

ISSN: 0214-1744



EL GLACIARISMO DE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LAS MONTAÑAS IBÉRICAS. SÍNTESIS Y ESTADO ACTUAL DE CONOCIMIENTO

*Little Ice Age glacier advance in the Iberian Mountains. Synthesis and
present-day knowledge*

Pequeña Edad del Hielo en Montañas Ibéricas

J. J. González Trueba¹, R. Martín Moreno² & E. Serrano³

(1) Dpto. Geografía, Urbanismo y Ordenación del Territorio, Universidad de Cantabria.
Plaza de los Valles, 7^a, 3^o E - 39300 Torrelavega, Cantabria, España.
E-mail: jjgtrueba@hotmail.com

(2) Universidad de Saint Louis, Campus Madrid.

(3) Dpto. Geografía, Universidad de Valladolid.

Resumen: El avance glaciario histórico de la Pequeña Edad del Hielo ha sido registrado en tres de las principales áreas de montaña peninsulares: Pirineos, Picos de Europa y Sierra Nevada. El glaciario histórico de los Pirineos está presente en 15 macizos y más de 100 circos glaciares de su alta montaña, aunque en la actualidad las escasas masas de hielo quedan relegadas a los sectores más elevados. Los glaciares de la Cordillera Cantábrica, hasta 6 pequeños aparatos en el Macizo de Picos de Europa, y Sierra Nevada, cuyo único glaciar constituye el glaciario histórico más meridional de Europa, tuvieron durante la PEH un carácter marginal, muy condicionado por los factores de localización geográfica y topoclimáticos. Se diferencian varios episodios glaciares en las montañas peninsulares durante la PEH: *máxima expansión histórica (final s. XVII – principios s. XVIII); retroceso glaciario menor; avance glaciario secundario (mediados del s. XIX); y retroceso glaciario continuado (desde finales del s. XIX – principios del s. XX)* con transición de dominios glaciares marginales a periglaciares, lo que ha implicado el retroceso e incluso la desaparición de buena parte de los glaciares históricos.

Palabras clave: Pequeña Edad del Hielo, Morfología glaciario, Cambios climáticos, Montañas Ibéricas.

Abstract: “*Little Ice Age glacier advance in the Iberian Mountains. Synthesis and present-day knowledge*”. Little Ice Age glacier advance has been registered in three of the main Spanish high mountain areas: Pyrenees, Picos de Europa and Sierra Nevada. In Pyrenees the LIA glacierization is in 15 different massifs where there are up to 100 cirques, however nowadays the glaciers remain in the highest peaks. The Cantabrian glaciers, 6 in the Picos de Europa Massif, and the Sierra Nevada’s one, the southernmost of Europe, were marginal and dependent on both geographical location and topoclimatical factors. We have found several LIA glaciers variations in the Iberian mountains: *historical maximum (from the end of the c. XVII to the beginning of the c. XVIII), minor retreat, secondary regrowth (mid- c. XIX) and continuous retreat (from the end of the c. XIX to the beginning of the c. XX)*, followed by the almost complete extinction of the glaciers and the increase of the periglacial domain.

Keywords: Little Ice Age, Glacial landforms, Climatic Changes, Iberian Mountains.



González Trueba, J. J., Martín Moreno, R. y Serrano, E. (2005). El glaciario de la Pequeña Edad del Hielo en las Montañas Ibéricas. Síntesis y estado actual de conocimiento. *Rev. C & G.*, 21 (1-2), 57-86.

1. La Pequeña Edad del Hielo: un fenómeno climático a escala global

El clima de la Tierra se ha caracterizado por sus constantes cambios, con fluctuaciones de escala temporal variable, desde la anual o de décadas, a la secular y milenaria, lo que siempre ha traído consigo profundas repercusiones en el medio natural, y con ello, en la vida del ser humano. El último de estos períodos climáticos con repercusión a escala planetaria, y que antecede al calentamiento global que estamos viviendo en la actualidad, fue la denominada Pequeña Edad del Hielo. En su origen, el término *Little Ice Age* -Pequeña Edad del Hielo-, fue introducido por F.E. Matthes (1939, 1950), aunque con un significado más amplio, al hacer referencia a «un período de moderada glaciación que siguió a los momentos más templados del Holoceno»¹. Sin embargo, en la bibliografía internacional reciente, este período de mayor amplitud es frecuentemente denominado con el término *Neoglacial*, haciendo alusión a un período que abarcaría aproximadamente los últimos 4.000 años, caracterizado por fluctuaciones climáticas con periodos fríos, de forma que el momento actual no sería más que una nueva variación, tras un período de recrudescimiento climático histórico, que duró unos pocos siglos (Grove, 1988, 2004). Hoy en día, y a pesar de todo, para hacer referencia a esta última oscilación climática histórica, se ha impuesto el término inglés *Little Ice Age*, siendo frecuentes, entre los autores de las últimas décadas, las traducciones directas al francés, *Petit âge glaciaire*, al alemán *Kleine Eiszeit*, y en castellano, *Pequeña Edad del Hielo*; si bien es cierto, que algunos autores han utilizado otras denominaciones alternativas como *Estadio de Fernau* (Kinzl, 1932), *fase multi-secular histórica o fase multiseccular última de crecimiento de los glaciares* (Le Roy Ladurie, 1967).

La Pequeña Edad del Hielo comprende, pues, entre el s. XIV y mediados del s.XIX, y se caracteriza por un recrudescimiento climático con variaciones de alta frecuencia y de relativa baja magnitud, que produjo cambios ambientales con repercusiones a escala global e influencia en el devenir humano. Las repercusiones socioeconómicas de la variabilidad climática se han detectado en todo el plane-

ta, si bien han sido constatadas con más detalle en las sociedades preindustriales e industriales europeas (Le Roy Ladurie, 1965; 2004; Lamb, 1977; Fagan, 2000).

Este empeoramiento relativo del clima con carácter secular, se caracterizó de forma general por un aumento de las nevadas invernales y de las precipitaciones estivales, así como un descenso térmico que en los momentos más fríos llegó en algunas áreas a ser de 2°C (Lamb, 1982). En todas las áreas glaciadas del planeta supuso un avance y pulsación de los glaciares enmarcado entre los s.XVI y XIX (Matthes, 1939, 1950; Le Roy Ladurie, 1967; Grove, 1979, 1988, 2004; Zumbühl y Holzhauser, 1988).

Es en el ámbito alpino, por su larga tradición cultural y científica en relación con las montañas, donde más ha sido documentado este avance glacial histórico, que en ocasiones llegaba a interferir de forma brusca incluso con los usos y aprovechamientos humanos, dada la proximidad de algunas actividades económicas a los frentes glaciares. Partiendo del antecedente temprano de los naturalistas prerrománticos (De Saussure y Ramond de Carbonnières, entre otros) y decimonónicos (Humboldt, Agassiz, Desor, Vogt, Forbes, Tyndall, etc.), a finales del s. XIX y principios del s. XX, se hace especial hincapié en la relación entre los cambios climáticos acaecidos en los últimos siglos y su efecto sobre la dinámica de los glaciares alpinos. En esta línea se enmarcan algunas publicaciones de este momento, tal es el caso de la obra titulada: *Die Klima-Schwankungen seit 1700*, -Las oscilaciones del clima desde 1700-, publicada por E. Brückner en 1890, o *Geschichte der Schwankungen der Alpen gletscher*, -Historia de la variación de los glaciares de los Alpes-, realizada por E. Richter en 1891. Dos décadas después, E. Brückner realizó una síntesis sobre la *oscilación de los glaciares suizos entre 1800 y 1900*, a partir de datos de H. Düby, que muestran las variaciones de los principales glaciares alpinos desde principios del S. XIX, cuyo máximo lo sitúan en el primer tercio-mediados del siglo XIX, para comenzar un claro decrecimiento a partir de las últimas décadas del s. XIX. Ese mismo año, F.A. Forel, E. Muret y P.L. Mercanton, publican en el anuario del Club Alpino Suizo de 1910,

¹ Desde entonces el término Pequeña Edad del Hielo ha sufrido diversas revisiones (ver al respecto Matthews & Briffa, 2005).

un artículo sobre *las variaciones periódicas de los glaciares de los Alpes suizos*, relacionando las pulsaciones glaciares con las variaciones climáticas registradas en Europa en el último siglo. En él se incluyen dos tablas sobre la evolución pluviométrica de las principales ciudades europeas, así como testimonios pictóricos de principios del s. XIX, que muestran la máxima extensión de algunos de los glaciares alpinos. La tradición científica alpina se enriqueció, de forma indisoluble a su desarrollo, por un poso cultural representado a través de bellos y valiosos textos, pinturas, mapas, grabados y fotografías, donde se ilustraban, de forma expresiva, unos glaciares cuyo avance no sólo fue percibido y estudiado, sino también vivido. El análisis de los testimonios históricos y los datos procedentes de las mediciones científicas con un siglo y medio de antigüedad, han servido de base o complemento a las investigaciones más recientes realizadas a lo largo de la segunda mitad del s. XX. De forma general se ha observado la existencia de un período de avance y pulsación de los glaciares alpinos, con sus primeros signos durante los s. XIV y XV; un crecimiento generalizado durante el s. XVI, que alcanza su máximo durante el s. XVII y continua hasta mediados del s. XIX; y un retroceso generalizado de los glaciares alpinos, con oscilaciones menores intercaladas hasta la actualidad (Le Roy Ladurie, 1967; Messerli et al. 1975, Kuhn et al. 1997; Zumbühl y Holzhauser, 1988). Pero la Pequeña Edad del Hielo no fue un fenómeno climático restringido a Europa occidental, si no que el avance glaciario histórico ha sido registrado, con mayor o menor entidad, en todas las áreas glaciadas del planeta: desde las regiones polares a Norteamérica, los Andes, los macizos de África, hasta Asia y la mayor cordillera del planeta, el Himalaya.

No obstante, la duración e intensidad de este periodo frío varía considerablemente entre unas zonas y otras. Aún hoy existe una gran incertidumbre respecto a cuándo se produjo el inicio de este deterioro climático. Porter (1986) sitúa este periodo en una fase variable y extensa entre 1250 y 1920, Lamb (1977) señala una fase principal entre 1550 y 1700, y Jones y Bradley (1992) apuntan una fase extrema entre 1550-1850. Para Fagan (2000) y Le Roy Ladurie (2004) este periodo comienza en 1300, finalizando hacia 1850 para el primero y en

1860 el segundo. Estas fechas varían mucho entre regiones; el momento más frío se considera en Europa el s. XVII, en Norteamérica el s. XIX y en el Atlántico norte subtropical y los Andes los siglos XVII y XVIII (Mann, 2002). Estas variaciones regionales podrían haberse debido en parte a los cambios en los modelos de circulación atmosférica (Mann, 2002). Durante las fases más frías de este periodo (probablemente 1550-1750), la reducción máxima de la temperatura fue de hasta 1.3°C en Europa Central, 1.5°C en Dinamarca, 0.9-1.5°C en Inglaterra y de 1.5-2°C en Escocia (Lamb, 1982).

Según Martínez de Pisón (2002), la primera mención a la existencia de fluctuaciones climáticas históricas en España fue realizada por Ignacio Olagüe, quien en 1951 destacó la existencia de dos periodos: en el s. XVI, detectado por las alteraciones en la producción agropecuaria, y desde principios del s. XX, constatado por el retroceso generalizado de los glaciares pirenaicos. Estudios recientes sobre dendroclimatología y climatología histórica en España (Creus, 1991; Martín Vide, 1997; Barriendos y Martín Vide, 1998; Saz y Creus, 2001), señalan la variabilidad del clima desde el s. XII hasta la actualidad. Así por ejemplo, para la costa mediterránea, se han detectado tres episodios de recrudescimiento en las condiciones climáticas, manifestados especialmente a través de un incremento de la actividad tormentosa: el primero entre finales del s. XVI y mediados del s. XVII (1570-1630), el segundo a finales del s. XVIII (1760-1800) y un tercero a mediados del s. XIX (1830-1870). Según Martínez de Pisón (2002) estos fenómenos concuerdan con las crónicas de nevadas intensas y aumento del frío registrado en muchas ciudades españolas entre los siglos XV y XVII, XVIII y XIX, y que como muestra López Gómez (1998), supusieron, entre otros fenómenos excepcionales, la congelación varias veces del Ebro a su paso por Tortosa (Figura 1).

