m, hacen del macizo un ámbito de alta montaña de marcada influencia oceánica, en el que factores tales como la orientación y exposición, y los caracteres topográficos de cada circo y, en relación con este último, la sobrealimentación por aludes, ha favorecido la génesis de pequeños glaciares en época histórica, a la vez que condicionado las dimensiones y el comportamiento diferencial de cada uno de los casos estudiados. Los glaciares se localizaban en los circos más elevados y mejor expuestos a la llegada de los frentes húmedos predominantes del N, O y NO, y al abrigo ante la insolación (circos con

tasas de radiación solar muy bajas) que ofrece la sombra de las más altas cumbres. La verticalidad y desarrollo de las paredes de los circos favoreció la sobrealimentación de nieve, aumentando así la tasa de acumulación, a la vez que permitió su conservación, al reducir la ablación.

En comparación con las huellas morfológicas de fases glaciares anteriores reconocidas en el macizo, la frescura y conservación de los arcos morrénicos estudiados, desprovistos de vegetación y procesos de edafización, la conservación de varios cuerpos de hielo estratificado relicto, así como la existencia en todos los casos de superficies pulidas y estriadas, y teniendo en cuenta que sobre calizas el ritmo de desaparición de éstas es de escala secular, muestran un avance glaciar muy reciente, de época histórica, que se presenta como la última fase morfogenética glaciar en el macizo. A falta de dataciones absolutas que establezcan una cronología precisa, y por correlación con lo acaecido en otros macizos de montaña próximos, como los Pirineos, el momento de máxima extensión de los glaciares históricos de Picos de Europa se correspondería, aproximadamente, con la última pulsación glaciar de la Pequeña Edad del Hielo, datada en torno al primer tercio-mediados del s. XIX. De esta forma, el testimonio de Casiano de Prado en 1856, que habla de unos glaciares en contacto con sus frentes morrénicos, podría coincidir o aproximarse con el momento de máxima extensión de los glaciares de Picos de Europa. Los relatos de Saint Saud y Penck, de finales del s. XIX, se referían ya a unos glaciares que, probablemente, habían comenzado a retroceder hacía varias décadas, desde mediados del s. XIX. Como indican los testimonios posteriores, durante el primer tercio del s. XX, la mayor parte de ellos, si no todos, habrían cesado su actividad, convirtiéndose en heleros, e incluso, en algunos casos, desapareciendo totalmente, de forma que el espacio dejado por éstos, ha sido ocupado por neveros permanentes. En la actualidad no existen glaciares en el macizo, de forma que los cuerpos de hielo existentes son heleros residuales, heredados de la Pequeña Edad del Hielo, pero carentes de dinámica, ya que no se ha observado en ellos huellas que denoten su movimiento actual.

Todo lo expuesto, permite incluir a los Picos de Europa, junto a Pirineos y Sierra Nevada, en el

grupo de macizos de alta montaña peninsulares en los que se ha registrado un avance glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo.

7. Agradecimientos

Este trabajo se ha desarrollado como parte de una investigación financiada por la Fundación Marcelino Botín. Quiero mostrar mi agradecimiento al Dr. Serrano Cañadas y al Dr. García Merino por su apoyo y discusiones sobre la investigación. También agradezco al Dr. Bauer y la Dra. Kretschmer, del Instituto de Geografía y Estudios Regionales de la Universidad de Viena (Austria), donde se ha obtenido y analizado parte de la documentación utilizada. Doy las gracias también a Javier Chueca y Jaume Bordonau por las sugerencias y correcciones realizadas al texto original.

8. Bibliografía

- Alonso, V. y González Suarez, J.J. (1998). Presencia de hielo glaciar en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica). El helero del Jou Negro. *Rev. C&G*, 12 (1-2), 35-44.
- Bertrand, G. (1971). Morphostructures cantabriques: Picos de Europa. Montaña de León et Palencia. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 42 (1), 49-70.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M. (1986). Morfología glaciar comparada en las montañas cantábricas (Sierra de Peña Sagra y Macizo Oriental de los Picos de Europa). *Ería*, 87-107.
- Castañón Álvarez, J.C. y Frochoso Sánchez, M. (1998). La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámica en los Picos de Europa. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte y A. García Navarro ed.). Publicaciones de la Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.
- Clark, R. (1981). Cold climate features of the Cordillera Cantábrica, Northern Spain. *Biuletyn Peryglacjalny*, 24, 5-18.
- Delgado Úbeda, J.; Boada, J.M. y Hernández Pacheco, F. (1932). Guía de los sitios naturales de interés nacional. El Parque Nacional de la Montaña de Covadonga. Comisaría de Parques Nacionales, Madrid, 132.
- Farias, P. (1982). La estructura del sector central de los Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 12, 63-72.
- Flor, G. y Bailón-Misioné, J.I. (1989). El glaciarismo cuaternario de los Puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, Occidente de Cantabria). *Rev. C&G*, 3 (1-2), 27-34.
- Frochoso Sánchez, M. (1980). El Macizo Central de los Picos de Europa y sus glaciares. *Ería*, 1, 67-87.
- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C. (1986). La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario (Picos de Europa, NW España). *Ería*, 193-209.
- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C. (1995). Comments on «Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain» by González Suárez and Alonso. *Journal of Glaciology. Correspondence* 41 (138), 430-432.
- Frochoso Sánchez, M. y Castañón Álvarez, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. Perez Alberti, A. Eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 65-137.
- Gale, S.J. y Hoare, P.G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41 (1), 81-96.
- González Suárez, J.J. y Alonso, V. (1994). Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. (Correspondence). *Journal of Glaciology*, 40 (134), 198-199.
- González Suárez, J.J. y Alonso, V. (1996). Reply to the comments of Frochoso and Castañón on «Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain» by González Suárez and Alonso (correspondence). *Journal of Glaciology*. 42 (141), 386-389.
- González Trueba, J.J.; Ruiz Pino, Y. y Serrano Cañadas, E. (2002). Huellas morfológicas del glaciarismo histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo Central de los Picos de Europa, Cordillera Cantábrica. Primera Aproximación. En *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial* (Serrano, E. y García De Celis, A. Eds.). Sociedad Española de Geomorfología. Departamento de Geografía, UVA, . 183-193.
- González Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa. Servicio de Publicaciones, Universidad de Cantabria, Santander, 225 pp. (En prensa).
- Gross, G.; Kerschner, H. & Patzelt, G. (1977). Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12 (2), 223-251.
- Grove, J.M. (1988). *The Little Ice Age*. Methuen, London, 498 pp.
- Grove, J.M. (2004). *Little Ice Ages: ancient and modern*. Vol. I y II. Methuen, London, 715 pp.
- Hawkins, F.J. (1985). Equilibrium line altitude and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, N.W.T. Canada. *Journal of Glaciology*, 31 (109), 205-213.
- Hernández Pacheco, F. (1914). Fenómenos de glaciarismo cuaternario en la Cordillera Cantábrica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 45, 407-408.
- Kuhle, M. (1986). The Upper Limit of Glaciation. *GeoJournal* 13, 4, 331-346.
- Kuhle, M. (1988). Topography as a fundamental element of glacial systems. A new approach to ELA calculation and typological classification of paleo-and recent glaciations. *GeoJournal*, 17.4, 545-568.