Los efectos más significativos de este recrudescimiento a partir del siglo XIV en la Península Ibérica fueron el incremento de procesos ligados al frío, con consecuencias principalmente en las montañas más altas. De estos procesos el glaciario será el más expresivo, con el desarrollo y crecimiento de glaciares en los macizos más elevados de las montañas peninsulares. Los estudios centrados en el avance glaciario de la Pequeña Edad del

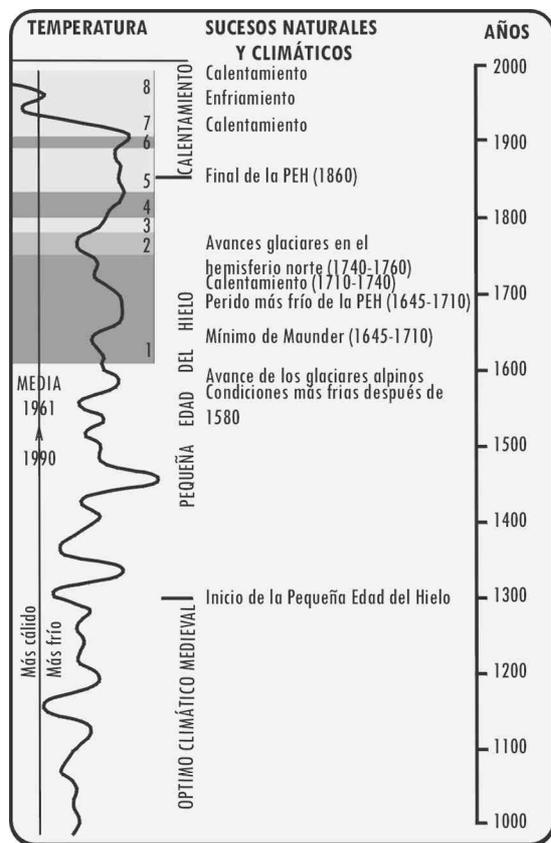


Figura 1. Evolución de las temperaturas y de los acontecimientos naturales durante la Pequeña Edad del Hielo (Modificado de Fagan, 2000). Los números (1 a 8) se corresponden a las fases glaciares de la Pequeña Edad del Hielo en los Pirineos (ver punto 3.2).

Figure 1. Temperature and natural events evolution during the Little Ice Age (Modified from Fagan, 2000). The numbers (1 to 8) are the LIAGlacial phases at the Pyrenees (see point 3.2 in the text).

Hielo en las montañas españolas han sido abordados en las últimas décadas, lo que ha permitido reconocer tres focos de glaciación histórica en la alta montaña española: Pirineos, Picos de Europa y Sierra Nevada (Figura 2).

2. Los Pirineos: el mayor foco glaciar de la Península Ibérica en época histórica

La morfología glaciar es uno de los elementos más importantes en la configuración del los paisa-

jes de la cadena. Si el glaciario pleistoceno ocupó una amplia extensión y remodeló desde los fondos de los valles hasta las cumbres, el glaciario histórico quedó relegado a los circos más elevados de los macizos más altos, y supuso la remodelación de la alta montaña. Los glaciares y heleros actuales del Pirineo, menos ya de una veintena en el Pirineo español y una decena en el francés, y que en conjunto suman unas 290 ha en España y 160 en Francia, se caracterizan por su reducido tamaño y por estar acantonados en altura y en las orientaciones más favorables, al abrigo de las más altas cumbres de la cordillera. Son testigos heredados del último avance glaciar histórico, con morfologías actuales que denotan notables pérdidas de superficie, longitud y volumen, desconexión de las masas de hielo y las morrenas, formas a bisel, enterramiento e incluso desaparición reciente de algunos aparatos. En el conjunto de los Pirineos son diez los macizos de montaña con aparatos glaciares, y en ellos es donde se concentran los estudios sobre la PEH. Pero los restos atribuibles a la Pequeña Edad del Hielo, a partir de los estudios actuales, están presentes en otros muchos macizos y circos hoy deglaciados. Testigos glaciares de la Pequeña Edad del Hielo -morrenas, depósitos morrénicos, conos proglaciares, glaciares rocosos glaciogénicos- se localizan en más de 100 circos de alta montaña pirenaica. Estas huellas se localizan en los macizos de Balaitous, Infierno-Panticosa, Vignemal, Monte Perdido-Marboré, La Munia, Neouvielle, Posets, Perdiguero-Gourg Blancs y Maladeta, así como en los macizos ya desprovistos de hielo glaciar de Tendeñera, Cambalés-Aragón, Ardiden, Culfreda-Batua, Bachimala, Cotiella, Besiberri, Colomers o Pica de Estats, entre otros (Ver figura 3).

Martínez de Pisón (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón 2003) ha recogido los relatos de los viajeros, naturalistas y científicos, en su mayor parte pirineístas franceses, que desde finales del s.XVIII, exploran los Pirineos en su vertiente meridional. Los relatos e investigaciones de pirineístas como Ramond de Carbonnières, Wallon, Russell, Lequetre, Brulle, Bonaparte, Tonellé, Schrader, Mallada, Parrot, Cadier, Gaurier o Trutat, entre otros muchos, acompañados de pinturas, grabados y fotografías, aportan una valiosa información sobre la dimensión, estado y evolu-

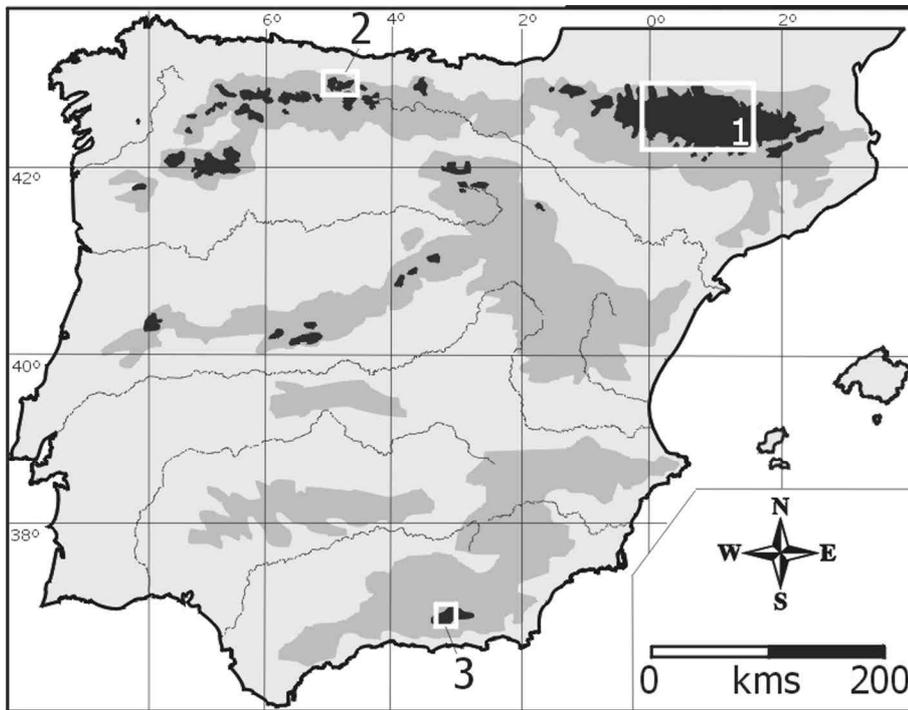


Figura 2. Localización de las montañas glaciadas durante la Pequeña Edad del Hielo en la península Ibérica. 1, Pirineos. 2, Picos de Europa. 3, Sierra Nevada. En negro el ámbito glaciado de la península Ibérica en el Pleistoceno.

Figure 2. Location of glaciated mountain during the Little Ice Age at the Iberian Peninsula. 1, Pyrenees. 2, Picos de Europa. 3, Sierra Nevada. Black colour point up the glaciated area during the Pleistocene at the Iberian Peninsula.

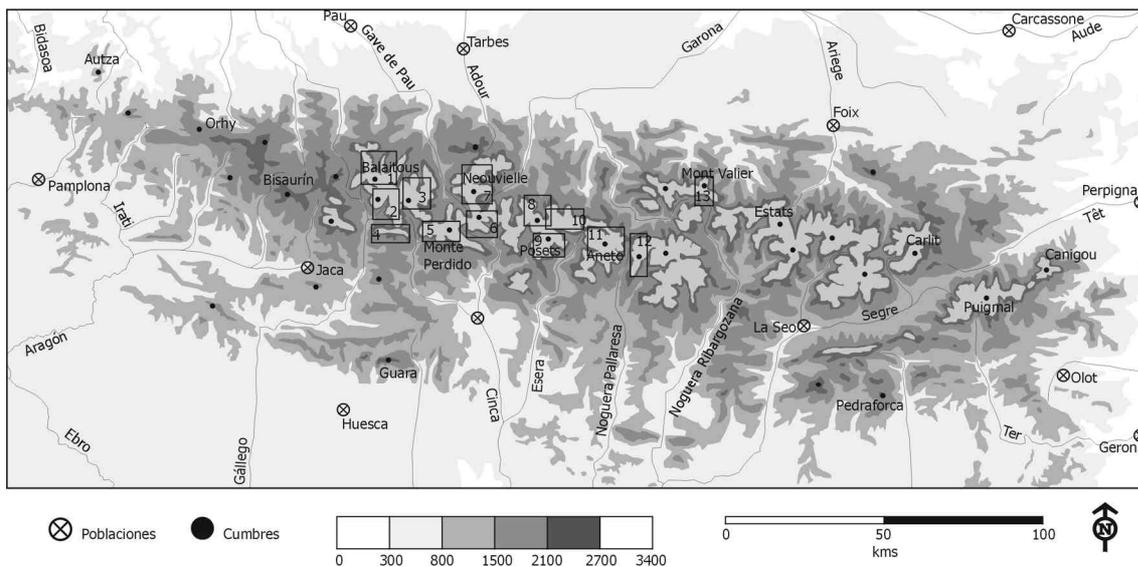


Figura 3. Localización de los macizos glaciados en los Pirineos durante la Pequeña Edad del Hielo.

Figure 3. Location of glaciated massif at the Pyrenees during the Little Ice Age.

ción de los glaciares pirenaicos desde su máximo histórico y han sido utilizados para reconstruir la evolución del glaciario histórico (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Serrano, 1991, 1998; Grove y Gellatly, 1995; McGregor et al. 1995; Martínez de Pisón, 2001; Chueca et al. 2003; Grove, 2004). De estas aportaciones, muy variadas en cuanto a la descripción o análisis y las zonas estudiadas, destacan las que prestan especial atención a los glaciares o los macizos glaciados, interesados por los glaciares mismos pero no por enmarcarlos en su contexto geomorfológico y cronológico. Se trata de aportaciones originales al estudio de los glaciares (ver en Martínez de Pisón y Arenillas, 1988 pp.30-34)² que constituyen fuentes originales previas a la conceptualización de la Pequeña Edad del Hielo, a finales de los años 30 del siglo XX. Entre ellos destacan las aportaciones de Ramond de Carbonnières, que señala y describe la expansión de los glaciares a finales del siglo XVIII, sobre todo en el macizo de Monte Perdido, y Russell, cuyos estudios del glaciar de Vignemale registran las variaciones del mismo a finales del siglo XIX y realiza observaciones en diferentes macizos. Schrader realiza una labor cartográfica y estudios sistemáticos y detallados, con descripciones y mediciones en los glaciares del Pirineo, que supone un avance y una importante fuente de conocimiento para finales del siglo XIX; o Gaurier, que emprende el estudio sistemático y el control de los glaciares pirenaicos franceses en los años 20 y 30 del siglo XX, legando, junto a los estudios de Schrader y Trutat, rigurosos datos sobre la presencia, extensión y evolución de los glaciares pirenaicos desde mediados del siglo XIX hasta los años treinta del siglo XX. A estos trabajos hay que añadir las aportaciones glaciológicas de la ciencia española que se realizan en los años 20 y 30 (Vidal Box, 1933; Gómez de Llarena, 1936; Hernández Pacheco y Vidal Box, 1946), centradas en la dinámica glaciar pirenaica.

Menos conocida es la aportación de la escuela germana alpina al conocimiento de los Pirineos,

con interesantes trabajos de Albrecht Penck (1883, 1884, 1885), C. Diener (1887) o C. Täuber (1910). Las montañas españolas, y en especial los Pirineos, suscitaron un gran interés en el geógrafo alemán A. Penck, pues afronta el estudio de formas de relieve propias de un ambiente de alta montaña deglaciada, como son los Pirineos, que le sirve para entender mejor algunas cuestiones sin resolver en los Alpes, donde los circos y valles de altura estaban aún ocupados por glaciares (Penck, 1884). En sus trabajos aborda las características generales del conjunto pirenaico, comparándolo con los Alpes, y analiza su orografía y geología, señalando su desacuerdo con la agrupación de los Pirineos y las Montañas Cantábricas en los *Pirineos Cantábricos*, postura defendida por la mayor parte de los autores españoles y franceses de la época. El estudio del glaciario ocupa un lugar destacado en sus trabajos, especialmente en lo que se refiere a la reconstrucción del máximo glaciar, pero también son frecuentes las alusiones al estado de los glaciares “actuales”. De esta forma, para finales del s. XIX, sus cálculos situaban la altitud de la línea de equilibrio (a pesar de utilizar el término *Schneelinie* –línea de las nieves–, lo hace en el sentido moderno de ELA.), a 2.900 m para el caso de los Pirineos Orientales, a 2.800 m para los Pirineos Centrales (tomando como buenos los cálculos de Ramond de Carbonnières), y a 2.600 m para los Pirineos Occidentales. El descenso progresivo de la ELA de los glaciares pirenaicos hacia el oeste, observado en sus estudios, lo atribuía a la influencia oceánica.

Los estudios más detallados del glaciario histórico de la cadena se inician a partir de la segunda mitad del s. XX, con aportaciones puntuales desde la geografía francesa y anglosajona (Plandé, 1947; Barrere, 1952, 1953; Brunet, 1955, 1956; Galibert, 1965; Taillefer, 1964, 1968; Angely, 1967; Viers, 1973; Tihay, 1992; Grove y Gellatly, 1995; McGregor et al. 1995; René, 2003; Grove 2004). En España se inician las citas sobre el glaciario histórico desde los años 50 del siglo pasado (Solé, 1951, Martí Bono et al., 1978), pero

² Los relatos, descripciones y estudios de estos pirineístas son cada día más accesibles por las reimpresiones en francés y porque algunos de ellos han sido recientemente traducidos a lenguas hispánicas y permiten un fácil acceso. Por ejemplo, F. Biarge (ed.) (2000). *Pirineístas franceses (1871-1895)*. DGA, Zaragoza. Tonellé, A. (2000). *Tres meses als Pirineus*. Garsineu Edicions, Tremp. Ramond de Carbonnières, L. (2002). *Viajes al Monte Perdido y a la parte adyacente de los Altos Pirineos (Francia, 1801-1804)*. O.A.P.N. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid. Russell, H. (2002). *Recuerdos de un montañero*. Barrabés, Huesca. Schrader, F. (2005). *Pirineos, 1874-1919*. O.A.P.N. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

el estudio sistemático de los restos de la Pequeña Edad del Hielo y los glaciares pirenaicos comienza con los trabajos del INEGLA desde 1977 (Nicolás, 1981, 1986; Alonso et al. 1983; Alonso y Martínez de Pisón, 1983; Martínez de Pisón y Arenillas Parra, 1988), que abre paso al estudio detallado de los testigos morfológicos de la Pequeña Edad del Hielo en los diferentes macizos pirenaicos, con aportaciones sobre macizos, complejos morrénicos o valles puntuales (Nicolás, 1986, Serrano y Agudo, 1988, 1998; 2004; Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz, 1989; Serrano, 1991, 1996, 1998a, 1998b; Martínez de Pisón et al., 1992, 1995, 1998; García Ruíz et al., 1992; Bordonau et al., 1992; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1994; Chueca y Julián, 1996; Chueca et al., 1998a, 1998b, 2001, 2003; Mateo y Gómez Ortíz, 1998, 2000; López Moreno, 2000; Serrano et al., 2001, 2002a; Martín, 2004, 2006) y síntesis del glaciario histórico y su evolución (Serrano y Martínez de Pisón, 1994; García Ruiz y Martí, 1994; Copons y Bordonau, 1997; Chueca et al. 1998, Julián y Chueca, 1998), casi todo ello en relación con el estudio de los glaciares actuales y su retroceso reciente, en mayor medida que con la Pequeña Edad del Hielo.

2.1. Los glaciares históricos de la Pequeña Edad del Hielo

El glaciario histórico de los Pirineos está presente en, al menos, 15 macizos pirenaicos y más de 100 circos glaciares de la alta montaña pirenaica, en los que en periodos históricos recientes se desarrollaron glaciares, en su mayor parte alojados entre las paredes de las cumbres más elevadas. Sólo en algunos circos fueron capaces de desbordar esas altas cabeceras mediante lenguas incipientes que llegaron a superar en algunos casos los 2 kilómetros de longitud, si bien lo más frecuente fue que, cuando tenían lengua, no alcanzaran el kilómetro de longitud. Lo más común fue el desarrollo de glaciares de circo, con lenguas muy reducidas o inexistentes. Pequeños nichos que generaron complejos morrénicos voluminosos y retocados por las múltiples pulsaciones glaciares en Frondellas, Infierno oriental, Tendeñera, Monferrat, Soum de Ramond, Posets, Neouvielle, Salenques o

Besiberri. Casos en los que los glaciares han desaparecido o han sido sustituidos por heleros y la presencia de morrenas nos permiten la reconstrucción parcial de la evolución glaciario histórica. Los glaciares de Aneto, Maladeta, Monte Perdido, Las Néous, Vignemale, el Infierno o La Paúl son ejemplos de estos glaciares que todavía perduran, hoy alojados en los circos y carentes de lenguas, que han configurado complejos morrénicos de los que en la actualidad están separados unos centenares de metros. Hemos analizado por grupos y macizos los restos morfológicos y glaciológicos más importantes estudiados en los Pirineos, que se distribuyen en nueve grandes macizos y otros tantos restos dispersos en cumbres menores desde los valles de Hecho o Tena, en Aragón, al oeste, hasta el Couserans, en el Ariège, en los Pirineos orientales.

-Macizo de Balaitous: Forma una amplia pirámide granítica de 3.146 m, rodeada de altos macizos y conectada con las cumbres contiguas por agudas crestas que forman un elevado cordal desde el Pico de Arriel (2.824 m) hasta la Punta del Cristal (2.889 m), destacando el Balaitous y el Pic Palás (2.974 m), y un ramal al suroeste, con la cumbre del Frondellas (3.069 m). En torno a las crestas se localizan una docena de circos con huellas morfológicas de la Pequeña Edad del Hielo. En este macizo hay interesantes menciones de Wallon, Cadier, Plandé en 1933 y Barrère en 1953, y estudios recientes sobre las huellas glaciares de la Pequeña Edad del Hielo se han centrado principalmente en la reconstrucción de su extensión y evolución (Alonso et al. 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón y Serrano, 1998; Grove, 2004). Las principales restos de este periodo se localizan en circos con orientaciones septentrionales (Las Néous, Pabat, Arraille, Batcrabère, Frondellas), con los complejos externos a 2.300 m en Las Néous, el glaciar más extenso del macizo durante el máximo histórico, y 2.650/2.700 m en Frondellas. Al sur, el glaciar de la Brecha Latour alcanzó los 2.800 metros, altitudes a las que se localizan restos en las crestas de Frondellas. En la actualidad se localiza un único glaciar (Las Néous, subdividido en dos masas) y se menciona algún helero de reducidas dimensiones en Pabat y Frondellas.

-Macizo del Infierno-Panticosa: constituye una agrupación de cordales de muy diversa orientación

en torno al batolito granítico de Panticosa, donde la aureola metamórfica alcanza las máximas alturas en los macizos del Infierno (3.072 m), Argualas (3.046 m), Punta Zarra (2.947 m) y Grande Fache (3.005 m). El conjunto granítico se extiende al este en una sucesión de crestas y circos de altitudes en torno a los 2.500-2.800 m con las máximas altitudes al norte (Araitille, 2.900 m). En este sector se encuentran más de 14 circos con restos glaciares atribuibles a la P.E.H. Sobresalen los restos del glaciar del Infierno, cuyos estudios inicia Russell en 1867, y continúan Lequette y Gaurier. En el circo del Infierno (Barreré, 1956; Martínez de Pisón y Arenillas, 1983; Serrano y Agudo, 1988; Serrano, 1991; 1998) se han registrado cinco fases: una de máxima expansión en la que el glaciar alcanzó los 2.580 m y la ELA de la PEH se ha estimado en 2.725+25 m; pulsaciones menores en el retroceso; una fase de equilibrio con pulsaciones menores; un avance rápido que generó morrenas estriadas; y una pulsación menor reciente, con retroceso y recubrimiento paulatino del glaciar actual (Figura 4). Otros restos importantes se desarrollaron en la Punta Zarra, con el frente a 2.580 m y la ELA estimada a 2.700+5 m, o en Xuans, con las morrenas a 2.500 m. Las restantes huellas morfológicas se localizan en el interior de los circos graníticos o al pie de las paredes mayores siempre por encima de los 2.600 m de altitud y en orientaciones preferenciales al norte, sobresaliendo la existencia de glaciares rocoso atribuibles a este periodo, que representan el 50% de los aparatos de la Pequeña Edad del Hielo en el macizo de Panticosa (Serrano, 1991; 1996; 1998). La M.E.L.A. ha sido estimada en 2.750 metros en las laderas septentrionales.

En la actualidad las masas heladas de la PEH han desaparecido mayoritariamente, restando tan sólo el glaciar del Infierno y los heleros del Infierno oriental y Punta Zarra, así como el glaciar rocoso de las Argualas, activo, pero heredado del Holoceno, capaz de perdurar durante la PEH y hasta la actualidad (Serrano et al. 2005) (Tabla 1).

-Macizo de Vignemale: Forma un elevado y voluminoso promontorio que alcanza los 3.298 metros en la Pique Longue, conformando una cresta en forma de herradura con cumbres de más de 3.000 metros (Petit Vignemale, 3.022 m; Pointe Chausenque, 3.147 m; Clot de la Hount, 3.289 m; Cerbillona 3.247 m; Montferrat, 3.219 m, Tapou,

3.150 m) en cuyo interior se aloja el glaciar de Ossue. Al exterior del macizo, se desarrollaron al menos cuatro glaciares, en su mayoría orientados al norte (Gaubé -hoy subdividido en los glaciares de Petit Vignemale y Oulettes de Gaubé-, Montferrat y Clot de la Hount), pero también orientados al sur (Tapou-Montferrat y Cerbillona). Aunque existe una abundante información glaciológica de Gaubé y Ossue hasta los años 30 del siglo XX - de Russell, en 1879, Brulle en 1879 o Gaurier en 1909-, con posterioridad las huellas morfológicas de la PEH ha sido objeto de atención limitada en todo el macizo (Alonso et al. 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Grove y Gellatly, 1995; René, 2001; Grove, 2004).

El glaciar de Ossue, cuya zona de alimentación se localiza por encima de los 3.100 m, alcanzó más de 3 km de longitud a finales del siglo XVIII y edificó un complejo morrénico de 5 arcos, en el que sobresale la voluminosa morrena lateral con el

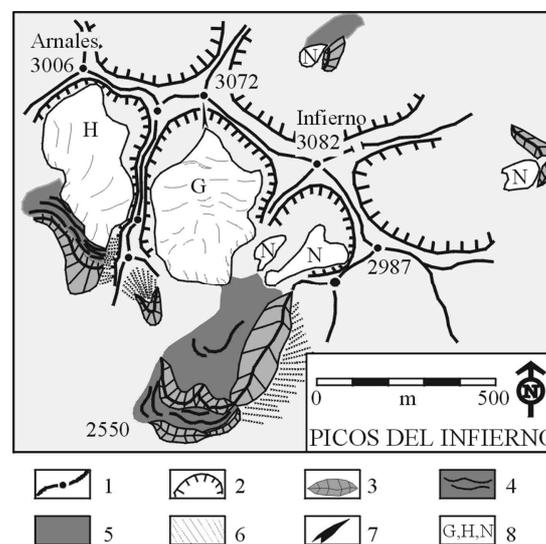


Figura 4. El macizo del Infierno, sus glaciares actuales y las formas glaciares de la Pequeña Edad del Hielo. 1. Cordales y cumbres. 2, circos glaciares. 3, Morrenas principales. 4, arcos morrénicos menores. 5, depósitos morrénicos dispersos. 6, Taludes de derrubios. 7, canales de aludes. 8, G, glaciar; H, helero, N, neveros.

Figure 4. The Infierno massif, present-day glaciers and Little Ice Age landforms. 1, summits and divide. 2, glacial cirques. 3, Main moraines. 4, Smallest moraine arches. 5, till. 6, debris talus. 7, avalanche tracks. 8, G, glaciar; H, ice; N, snow.

Tabla 1. Glaciares representativos del macizo del Infierno-Panticosa durante la PEH.
 Table 1. Representative glaciers of the Infierno-Panticosa Massif during the Little Ice Age.

Glaciar	Orientación	Altitud frente m	Superficie km ²	Longitud m	ELA m s n m
Infierno occidental	N	2580	0,41	1000	2725
Punta Zarra	N	2580	0,1	375	2700
Xuans	N	2500	—	—	—

Datos: Serrano, 1996, 1998.

frente a 2.200 m de altitud. Los datos de Russell permiten confirmar la presencia del frente a 2.400 metros de altitud en 1865 (Grove y Gellatly, 1995) sobre un importante umbral. Estos autores registran un nuevo periodo de equilibrio en 1927, con un complejo morrénico compuesto por más de diez arcos que permiten reconstruir el retroceso del glaciar, que ha perdido 1,5 km de longitud y retrocedido 200 metros en altitud en 58 años. Una evolución similar es la del circo glaciar de Gaube, donde la orientación septentrional y la localización de los circos en cotas más bajas (2.500-2.700 m) y bajo paredes de más de 600 metros ha significado un acortamiento menor del glaciar, hoy subdividido en dos aparatos. El complejo morrénico de ocho arcos y los datos históricos han permitido a Grove y Gellatly (1995) reconstruir la posición de los frentes a finales del siglo XVIII, cuando el glaciar tenía menos de dos kilómetros y el frente situado a 2.200 metros; y en 1927, con el frente ubicado a 2.330 m., retrocediendo un total de 500 m desde el siglo XVIII. En los circos de Cerbillona, orientado al W, y Tapou, al S., las morrenas externas se localizaban a 2.750 m, y en Clot de la Hount, orientado al NW, a 2.900 m.