- Kuhn, M. (1978). Correspondence. On the non-linearity of glacier length response to climatic changes: comments on a paper by H.W. Posamentier. *Journal of Glaciology*, 20 (83), 443-446.
- Kuhn, M. (1989). The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: Theory and observations. En *Glacier Fluctuations and Climate Change* (Oerlemans, J. ed.). Kluwer, Dordrecht, 407 - 417.
- Kuhn, M. (1995). The mass balance of very small glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 31, 171-179.
- Le Roy Ladurie, E. (1967). *Historie du climat depuis 1 à n mil.* Flammarion, Paris, 366 pp.
- Marquínez, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10, 295-315.
- 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. En: *The late Quaternary in the western Pyrenean region* (A. Cearreta y F.M. Ugarte Eds.). Universidad del País Vasco, Vitoria, 143-160.
- Marquínez, J. y Adrados, L. (2000). La geología y el relieve de los Picos de Europa. *Naturaliae Cantabrigiae*, 1, 3-19.
- Martínez de Pisón, E. y Arenillas Parra, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español. En: *La nieve en el Pirineo español*. M.O.P.U., Madrid, 29-98.
- Matthes, F.E. (1950). The Little Ice Age of historic times. En: *The incomparable valley: a geological interpretation of the Yosemite* (F. Frixel ed.). University of California Press/Cambridge, Cambridge University Press, Berkeley, 151-160.
- Meierding, T.C. (1982). Late Pleistocene glacial equilibrium line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18 (3), 289-310.
- Miotke, F.D. (1968). *Karstmorphologische Studien in der glazial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien.* Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover. Heft 4, Selbesverlag der Geographischen Gesellschaft Hannover, Hannover, 161 pp.
- Obermaier, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trabajos del Museo de Ciencias Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geología*, nº 9, Madrid, 41 pp.
- Penck, A. (1897). Die Picos de Europa und das kantabrische Gebirge. *Geographische Zeitschrift Leipzig*. 278-281.
- Pidal, P. y Fernández Zabala, J. (1918). *Picos de Europa*. Club Alpino Español, Madrid (reedición de 1983, Noega Ediciones, Oviedo), 160 pp.
- Prado, C. de (1860). Valdeón, Caín, La Canal de Trea. Ascensión a los Picos de Europa en la Cordillera Cantábrica. *Revista Minera*, 62-72, 92-101.
- Saint-Saud, A.A. (1893). Les Picos de Europa (Monts Cantabriques). *Etude Orographique. Annales Club Alpine Français*, pp.38.
- Saint-Saud, A.A. (1922). *Monographie des Picos de Europa*. (Por los Picos de Europa: desde 1881 a 1924). Traducción de Odriozola Calvo, J.A. Ayalga ediciones. Salinas (Asturias), 280 pp.
- Serrano, E. (1996). Líneas de equilibrio glaciar, glaciares rocosos y paleoambiente postglaciar en la alta montaña pirenaica (Macizo de Panticosa, Pirineo Aragonés). En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Perez, Alberti A., Martini P., Chesworth W. & Martínez Cortizas A. eds.). Ediciones Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 157-170.
- Serrano, E. y González Trueba, J.J. (2001). El relieve del Macizo Central de los Picos de Europa. Periglaciario en el Grupo de Peña Vieja. Trabajo de Campo de la V Reunión IPA-España. Potes (Cantabria).
- Serrano, E. y González Trueba, J.J. (2002). Morfología y evolución glaciar en los Picos de Europa. En: *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. (J.M. Redondo Ed.). Ediciones de la Universidad de León, León, 249- 268.
- Serrano, E. y González Trueba, J.J. (2004a). Morfodinámica periglaciario en el Grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa -Cantabria-). *Rev. C. & G.*, 18 (3-4), 73-88.
- Serrano, E. y González Trueba, J.J. (2004b). El método A.A.R. para la determinación de paleo-ELAs: Análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-32.