En la actualidad en el macizo quedan tres glaciares, dos de ellos de muy reducidas dimensiones (Petit Vignemale y Oulettes), y el importante glaciar de Ossue, alojado en altura y hoy sin lengua, que alcanza las 59 Has de superficie, además de tres heleros (Montferrat, Montferrat-Tapou y Clot de la Hount).

-*Macizo de Monte Perdido-Marboré*: El macizo de Monte Perdido-Marboré forma una cresta de 11 km de longitud orientada de W a E, que desde el Gabietou (3.033 m) se alarga en cumbres que superan los 3.000 metros (Casco, 3.006 m, Tour, 3.012 m, Marboré, 3.253 m). Forman hacia el norte grandes paredes con circos encajados en altura como

los de Taillón y Gabietous, o amplios como el de Gavarnie. Desde el Marboré la cresta se divide en dos ramales con la misma orientación, del Astazou a la Brecha de Tucarroya y del Marboré al Soum de Ramond (3.305 m). En esta última cresta se encuentra el Cilindro (3.327 m) y el Monte Perdido (3.352 m), en cuyas paredes septentrionales se alojaron los glaciares de mayor desarrollo (Cilindro y Monte Perdido). Las formas glaciares se localizan en circos orientados al norte preferencialmente, con 15 circos en los que se alojaron glaciares durante la PEH. Al sur, seis circos estuvieron ocupados por el hielo, con aparatos de reducidas dimensiones alojados en altura que depositaron complejos morrénicos simples por encima de los 2.800 m (2.800 m en el Taillón, 3.000 m en el Soum de Ramond). Al norte, además de glaciares en lengua bien desarrollados que alcanzaron los 2.400 m en Gabietou y los 2.200 metros en el Taillón, desde el Casco al Marboré, se desarrollaron pequeños aparatos alojados en altura, colgados sobre las paredes (Epaule, Cascade, Marboré), o cobijados en circos encajados bajo paredes de más de 600 metros. Este conjunto ha sido objeto de atención y mediciones por parte de numerosos investigadores, tanto en la vertiente francesa (Tihay, 1992; Grove y Gellatly, 1995; Gellatly et al. 1995; René, 2000; Grove, 2004) como en la española (Alonso *et al.* 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Nicolás, 1983, 1986; Martínez de Pisón et al. 1995; García Ruíz y Martí Bono, 2001; Martín, 2004, 2006).

El circo de Tucarroya, amplio valle colgado circundado por el Monte Perdido, Marboré y los Astazou por encima de 2.500 m, constituye uno de los ámbitos del Pirineo remodelados en mayor medida durante la P.E.H. Los complejos morrénicos se sitúan en el fondo de valle, ocupando su posición meridional bajo las cumbres de Marboré y

Monte Perdido. Éste aloja el glaciar de Monte Perdido, el tercero en extensión del Pirineo en la actualidad, que en el pasado histórico desbordó el circo de Tucarroya hacia Pineta. El glaciar del Monte Perdido, y sus depósitos, ha suscitado desde antiguo el interés de numerosos estudios: Ramond en 1797 y 1802 (1927); Tonnellé en 1858 (1977); Schrader (1936); Bonaparte y Rochebabe; Gaurier de 1900 a 1909 (1921); Gómez de Llarena, (1936); Hernández Pacheco & Vidal Box, (1946); Boyé, (1952); Nicolás (1981; 1986); Martínez de Pisón & Arenillas, (1988); Ferrer et al. 2003; García Ruiz y Martí Bono (2001); Martín (2004; 2006). En el Monte Perdido se observan formas –principalmente morrenas estriadas o *fluted moraines*- que hacen pensar en la existencia de diferentes episodios glaciares a lo largo de la PEH, señalados por un cordón externo y continuo con unas morrenas bien conformadas que alcanzaron los 2.450 metros; morrenas estriadas que señalan la posibilidad de una oleada glacial de poca entidad; y morrenas menores alojadas al pie de los escarpes, en torno a 2.600 m (Figura 5). Existen diversos trabajos que recopilan ilustraciones y fotografías donde es posible ver esta evolución (Nicolás 1986; Martínez de Pisón & Arenillas (1988); Martínez de Pisón (1997) –inédito; Boletín Glaciológico Aragonés (2002); y Martínez de Pisón (2003).

Actualmente persisten 4 glaciares (Gabetous, Taillón, Pailla y Monte Perdido), este último doblado en dos glaciares, y siete heleros (Tabla 2).

-*Macizo de La Munia*: El pico de La Munia (3.133 m) forma parte de la gran muralla que cierra el circo de Troumouse en una cresta continua desde el pico de Troumouse (3.085 m) al Pène Blaque (2.905 m), de los que parten cordales menores como el de Robiñera (2.983 m), o del puerto de Barroude. En torno a estas crestas se localizan al menos siete circos glaciares con formas atribuibles a la PEH. Todos ellos han sido poco estudiados y



Figura 5. Acanaladuras morrénicas, o flutes, desarrolladas sobre la morrena de la máxima extensión de la PEH en el glaciar de Monte Perdido a consecuencia del último avance glacial histórico.

Figure 5. Moraine flutes generated by the last historical glacial advance on the maximum extent of LIA moraines at the Monte Perdido glacier.

son mal conocidos (Alonso et al. 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Grove y Gellatly, 1995; René, 2003; Grove, 2004), sobre todo aquellos circos deglaciados desde el siglo XIX. Los restos más importantes están en circos orientados al norte, a favor de la umbría y paredes de 200-500 metros

Tabla 2. Glaciares representativos del macizo de Monte Perdido durante la PEH.
Table 2. Representative glaciers of the Monte Perdido Massif during the Little Ice Age.

Glaciar	Orientación	Altitud frente m	Superficie km ² aprox.	Longitud m aprox.	ELA PEH m s n m
Monte Perdido	NNE	2515	1	1300	2700
Marboré	NE	2580	0,6	900	—

Datos: Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martín, 2006.

con abundante sobrealimentación por aludes, con glaciares que alcanzaron cotas bajas, 2.550 m en La Munia, 2.370 en Barroude y 2.500 en Robiñera.

En la actualidad sólo queda el glaciar de la Munia, con 4,5 Ha, y los heleros de Barroude y Robiñera.

-Macizo de Neouvielle: En torno al Pic de Neouvielle (3.092 m) y al Pic Long (3.191 m), conectados por una arista de orientación N-S, se suceden un conjunto de circos en los que, al menos en media docena, existen huellas de los glaciares de la P.E.H. No existen muchos estudios recientes de este macizo (Grove, 2004), aunque es bien conocido el retroceso del glaciar de Pays Baché a partir de los estudios de Schrader, Michelier, Gaurier y Maury –quien confeccionó un detallado mapa en 1907-. En torno al Neouvielle, en los circos de Neouvielle y Aubert los frentes alcanzaron los 2.860 m y los 2.690 m en el de Maniportet. Tan sólo el circo de la Breche de Neouvielle, el de menos extensión, posee una orientación meridional (SE), los demás están orientados al norte. En torno al Pic Long se ubicaron los glaciares más importantes, el del circo de Tourrat, cuyas morrenas se sitúan en torno a 2.630 metros y el glaciar de Pays Bache, orientado al NE y cuyo frente se localizó a 2.780 metros. A partir de las fuentes históricas Grove (2004) muestra la posición de los frentes en 1856, cuando el glaciar alcanzaba las morrenas del máximo histórico, y de 1906, depositando un complejo morrénico con más de una docena de arcos morrénicos. En la actualidad no existen glaciares en este macizo, donde persisten dos heleros residuales en los circos de Tourrat y Pays Baché (René, 2001).

-Macizo de Posets: voluminoso macizo formado por el límite del batolito granítico y su aureola metamórfica, donde se localizan las cumbres más altas (Posets, 3.375 m). Constituye una cresta continua de dirección dominante NE-SW desde Bardamina (3.079 m) hasta el Espadas (3.332 m). En torno a la cumbre y las crestas adyacentes se desarrollaron formas glaciares y periglaciares durante la PEH en al menos ocho circos glaciares en altitud. Los voluminosos restos morrénicos localizados en algunos circos han permitido reconstruir la evolución glaciar durante la PEH y la deglaciación de los circos (Alonso et al. 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Agudo et al. 1989; Serrano et al. 2002; Serrano y Agudo, 2004; Lugon et al. 2004). Los restos de la PEH se localizan preferencialmente en orientaciones septentrionales (N, NE y NW) bajo cumbres de más de 3.000 metros y paredes de 200-400 metros de desnivel, con complicados complejos morrénicos. Los frentes glaciares se ubicaron a 2.690 m. en La Paúl, 2.575 m en Bardamina, 2.750 m en Posets y 2.860 m en Llardaneta, y las ELAs han sido estimadas en 2.825, 2.680, 3.075 y 3.230 m respectivamente para la máxima expansión de la PEH (Serrano et al. 2002) (Ver figura 6). Existen restos complejos de morrenas y glaciares rocosos de diversas épocas que han ocasionado interpretaciones erróneas desde las aportaciones de Schrader, como la conexión de los glaciares de Posets y La Paul durante la PEH, hecho imposible dada la presencia del glaciar rocoso de la Paúl, deformado en su margen occidental por el avance del glaciar de La Paúl, y en su cabecera, por el del glaciar difluente de Posets.



Figura 6. El complejo morrénico frontal de la Pequeña Edad del Hielo de la Paúl, macizo de Posets.
Figure 6. The LIA frontal moraine complex of La Paúl, Posets massif.

Tabla 3. Glaciares representativos del macizo de Posets durante la PEH.
 Table 3. Representative glaciers of the Posets Massif during the Little Ice Age.

Glaciar	Orientación	Altitud frente m	Superficie km ²	Longitud m	ELA m s n m
Paúl	N	2690	0,25	750	2825
Bardamina	N	2575	0,16	300	2680
Posets	E	2750	0,26	650	3075
Llardana	NW	2860	0,27	800	3230

Datos: Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Copons y Bordonau, 1997; Serrano et al. 2002.

Para el conjunto del Macizo del Posets se han diferenciado tres episodios principales (Serrano et al., 2002): una máxima extensión, responsable de la construcción de los complejos morrénicos externos, con la MELA ubicada a 2.965 m; una fase de retroceso inicial y equilibrio, a la que pertenecen las pulsaciones internas de los complejos externos; una fase de retroceso generalizado; una pulsación menor, de expansión rápida, que construye los arcos internos simples y depósitos deformados; un retroceso generalizado, con recubrimientos supra-glaciares y mantos morrénicos, y una última fase que llega hasta la actualidad, de retroceso rápido, con franca regresión de los glaciares e incluso desaparición de algunos aparatos.

En la actualidad existen dos glaciares, la Paúl y Llardana, y dos heleros en rápido proceso de enterramiento, Posets y Los Gemelos (Tabla 3).

-Macizo de Gourg Blancs-Perdiguero: Elevado cordal granítico de 7 kilómetros de longitud orientado de W a E en el que se suceden cumbres de más de 3.000 metros (Gourg Blancs, 3.129 m; Seil de la Baque, 3.012 m; Pico de Portillón D'Oo, 3.050 m; Perdiguero, 3.222 m; Clarabide, 3.020 m; Cabrioules, 3.116 m; Maupas, 3.109 m). Es un macizo con estudios muy puntuales sobre los restos de la Pequeña Edad del Hielo, tanto en la vertiente española (Alonso et al. 1983; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón et al. 1995) como en la francesa (Brunet, 1957; René, 2001, 2003; Grove, 2004).

La orientación septentrional de los circos, su altitud y las paredes continuas posibilitaron los procesos glaciares en 16 circos, con profusión de restos morfológicos pertenecientes a la P.E.H. De este periodo se han inventariado pequeños glaciares cobijados en circos encajados (Spijeoles, Belloc, Poucherges, Cabrioules, Maupás, Graoués)

con complejos morrénicos localizados en torno a los 2600 metros de altitud. Destacaron el conjunto de glaciares en Van desarrollados entre Gourg Blancs y el Portillón, con lenguas incipientes que alcanzaron los 2.570 m. en Gourg Blancs o los 2.580 en el Portillón. Brunet (1957), a partir de los trabajos de Gaurier, constata como este glaciar alcanzaba la morrena frontal en 1912, iniciando un retroceso continuo que implicó su compartimentación en 1950, dominando un retroceso continuado hasta mediados del siglo XX. En todo el conjunto existe un claro dominio de las orientaciones septentrionales, pues sólo pequeños restos en la cara sur del Perdiguero y el glaciar de Literola se desarrollaron orientados al Sur. En este último se aprecian tres morrenas a 2.800 m, que denotan la existencia de una fase máxima, que deposita las grandes morrenas frontales y laterales externas; un complejo menor interno; huellas de morrenas estriadas que señalan un avance repentino, y una última posición de retroceso señalada por una pequeña morrena.

En la actualidad quedan en este conjunto 6 heleros y 4 glaciares (Seil de la Baque, Portillón D'Oo, Cabrioules y Boum).

-Macizo de la Maladeta: El macizo de la Maladeta está constituido por un elevado cordal de orientación dominante E-W, en el que se suceden una docena de cumbres de más de tres mil metros entre el pico de Alba (3.100 m) y el pico Russell (3.205 m), donde destacan la Maladeta (3.308 m) y Aneto (3.404 m), así como cordales de direcciones meridianas hacia Vallibierna y Mulleres. Es un macizo granítico con una fuerte disimetría morfológica que ha posibilitado la existencia de circos encajados al sur de la cresta y circos en Van, al norte, amplios, por encima de los 2800 m y con crestas de poca entidad (100-150 m), donde se ins-

criben más de 25 circos con huellas morfológicas de la Pequeña Edad del Hielo. En este macizo se desarrollaron los glaciares más extensos de la PEH, y aún se concentra el mayor número y los más grandes glaciares actuales (Ver figura 7), por lo que también ha sido objeto de numerosos estudios y descripciones, tanto de los pirineístas pioneros -con escritos o imágenes de Ramond de Carbonnières en 1787, Charpentier en 1810, Franqueville en 1842, Petit en 1861, Trutat en 1876 o Faura en 1923 y 1926-, como actuales, con un marcado carácter glaciológico de los estudios, aunque también morfológico, por lo que es el ámbito con morfología glaciar histórica mejor conocido (García Sainz, 1945; Galibert, 1956; Martínez de Pisón, 1986; 1989; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; García Ruiz et al. 1992; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1994, 1996, 1998; Chueca y Julián, 1996; Julián y Chueca, 1998; Chueca et al. 2001, 2003).

Hasta hoy han sido inventariados 16 glaciares en la PEH (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1996), así como 11 glaciares rocosos atribuidos a este periodo (Lampre, 1996, Serrano y Agudo, 2004). Los glaciares de la Maladeta fueron los de más extensión de la cadena, destacando el glaciar de Aneto, caracterizado por la amplia zona de acumulación, de 1.800 m de ancho, y dos lenguas, así como otros importantes aparatos como Maladeta, Barrancs, o Tempestades al norte y Coronas o Llosás al sur (Tabla 4). Los circos poseen complejos morrénicos constituidos por múltiples arcos, 4 en Aneto, 3 en la Maladeta, 2 en Coronas, que han permitido la reconstrucción de la evolución glaciar del macizo. Copons y Bordonau (1994) distinguen un episodio de máxima extensión, situado a principios del s. XVIII, con tres pulsaciones menores, coincidente

con el mínimo de Maunder, y un segundo avance, en torno a 1820, después del cual comienza una fase de retroceso, interrumpida con períodos de estabilización y reavances menores, pero constante hasta la actualidad. Chueca y Julián (1996) reconocen en el Aneto cuatro unidades de deposición, fechadas mediante liquenometría, dos adscritas a pulsaciones enmarcadas dentro de la Pequeña Edad del Hielo, a principios del s. XVII (1600-1620) y en el primer tercio del s. XIX (1820-1830), una más reciente ya en el s. XX, de estabilización en el retroceso (1915-1925) y la última subactual, e incluso en algunos casos funcional, desde 1985-1995. En la tabla 5 tomando como ejemplo el glaciar de la Maladeta se muestra la correlación entre la evolución glaciar y climática (Chueca et al. 2003).

En la actualidad en el macizo de la Maladeta hay cinco glaciares (Maladeta or. y occ., Aneto, Barrancs y Tempestades), entre ellos el más grande del Pirineo, el de Aneto (90 ha), y un helero, Cregüena sur.

-Otros macizos menores (Cambalés, Ardiden, Tendeñera, Culfreda-Batua, Bachimala, Besiberri; Cotiella; Mont Valier): En numerosos macizos del Pirineo con altitudes menores de 3.000 metros pero condiciones topoclimáticas favorables han sido mencionados restos de la PEH, morrenas, glaciares rocosos, morrenas de nevero, taludes de derrubios. Están presentes en cotas bajas y orientaciones septentrionales en los macizos más orientales como el Mont Vallier (Couserans), a 2.350 m (René, 2003) u occidentales, citados en los valles de Ansó y Hecho, o en el Castillo de Acher en cotas muy bajas (Chueca et al. 1998). Han sido estudiados en Tendeñera, con complejos morrénicos localizados a 2.320 metros en la cara Norte de la cresta

Tabla 4. Glaciares representativos del macizo de la Maladeta durante la PEH.
Table 4. Representative glaciers of the Maladeta Massif during the Little Ice Age.

Glaciar	Orientación	Altitud frente m	Superficie km ²	Longitud m	ELA m s n m
Aneto	NE	2450	2,36	1750	2909
Maladeta	NE	2500	1,19	1450	2905
Tempestades	NNE	2490	0,67	1300	2813
Coronas	SW	2790	0,37	1100	2946
Llosás	SSE	2900	0,25	550	2963

Datos: Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Copons y Bordonau, 1994; Lampre, 1996.



Figura 7. Vista del glaciar de la Maladeta; cumbre, arista, glaciar y morrena de la PEH en primer término.

Figure 7. View of Maladeta glacier: summit, crest and moraines at first plane.

Sabocos-Tendeñera y a 2.240 metros al pie de Tendeñera, en su cara norte, no existiendo restos de este periodo en las orientaciones meridionales (Serrano, 1995, 1998). En macizos menos elevados de la cadena, al norte y sur de la divisoria, han sido mencionados al norte en los macizos de Cambalés y Ardiden por encima de 2.600 m (Russell, 1908; Tihay, 1983; Serrano et al. 2001) y al sur en el macizo de Cotiella (Belmonte, 2003). También han sido citados en los macizos próximos a la divisoria de Culfreda-Batúa, donde existen huellas a 2.600 metros en orientación norte y en el macizo de Bachimala (Russell, 1908; Angely, 1967; Serrano et al. 2001; Serrano y Agudo, 2004) y destacan las formas del macizo de Besiberri, morrenas y glaciares rocosos inscritos en los circos del cordal principal y crestas adyacentes (Serrano et al. 1991; Martí y Serrat, 1995), con pocos estudios referentes a estos sectores. Esto sucede en otros macizos donde las referencias a la PEH son muy generales o no existen hasta la actualidad (Aigües Tortes, Colomers, Pica de Estats, Carlit) o existen relativos a formas nivales y registros climáticos, como en Andorra (Mateo y Gómez Ortiz, 2004).

2.2. Condiciones ambientales y evolución del glaciarismo y la configuración actual de la alta montaña en los Pirineos

Las condiciones ambientales de la Pequeña Edad del Hielo han sido afrontadas recientemente y para el Pirineo meridional mediante cálculos de la ELA, las MELAs por sectores o macizos y estima-

ciones de las temperaturas en los circos glaciares y macizos a partir de estos datos y de la presencia de glaciares rocosos (Serrano, 1991, 1996, 1998; Lampre, 1994, 1998; Chueca et al, 1998a y b; López Moreno, 2000). Se puede observar (Tabla 7) que para estudios más detallados la altitud de la ELA asciende y el ascenso térmico de la PEH hasta al actualidad es menor. En general existe un amplio rango de ELAs locales –para cada aparato, con una fuerte disimetría entre orientaciones norte y sur-, con ELAs desde 2.340 m, en las caras norte de la Sierra de Tendeñera a favor de unas peculiares condiciones topo y mesoclimáticas, hasta 3.230 m en orientaciones meridionales, lo que hace de las medias valores poco significativos. Las MELAs también presentan una importante variación, desde los 2.650 m en ámbitos de influencia oceánica, en el valle de Tena, hasta por encima de 2.900 metros en los más continentales, como Maladeta y Posets. También son muy variables las estimaciones del ascenso de temperaturas, donde en macizos concretos el ascenso térmico es menor, Maladeta e Infierno-Panticosa, con ascensos térmicos medios en torno a 0,70-0,75°C, mientras en sectores más amplios este ascenso aumenta, aproximándose a los 0,9°C. Es factible si tenemos en cuenta que los primeros se restringen a cálculos en cotas altas de la alta montaña, mientras que los segundos comprenden un rango altitudinal mayor, que implica también mayores contrastes para cotas más bajas durante el ascenso térmico del último siglo y medio.

En la actualidad no se dispone de una cronología precisa de la evolución histórica de los glaciares pirenaicos, ni del volumen de información y documentos históricos existentes en otros ámbitos como el alpino, ni de dataciones absolutas. Aún así, los datos aportados por las fuentes históricas y los estudios liquenométricos, dendrocronológicos y morfoestratigráficos, han permitido constatar la existencia de varios episodios glaciares enmarcados en la Pequeña Edad del Hielo (Nicolás, 1981, Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Copons y Bordonau, 1994, 1997; Lampre, 1996; Serrano, 1991, 1996; Chueca y Julián, 1996; Chueca et al., 1998, 2003; Mateo y Gómez Ortiz, 1998, 2000; Serrano et al., 2002, Martín, 2004), en ocasiones comparables al modelo alpino, y en muchos casos, en relación con los datos climáticos históricos (Creus, 1991, Saz y Creus, 2001; Mateo y Gómez,

Tabla 5. Correlación de la evolución climática pirenaica y del glaciar de la Maladeta (Chueca et al. 2003).
 Table 5. Correlation between the pirenean climate evolutions and the glacier of Maladeta (Chueca et al. 2003).

<i>Periodo</i>	<i>Dinámica</i>	<i>Temperaturas (1)</i>	<i>Precipitaciones (1)</i>	<i>Observaciones</i>
1800-1820	Máxima expansión	Moderadamente bajas TMA: -0,25-0,5°C	Altas	Tª descendente desde 1/2 XVIII hasta primeras décadas del XX
1820-1857	Equilibrio	Moderadamente bajas	Escasas	Pérdida de contacto del hielo con las morrenas
1857-1901	Deglaciación acelerada	Elevadas TMA: +0,15°C	Bajas	Décadas 80/90, Tª bajas
1901-1914/20	Deglaciación moderada	Moderadamente bajas: TMA: -0,2/-0,1°C	Escasas	Intervalo frío: 1906-1913
1914/20-1934/35	Equilibrio	Equilibradas	Equilibradas	Intervalo frío 1929-1932
1934/35-1957	Retroceso moderado	Fluctuaciones menores	Escasas	Intervalo cálido 1945-50 y fresco 1951-57
1958-1981	Equilibrio	60. Cálida: TMA: +04 3°C 70. Fresca: TMA: -0,5-0,6°C	60. Seca 70. Altas	
1981-1999	Deglaciación acelerada	Elevadas: TMA: +0,15°C	Escasas	1994/96: incremento de precipitaciones

(1) Temperaturas y precipitaciones en relación al valor promedio de referencia 1951-1980.

1998, 2000, 2004). Es en los macizos con glaciares de mayor entidad en la actualidad donde se han centrado la mayor parte de los estudios, pues en ellos se registran las secuencias cronológicas más complejas, mientras en zonas más marginales los glaciares sólo tuvieron capacidad para generar un arco morrénico, construido y retrabajado por las diferentes pulsaciones menores.

En el Pirineo meridional, a partir de las huellas morfológicas y las descripciones históricas, Martínez de Pisón y Arenillas Parra (1988) distinguen tres episodios fundamentales para el conjunto de la vertiente meridional pirenaica: una fase expansiva que discurre entre finales del s. XVIII y principios del s. XIX; una segunda fase de avance glaciar que sucede entre finales del s. XIX y mediados del s. XX; y por último, una fase que se inicia a mediados del siglo XX, caracterizada por el retroceso generalizado de los glaciares pirenaicos. En el Valle de Tena se ha señalado un máximo a mediados del s. XIX, cuando los glaciares estaban en contacto con las morrenas externas, seguido de un retroceso entrecortado que se inicia a partir del decenio de 1880 y finaliza a principios del s. XX.

A partir de este momento comienza un retroceso glaciar generalizado hasta las posiciones actuales (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Serrano y Agudo, 1988; Serrano, 1991; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Martínez de Pisón y Serrano, 1998).

En el macizo de La Maladeta Copons y Bordonau (1994, 1997) reconocen dos episodios principales, que extrapolan a la península Ibérica. Una primera pulsación (Episodio I), representada por la máxima extensión glaciar, tuvo lugar a principios del s. XVIII. Los autores lo correlacionan con el mínimo de Maunder, registrado por Creus (1991) en el Pirineo. La segunda pulsación (Episodio II) está representado por las morrenas de retroceso de la Maladeta y la sitúan en 1820, correlacionando esta expansión con las erupciones volcánicas de Laki y Tambora. En el Pirineo oriental andorrano, Mateo y Gómez Ortiz (1998, 2000), para el valle del Madriu y a partir de los registros climáticos y análisis liquenométricos distinguen dos pulsaciones comunes a todo el Pirineo, una de la mitad del siglo XVIII al primer tercio del siglo XIX, y otra de 1880 a 1910, con cinco periodos de

máxima actividad morfogenética en el valle del Madriu, entre 1490-1508, 1542-1558, en torno a 1643, entre 1805-1820, y el último en 1890-1905.

Para el conjunto de los Pirineos Serrano et al. (2002) establecen una síntesis a partir de las aportaciones preexistentes, con la que correlacionan las morrenas históricas del macizo del Posets. A partir de las fuentes históricas y los numerosos registros morfológicos contenidos en trabajos precedentes, a modo de síntesis, se propone un modelo de evolución glaciar para el conjunto de la vertiente meridional de los Pirineos, en el que se diferencian seis fases: una de "máxima extensión", entre 1600-1750, responsable de la construcción de los complejos morrénicos externos; una fase de "retroceso inicial y equilibrio", entre 1750 y 1820-30, a la que pertenecen las pulsaciones internas de los complejos externos, que permanecen hasta mediados del siglo XIX en contacto con las morrenas externas; una fase de "retroceso generalizado", entre 1820-30 y 1905; y una fase definida por una "pulsación menor", entre 1905 y 1920, de la que forman parte los arcos internos simples y depósitos deformados.

Después vendría una fase de "retroceso generalizado", de 1920 a 1980, con recubrimientos supraglaciares y mantos morrénicos, y una última fase que llega hasta la actualidad, de "retroceso drástico", a partir de 1980, con franca regresión de los glaciares e incluso desaparición de algunos aparatos.

Grove (2004) ha realizado una síntesis de la evolución pirenaica a partir de la información existente, en la que establece siete fases: partiendo de la información de Ramond de Carbonnières establece una fase de expansión a finales del siglo XVIII (1750-1800), seguida de un retroceso generalizado; un avance a mediados del siglo XIX (1850) basado en las observaciones de Chausenque, Michelier, Vallot y Franqueville, que señalan la conexión entre las morrenas externas y los glaciares; un retroceso en las décadas de 1860 y 1870 apuntadas en los estudios de Michelier, Trutat, Vallot y Schrader; una fase de equilibrio y expansión durante las décadas de 1880 y 1890 registradas sobre todo en Ossue por Russell y Bonaparte; un retroceso fluctuante en el inicio del siglo XX con avances y equilibrios entre 1905-

Tabla 6. Presencia de huellas morfológicas de la Pequeña Edad del Hielo en los Pirineos y su relación con los glaciares actuales.

Table 6. Geomorphological features of LIA and present-day glaciers relationship in the Pyrenees.

Macizo	Circos con restos morfológicos de la PEH	Glaciares y heleros actuales	
		Glaciares	Heleros
Balaitous	5	1	2
Cambalés	3	-	-
Infierno-Panticosa	16	1	1
Tendeñera	3	-	-
Vignemale	5	3	1
Ardiden	2	-	-
Monte Perdido-Marboré	18	4	8
La Munia	4	1	1
Neouvielle	6	-	2
Culfreda-Batoua	2	-	-
Bachimala	3	-	-
Posets	5	2	1
Gourg Blancs-Perdiguero	22	4	7
Maladeta	15	5	1
Besiberri	2	-	1
Total	111	21	25

Fuentes: Alonso et al. 1983; Angely, 1967; Copons y Bordonau, 1994; Ferrer et al. 2003; Grove y Gellatly, 1995; Lampre, 1998; Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón et al. 1995; Plandé, 1947; René, 2001, 2003, Schrader, 1936; Serrano y Martínez de Pisón, 2004; Serrano, 1991, 1995; Serrano et al 2002; Tihay, 1992 y observaciones personales.

1911 y 1926-27, propuesto por los estudios de Gaurier y Eydoux y Maury; y en el siglo XX, avances menores (1944-45; 1978-79) con un rápido retroceso, sólo interrumpido en los 60 y a finales de los 70, según los datos de Martínez de Pisón y Arenillas (1988) y Grove & Gellatly (1995).

La sucesión de fases morfológicas contrastadas con las fuentes históricas permite establecer una sucesión de siete fases. Se observa para el conjunto de los Pirineos:

-Máximo glaciar de la PEH: periodo de máxima expansión del siglo XVIII. Existe un registro morfológico del máximo avance, representado por voluminosas morrenas laterales y frontales, las morrenas externas de los complejos históricos, construidas entre 1600 y 1750. Aunque existen fases históricas frías desde finales del siglo XIV con álgidos desde mitad del siglo XV y a finales del XVIII (Creus, 1991; Mateo y Gómez, 1998, 2004), sólo se registra morfológicamente un máximo, fechado por las crónicas de Ramond en 1789, por liquenometría en 1600-1620 en la Maladeta (Julián y Chueca, 1998) y por los registros dendrocronológicos en el siglo XVII-XVIII (Creus, 1991, Saz y Creus, 2001).

-Pulsaciones durante el retroceso: Entre 1750 y 1800 los glaciares retroceden entrecortadamente, con fases de equilibrio y avances menores que construyen múltiples arcos morrénicos de pequeñas dimensiones. Este periodo es desigual entre el conjunto de formas, pero se enmarca en la pulsación de mediados del XVIII hasta el primer tercio del XIX, con fases frías menores de finales del siglo XVIII y principios del XIX (Creus, 1991, Saz y Creus, 2001; Mateo y Gómez, 2004).

-Avance glaciar: A principios del siglo XIX la mayor parte de los glaciares avanzan y sitúan sus frentes en contacto con los complejos morrénicos frontales, como señalan las fuentes históricas (Schrader, Lequeutre, Franqueville, Michelier, Russell). Este avance ha sido datado por liquenometría en la Maladeta en 1820-30, y en Andorra en 1805-29 (Julián y Chueca, 1996, Mateo y Gómez, 2004), y muestra señales de ser breve y rápido, con la formación de morrenas estriadas que retocan las modeladas en periodos anteriores en Tucarroya (Monte Perdido), Literola (Perdiguero), Infierno y Posets. Ha sido interpretado como una oleada glaciar (Martín, 2004), crecimiento rápido, de poca

capacidad morfológica y duración breve, respuesta al álgido del inicio del siglo XIX que dura hasta la década de los 20 (Creus, 1991).

-Retroceso glaciar: A partir de la década de los 70 del siglo XIX se inicia un retroceso que separa los glaciares de los frentes morrénicos, registrado por los observadores coetáneos (Vallot, Schrader, Trutat).

-Avances menores y equilibrio glaciar: En las últimas décadas del siglo XIX y hasta los años 20 del siglo XX, se suceden reavances y fases de equilibrio enmarcadas en el retroceso general que generan morrenas de pequeñas dimensiones, separadas de los complejos externos y próximas a los frentes glaciares y heleros actuales. Esta fase está constatada por las observaciones glaciológicas de Gaurier en el Pirineo francés y coincidiría con el enfriamiento registrado entre 1880 y 1910 mediante dendrocronología (Creus, 1991, Saz y Creus, 2001) y registros liquenométricos e históricos de Andorra (Mateo y Gómez, 2004). En la Maladeta estos avances se han datado en 1915-1925 (Julián y Chueca, 1998; Chueca et al. 2003).

-Retroceso glaciar: Desde la década de los 30 se inicia un retroceso continuado que implica su desaparición o conversión en heleros en la mayor parte de los circos afectados por la morfogénesis glaciar y periglacial durante la PEH. Este retroceso está interrumpido por pulsaciones menores en algunos glaciares, como Oulettes de Gaube, donde se producen expansiones menores en 1945 y 1964 (Grove y Gellatly, 1995).

-Retroceso drástico: Tras las últimas fases de equilibrio y expansión registradas al final de la década de los 70 y en la de los 80 (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón et al. 1995; Grove y Gellatly, 1995; René, 2001) se inicia una rápida pérdida de masa y retroceso que conduce a la desaparición de glaciares o su transformación en heleros, con una deglaciación acelerada de los circos más altos de la alta montaña pirenaica, que coincide con los periodos con mayores temperaturas y más secos desde el final de la Pequeña Edad del Hielo.

En definitiva, en los Pirineos se encuentra una amplia gama de formas asociadas a la morfogénesis glaciar de la PEH, generadas por glaciares de pequeñas dimensiones capaces de remodelar el fondo de los circos más altos. Los glaciares res-

Tabla 7. Parámetros ambientales estimados para la PEH en los Pirineos.
 Table 7. Estimated environmental parameters of LIA in the Pyrenees.

<i>Macizo</i>	<i>Altitud cumbres</i>	<i>ELAs Locales</i> <i>Máx.-mín.</i>	<i>MELAs</i> <i>m s n m</i>	<i>Ascenso térmico</i> <i>°C</i>
Infierno-Panticosa (1)	Máx.: 3072 Mín.: 2700	Máx.: 2825 Mín.: 2590	2715 al N 2650 media	0,76
Alto Gállego (2)	Máx.: 3144 Mín.: 2689	Máx.: 2805 Mín.: 2340	2618-2637	0,88-0,99 (0,93)
Maladeta (3)	Máx.: 3404 Mín.: 3207	Máx.: Mín.:	2813-2946	0,56-0,86 (0,71)
Posets (4)	Máx.: 3368 Mín.: 3068	Máx.: 3230 Mín.: 2680	2930	—
Pirineo (5)	Máx.: 3404	—	2805-2815	0,90-0,95 (0,92)

(1) Serrano, 1996, 1998. (2) López Moreno, 2000. (3) Lampre, 1994, 1998. (4) Serrano et al. 2002. (5) Chueca et al. 1998.

pondieron con rapidez a las variaciones climáticas, con fases de avance, retroceso y equilibrio, abandonando complejos sistemas morrénicos. Estos glaciares se alojaron preferencialmente al norte, bajo cumbres de más de 2.700 metros, así como en orientaciones meridianas, siempre bajo cumbres por encima de los 3.000 m. El desarrollo altitudinal es muy desigual, respondiendo a los caracteres topoclimáticos (orientación, paredes, alimentación por aludes, altitudes de los circos, litologías, etc) que condicionaron la localización, la distribución altitudinal y la dinámica de cada aparato.

La evolución pirenaica se caracteriza por un máximo avance, entre finales del siglo XVIII y mediados del XIX, y un retroceso con avances menores, que en la mayor parte de los aparatos ha llevado a su desaparición. En algunos casos se mantienen glaciares o heleros heredados del último avance glacial histórico, ubicados en las más altas cumbres de forma residual y dispersa.

3. La Pequeña Edad del Hielo en la alta montaña cantábrica: La existencia de glaciares en época histórica en los Picos de Europa

Los primeros testimonios de la existencia de glaciares en época histórica en los Picos de Europa se encuentran en los trabajos de algunos viajeros, geógrafos y naturalistas decimonónicos que exploran el macizo (Casiano del Prado, 1860; Saint Saud, 1893, 1922; Penck, 1897). Dichas alusiones,

en comparación con el rico legado con que cuentan otros macizos como Pirineos o Sierra Nevada, son escasas y ocasionales, dado que el objetivo principal de estos viajes es la exploración de unas montañas cuya orografía aún se desconocía. Además, la escasa entidad del fenómeno glacial histórico, con muy pequeños aparatos reclusos en los circos con topografías y orientaciones más favorables, y por tanto poco visibles y en sectores de difícil acceso, explica las escasas alusiones hechas a la existencia de unos glaciares que no son objeto de análisis específico, sino que en la mayoría de los casos, forman parte de la narración de sectores o itinerarios de ascensión. En el caso de Prado y Saint Saud, sus trabajos se centran en la exploración orográfica del macizo, aunque en sus recorridos hacia las más altas cumbres, mencionan la existencia de pequeños glaciares, algunos de los cuales son descritos muy expresivamente. En el caso de A. Penck, estos pequeños glaciares serán objeto de atención específica, comparándolos con los estudiados por él mismo en algunos grupos de los Dolomitas Sudtirolese. Sin embargo, algunos autores posteriores, como es el caso de Hugo Obermaier (1914), niega explícitamente la existencia de “glaciares actuales” en Picos de Europa, considerando todos ellos neveros más o menos permanentes.

Las primeras alusiones a la posible existencia de huellas morfológicas de un avance glacial histórico fueron sugeridas por Miotke (1968) y Clark (1981). Estos autores, apoyándose en la presencia de numerosos neveros permanentes por encima de

Tabla 8. Evolución glaciaria desde la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad en los Picos de Europa.
 Table 8. Glacier evolution from the LIA to present-day in the Picos de Europa.

Glaciar	P.E.H.		Actualidad		Reducción superficial (PEH-Actual)		Reducción de longitud (PEH-Actual)	
	Estado	Superf. (m ²)	Estado	Superf. (m ²)	m ²	%	m	%
G. Jou Negro	Glaciar	52.270	Helero	21.220	27.050	51,7	90	32
G. Llambrión	Glaciar	61.160	Helero (enterrado)	14.840	46.320	75,7	315	67
G. Palanca	Glaciar	41.540	Helero (enterrado)	13.210	28.330	68,2	157	52,3
G. Cemba Vieya	Glaciar	35.380	Nevero	-	35.380	100	260	100
G. Forcadona	Glaciar	32.870	Helero (enterrado)	12.580	20.290	61,7	63	24,9
G. Peña Santa N	Glaciar	38.410	Nevero	-	38.410	100	250	100

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 PEH. En la década de los 90, varios artículos estudian en detalle el helero del Jou Negro, con diferentes interpretaciones 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 fuesen herencia de la Pequeña Edad del Hielo (González Suárez

y Alonso, 1994,1996; Frochoso y Castañón, 1995, 1998; Alonso y González Suárez, 1998). Sin embargo, los primeros trabajos centrados en el último avance glaciario histórico acaecido durante la Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa han sido abordados en detalle recientemente (Serrano y González Trueba, 2002; González Trueba et al., 2002; González Trueba y Serrano, 2005; González Trueba, 2005, 2006, 2007).

Durante la PEH se desarrolló un glaciario de carácter marginal, con una fuerte disimetría nort-sur, dado que todos los glaciares se localizaban en

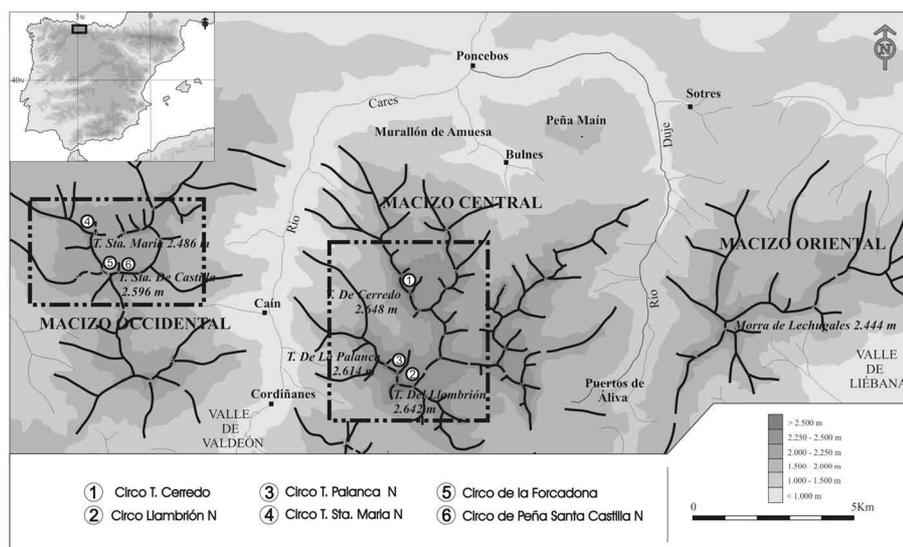


Figura 8. Localización de los glaciares en los Picos de Europa durante la Pequeña Edad del Hielo.
 Figure 8. Location of the glaciers at the Picos de Europa during the Little Ice Age.

orientaciones norte, bajo la protección de las principales cumbres (Figura 8). Se ha calculado una superficie glaciada para el conjunto del macizo de 26 ha aproximadamente, repartidas en 6 pequeños glaciares, de los cuales 3 se localizaban en el Macizo Central: G. del Jou Negro, G. del Trasllambrión y G. de la Palanca, y los otros tres en el Macizo Occidental: G. de la Cemba Vieya, G. de la Forcadona y G. Peña Santa de Castilla Norte. Todos ellos eran glaciares de circo de muy reducido tamaño, con superficies que oscilaban entre las 6,1 ha del G. del Trasllambrión, el de mayor desarrollo, y 3,2 ha para el más pequeño, el G. de la Forcadona. (Ver Tabla 8). El análisis de las morfologías heredadas muestra una escasa capacidad modeladora y una adaptación a la topografía previa, lo cual se debe por un lado a la escasa duración en el tiempo del fenómeno glaciario, y por otro lado,



Figura 9. Vista del helero del Jou Negro a los pies de la Torre de Cerredo (2.648 m). Por delante el arco morrénico construido durante la Pequeña Edad del Hielo perfectamente conservado.
Figure 9. View of Jou Negro ice-patch at foot of Torre Cerredo peak (2648 m). In the front, the well preserved morainic arch built up during the LIA.

a la intensidad del proceso, muy reducida dada la entidad y tamaño de los glaciares (Figura 9).

La escasa cota alcanzada por los glaciares, con frentes situados a 2.200 m, tiene su clave explicativa en su posición geográfica, en fachada oceánica, y los efectos topoclimáticos. La altitud, la orientación y exposición, en relación a la insolación y la tasa de radiación incidente, la topografía del lecho o la morfología de las paredes del circo, en relación a la redistribución a causa del viento y la sobrealimentación por aportes de nieve procedentes de la pared, son todos ellos condicionantes clave que influyeron en el balance de masa de estos pequeños glaciares (González Trueba & Serrano, 2005; González Trueba, 2006, 2007).

De este modo, durante la PEH, la alta montaña de los Picos de Europa reunió unas condiciones suficientes para generar unos pocos pequeños glaciares, 300 m por debajo de la MELA 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 PEH. La escasa entidad 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 mayor. 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.

La falta de dataciones absolutas impide establecer una cronología precisa. 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, podría corresponderse, aproximadamente, con el último avance glaciario de la Pequeña Edad del Hielo, datado en estas montañas torno al primer tercio del s. XIX. De esta forma, el testimonio de Casiano de Prado en 1856, 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 realizaron ya sobre unos glaciares que, probablemente,

habían comenzado a retroceder hacia varias décadas, desde mediados del s. XIX. Como indican los testimonios posteriores, para 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. De este modo, en la actualidad no existen glaciares en el macizo, de forma que los cuerpos de hielo relicto 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 (González Trueba, 2005, 2006, 2007).

4. El glaciario histórico más meridional de Europa: Sierra Nevada

En Sierra Nevada, bajo las más altas cumbres de la Península Ibérica (Mulhacén 3.482 m), en la cabecera del río Guarnón, en el denominado Corral del Veleta (Veleta 3.398 m), en época histórica (s. XVI-XIX), y como consecuencia del recrudescimiento climático asociado a la Pequeña Edad del Hielo, se dieron las condiciones necesarias para el

desarrollo de un pequeño glaciar, el más meridional de Europa (Ver figura 10 y 11). Situado en las Cordilleras Béticas, a 37° latitud norte y 3° longitud oeste, suscitó el interés de excursionistas, naturalistas y científicos, que describieron el sector. Los trabajos de Paschinger (1956), Titos Martínez (1990) y Gómez Ortiz et al. (1996), recogen el testimonio de los viajeros, geógrafos y naturalistas que recorren la sierra y describen el glaciar, con mayor o menor precisión y rigor, desde mediados del s. XVIII. A partir de la primera mención a cargo de Ponz (1776), destacan, por la información sobre las dimensiones, evolución y morfología glaciar, los estudios y descripciones de Boissier (1839), Ezquerro (1844), Willkomm (1882), quien visita la sierra en 1844 y 1845, Hellmann (1882), que viaja en 1876 y 1877, Rute (1889), Rein (1892), Quelle (1908), Obermaier y Carandell (1916), Obermaier (1916, 1921, 1932), Sermet (1942), Solé Sabarís (1942) o García Sainz (1943).

El estudio detallado de la morfología atribuíbles a la PEH de este sector de la alta montaña nevadense es reciente (Gómez Ortiz et al., 1996, 1999, 2000, 2002, 2004; Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998; Schulte, 2002a, 2002b). El análisis morfológico ha permitido reconstruir un pequeño glaciar situado bajo la protección del circo del

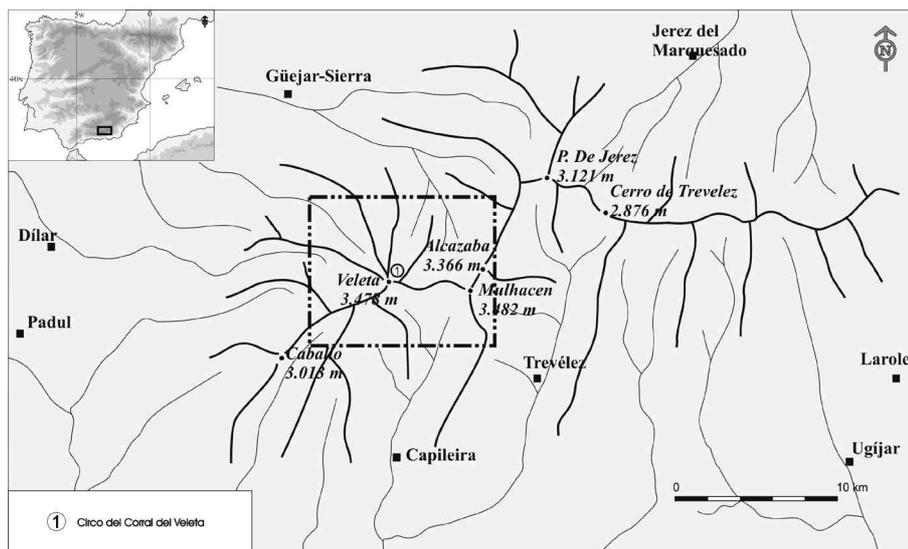


Figura 10. Localización del glaciar del Corral del Veleta de Sierra Nevada.
Figure 10. Location of the glacier of Corral del Veleta (Sierra Nevada).

Corral del Veleta, orientado al N, y bajo paredes de más de 300 m (Cerro de los Machos 3.318 m, Picacho del Veleta 3.398 m, Lastrones 3.250 m). En su máxima extensión histórica el glaciar ocupó la mayor parte del recuenco que se sitúa al pie de la pared, construyendo un frente polilobulado, muy dinámico, que llega hasta los 3.000 m, y con una longitud máxima entre el frente glaciar y la pared de 300 m, pero sin llegar a sobrepasar las morrenas holocenas (Gómez Ortiz et al., 2002).

Como ha advertido Gómez Ortiz et al. (1996), un enfriamiento entre los s. XVI y XIX habría sido el causante de la génesis de este glaciar, también deducido a partir del espectro polínico de los niveles superiores de los borreguiles más altos de la Sierra (Esteban Amat, 1996). Además, esta información coincide con el análisis de los registros climáticos históricos, a partir de los cuales Rodrigo (1994) reconoce un período, en torno al s. XVI - XVII, de empeoramiento de las condiciones climáticas para el conjunto de Andalucía.

El estudio de las huellas morfológicas glaciares heredadas, el apoyo de los testimonios históricos y el análisis isotópico de Pb 210 de los sedimentos lagunares existentes ha permitido diferenciar varios episodios (Gómez Ortiz et al., 1996, 2002, 2004; Schulte, 2002a, 2002b, 2002c):

1.-Los restos morrénicos más externos que se distinguen sobre el talud interno de las morrenas holocenas han sido datados en torno a la primera mitad del s. XVII. Estas formas representarían la máxima extensión alcanzada por el glaciar en época histórica.

2.-El festón interno habría sido construido a finales del s. XIX. A partir de ese momento, se inicia un proceso de deglaciación con un retroceso continuo y acelerado, sólo interrumpido por estabilizaciones y reavances menores, que como muestran las fuentes históricas, supondrá la desaparición del glaciar en las primeras décadas del s. XX.

Actualmente no existen glaciares en Sierra Nevada. Hasta mediados de los años 90 del s. XX, permanecían pequeños lentejones de hielo adosados a las paredes del circo, si bien en los últimos años han desaparecido totalmente. Sin embargo, los estudios recientes han constatado la presencia de un cuerpo de hielo, de unos 12 a 20 m de espesor, situado bajo una densa cubierta de derrubios. El recrudecimiento de las condiciones termopluviométricas, en combinación con la altitud, orientación y características topográficas del circo, son la clave explicativa de la génesis, características y posterior evolución del glaciar desarrollado durante la PEH. La deglaciación del Corral de Veleta ha supuesto el dominio de unos procesos periglaciares intensos que son los responsables de la morfología de detalle del sector, caracterizada por una amalgama de formas de origen glaciar, periglacial y nival, entre las que destacan los derrubios afectados por flujo, las corrientes de bloques, los flujos de derrubios, etc. Todo un conjunto de procesos y formas asociados a la distribución y dinámica del manto nival y como resultado de un ámbito con presencia de permafrost (Gómez Ortiz et al., 1992, 1996, 1999, 2000, 2004; Gómez Ortiz y Salvador Franch, 1998; Luengo Nicolau et al., 2002; Ramos Sainz et al., 2002).



Figura 11. Vista del Corral del Veleta en diciembre de 2004 (Foto: Alfonso Fernández Revuelta). M- morrena.
Figure 11. View of the Corral del Veleta cirque in december 2004. (Photo: Alfonso Fernández Revuelta). M- morraine.

5. Conclusión: la Pequeña Edad del Hielo en las montañas del SW de Europa, un glaciario marginal

La respuesta morfodinámica de la alta montaña ibérica al recrudescimiento climático de la Pequeña Edad del Hielo produjo un avance glaciario en tres de las principales áreas de montaña peninsulares: Pirineos, Picos de Europa y Sierra Nevada. Este glaciario tuvo un carácter marginal, con unos efectos morfológicos moderados, muy pequeños en Picos de Europa y Sierra Nevada y mayor, pero siempre dentro de unos dimensiones relativamente modestas, en Pirineos, lo que favoreció una evolución y secuencia morrénica más compleja.

El mayor foco glaciario peninsular se desarrolló en los Pirineos, donde existen al menos 111 circos con huellas morfológicas. Los glaciares fueron de pequeñas dimensiones con superficies entre las 236 ha del glaciario del Aneto y poco más de 2 ha en los Picos de Europa, localizados a altitudes excepcionalmente bajas, con sus frentes en torno a 2.200 m. Por el momento no se han encontrado huellas morfológicas glaciares de este periodo a altitudes inferiores a los 2.000 m en la montaña peninsular. Por debajo de esa cota sí que podrían haberse desarrollado huellas nivales y periglaciares, tal es el caso de algunos macizos de montaña de la Cordillera Cantábrica, el Sistema Central, Sierra Nevada o la Cordillera Ibérica.

El desarrollo de los glaciares y su evolución posterior estuvo controlado por factores como la localización geográfica, la altitud, la orientación y exposición (preferencialmente norte), en relación a la tasa de radiación solar, así como la topografía del lecho o la morfología de las paredes del circo, asociadas a la redistribución y sobrealimentación de nieve a causa del viento y los aludes.

El predominio de unos u otros factores permite diferenciar entre un glaciario marginal en Sierra Nevada, a favor de la altitud y orientación, y localizado en un ambiente de alta montaña mediterránea; un glaciario marginal en Picos de Europa, con pequeños glaciares 300 m por debajo de la MELA climática regional, a favor de la influencia oceánica, donde su cercanía al mar compensa la moderada altitud de las cumbres, la orientación (exclusivamente norte) y las topografías favorables; y los Pirineos, donde la mayor altitud favoreció el desarrollo de glaciares en orientaciones

diversas. Dentro del conjunto pirenaico se han observado importantes variaciones internas entre los macizos de montaña de influencia oceánica y los más continentales. Los datos arrojados por los cálculos de las paleo-MELAs son una buena muestra de dichas diferencias, desde los 2.650 m en ámbitos de influencia oceánica, en el valle de Tena, hasta por encima de 2.900 metros en los más continentales, como los macizos de la Maladeta y Posets.

Los datos aportados por las fuentes históricas y las dataciones relativas han permitido constatar la existencia de varios episodios glaciares de la Pequeña Edad del Hielo en las montañas peninsulares, con variaciones internas que se sintetizan en cuatro fases principales:

-Máxima expansión histórica de los glaciares en la península Ibérica: El desarrollo y expansión de los glaciares culmina con el máximo avance a finales del s. XVII en Sierra Nevada y final del s. XVII y mediados del s. XVIII en los Pirineos, que generan los complejos morrénicos más voluminosos y externos. No existe constatación de este avance en los Picos de Europa.

-Retroceso glaciario menor: Los glaciares retroceden entre mediados del s. XVIII y principios del s. XIX.

-Avance glaciario secundario: Los glaciares avanzan de nuevo desde principios del siglo XIX, generando complejos morrénicos en los Pirineos y Sierra Nevada, así como retoques en las morrenas preexistentes. En este momento, entre mediados y finales del siglo XIX, los frentes glaciares se situaban muy próximos a los complejos morrénicos frontales en los Pirineos, Picos de Europa y Sierra Nevada.

-Retroceso glaciario continuado: Desde finales del siglo XIX los glaciares retroceden de modo general, con algunas pulsaciones menores en los Pirineos, que generan pequeñas morrenas y conos proglaciares. En la mayor parte de los macizos pirenaicos los glaciares se transforman en heleros o desaparecen, y en los Picos de Europa y Sierra Nevada dejaron de existir en las primeras décadas del s. XX.

En la actualidad tan sólo existen glaciares en los Pirineos, con una superficie total de 450 ha (160 ha en los Pirineos franceses y 290 ha en los españoles). Estos glaciares son testigos heredados

del último avance glaciar histórico, con morfologías actuales que denotan notables pérdidas de superficie, longitud y volumen, formas a bisel, enterramiento y paulatina transformación de algunos de ellos en heleros. En Picos de Europa y Sierra Nevada no existen glaciares y sólo se conservan heleros parcialmente enterrados en franca regresión, cuatro en Picos de Europa y uno en Sierra Nevada.

El avance glaciar histórico y el consiguiente proceso de deglaciación implicó importantes cambios morfológicos en la alta montaña, donde se generan retoques erosivos en los circos, con la génesis de rocas aborregadas y estriadas, desmantelamientos parciales de glaciares rocosos o taludes de derrubios retocados, así como la génesis de complejos morrénicos que ocupan los circos y valles altos de la alta montaña. La deglaciación reciente ha supuesto la transición de unos dominios glaciares marginales a un dominio periglacial, en algunos casos absoluto, con desaparición de glaciares o conversión a heleros como en el caso de gran parte de los Pirineos, Picos de Europa y Sierra Nevada. Los procesos periglaciares suceden a la retirada glaciar y son los responsables de las formas de detalle de las zonas recientemente deglaciadas. Estas se caracterizan por cortejos de formas de origen glaciar, periglacial y nival, entre las que destacan los glaciares rocosos, derrubios afectados por flujo, lóbulos de gelifluxión, suelos ordenados y flujos de derrubios. Estos procesos y formas están asociados a la fusión glaciar, la dinámica del manto nival y la presencia de permafrost de montaña en los macizos más elevados de Sierra Nevada y sobre todo de los Pirineos.

Estas formas y elementos, heredadas unas y activas otras, son valiosos testigos de las variaciones climáticas recientes y, por tanto, forman parte del patrimonio natural de las montañas españolas, con un elevado valor científico y pedagógico para el estudio de los cambios climáticos históricos. Una parte importante de los mismos se localiza en espacios naturales protegidos (Parques Nacionales de Picos de Europa, Ordesa y Monte Perdido, Sierra Nevada, Aigües Tortes y des Pyrénées; Parque Natural de Posets-Maladeta; Monumentos Naturales de los Glaciares Pirenaicos), y en otros casos son espacios naturales de gran valor, aunque carentes de valoración y protección legal. Por todo

ello, su estudio, evaluación y valoración debe guiar una adecuada gestión de este patrimonio geomorfológico de las montañas españolas, heredado de tiempos muy recientes, muy dinámico e inestable.

7. Agradecimientos

Una parte de este trabajo ha sido financiada y apoyada por la Fundación Marcelino Botín. Queremos agradecer a Eduardo Martínez de Pisón su apoyo, la constante discusión sobre el tema y el intercambio de ideas con los autores, así como a Antonio Gómez Ortiz y Carlos E. Martí Bono las sugerencias y correcciones realizadas al texto original.

8. Bibliografía

- Agudo, C., Serrano, E. & Martínez de Pison, E. (1989). El glaciar rocoso activo de los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés). *Rev. C & G*, 3, 83-91.
- Alonso, F. & Martínez de Pisón, E. (1983). Nota informativa acerca de los trabajos del Instituto Español de Glaciología (INEGLA). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 3, 287-289.
- Alonso, F., Nicolás, P. & Martínez de Pisón, E. (1983). *Los glaciares españoles actuales*. Madrid, INEGLA, 28 pp.
- Alonso, V. & González, 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.
- Angely, A.G. (1967). Anciens glaciers dans l'est des Pyrénées centrales. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 38, 5-28.
- Arenillas, M., Cantarino, I., Martínez, R., Martínez de Pisón, E. & Pedrero, A. (1992). El control de los glaciares actuales en el programa ERHIN. En: *La Nieve en las Cordilleras españolas 1990/91*, Madrid, MOPT, 215-227.
- Arenillas, M., Ferrer, C., Martínez de Pisón, E., Martínez R., Navarro, J. & Yagüe, J. (2000). Surveillance generale des glaciers espagnols. Leur état critique à la fin du XXème siècle. *Société Hydrotechnique de France. Section de Glaciologie-Nivologie*. Grenoble, 1-4.
- Barrère, P. (1952). Le relief des massifs granitiques de Neouvieille, Cauterets et Panticosa. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, 2, 69-98.
- Barrère, P. (1953). Equilibre glaciaire actual et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées Centrales. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud Ouest*, fasc. 2, 116-134.
- Barriendos, M. & Martín, J. (1998). Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). En *Climatic Change*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 38, 473-491.

- Belmonte, A. (2003). La extensión máxima del glaciario en el macizo de Cotiella (Pirineo oscense). *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 69-90.
- Boissier, C.E. (1839). *Voyage botanique dans le midi de l'Espagne pendant l'année 1837*. Gide et Cie. París. En: Boissier, C.E. (1995). *Viaje botánico al sur de España durante el año 1837*. Fundación Caja de Granada-Universidad de Málaga. Granada.
- Boletín Glaciológico Aragonés (2002). *Los glaciares pirenaicos aragoneses. Evolución. Fotografías 1880-1999*. BGA –Número extraordinario-Diputación de Huesca, 323 pp.
- Bordonau, J., Serrat, D. & Vilaplana, J.M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region* (Cearreta, A. & Ugarte, F.M., eds.). Servicio Editorial Universidad del País Vasco, Bilbao, 303-312.
- Boyé, M. (1952). Gélivation et cryoturbation dans le Massif du Mont Perdu (Pyrénées centrales). *Pirineos*, 23, 5-30.
- Brunet, R. (1956). Un exemple de la regresión des glaciers pyrénéens. *Pirineos*, 39-42, 261-264.
- Castañón, J.C. & Frochoso, M. (1998). La alta montaña cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámica en los Picos de Europa. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (A. Gomez, F. Salvador, L. Schulte & A. García, eds.). Publicaciones de la Universidad de Barcelona, Barcelona, 113-132.
- Cazenave-Piarrot, F. & Tihay, J.P. (1983). Eboulis, formations morainiques et glaciers rocheux dans le massifs de L'Ardiden (Pyrenees Centrales). En: *Eboulis et environnement géographique passé et actuel*, París. Coll. A.G.F., Publ. Centre Géogr. Phys., 121-138.
- Cazenave-Piarrot, F. & Tihay, J.P. (1986). Glaciers rocheux dans les Pyrénées Centrales et Occidentales. *Communication a la Société Hydrotechnique de France (section Glaciologie)*, París, 8 pp.
- Chueca, J. (1992). *Análisis geomorfológico de la fenomenología glacial y periglacial en el Macizo del Turbón-Sierra de Ballabriga (Pirineo oscense)*. Serie de Investigación Geográfica-Edición Microfichas. Instituto de Estudios altoaragoneses, Huesca. 212 pp.
- Chueca, J. & Julián, A. (1996). Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad de Hielo. Macizo de la Maladeta. En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios* (Pérez Alberti, A. et al., eds). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 171-182.
- Chueca, J., Peña, J.L., Lampre, F. & Julián, A. (1998). La Pequeña Edad del Hielo en el Pirineo Central y Meridional. Inferencias paleoambientales a partir de datos geomorfológicos. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. & Pérez Alberti, A., eds.). Santiago de Compostela. Universidad de Santiago, 307-328.
- Chueca, J., Peña, J.L., Lampre, F., García Ruiz, J.M. & Martí, C.E. (1998). *Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Dpto. Geografía, Urbanismo y O.T., Zaragoza.
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M.A., Creus, J., López Moreno, I. & Lapeña, A. (2001). Estudio de la evolución del glaciario de Coronas (macizo de La Maladeta, Pirineo central español): desde el final de la Pequeña Edad del Hielo hasta la actualidad y de su relación con el clima. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1, 13-41.
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M.A., Creus, J. & López Moreno, I. (2003). El glaciario de La Maladeta (Pirineo central español): análisis de su evolución desde la Pequeña Edad del Hielo y su relación con factores climáticos. *Rev. C&G*, 17, 3-4, 41-55.
- Chueca, J. & Julián, A. (2004). Influencia de la radiación solar en el proceso de degradación y fragmentación post-pequeña edad del hielo del glaciario de La Maladeta (Pirineo Central Español). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 61-82.
- Clark, R. (1981). Cold climate features of the Cordillera Cantábrica, Northern Spain. *Biuletyn Peryglacjalny*, 24, 5-18.
- Copons, R. & Bordonau, J. (1994). La Pequeña Edad de Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Ésera, Pirineos Centrales). En: *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones* (Martí Bono, C. & García Ruiz, J.M., eds.). Geoforma Ediciones, 111-124.
- Copons, R. & Bordonau, J. (1997). El registro glaciario correspondiente a la Pequeña Edad del Hielo en la Península Ibérica. En: *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones a la desertificación* (Ibáñez, J.J.; Valero, B.L.; Machado, C.eds.). Geoforma ediciones, Logroño, 295-310.
- Creus, J. (1991). Tendencia secular de la temperatura de mayo en el Pirineo central (1302-1989). *Notes de Geografía Física*, 20-21, 41-49.
- Diener, C. (1887). Der Pic der Nethou der Maladetta-Gruppe (Central-Pyrenäen). *Zeitschrift Deutsche und Österreichische Alpenverein*, 18, 388-406.
- Esteban, A. (1996). Evolución del paisaje nevadense durante los últimos 1.500 años a partir del análisis polínico de borreguiles. *1ª Conferencia Internacional Sierra Nevada*. Universidad de Granada-Sierra Nevada 96. Granada, 4, 251-273.
- Fagan, B. (2000). *The Little Ice Age. How climate made history. 1300-1850*. Basic Books, Nueva York.
- Ferrer, C., Mora, J., Arenillas, M., Navarro, J. & Cobos, G. (2003). Evolución reciente de los aparatos glaciares del Pirineo español. *Revista de Ingeniería Civil*, 131, 17-22.
- Frochoso, M. & Castañón, 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, M. & Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciario de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. & Pérez Alberti, A. Eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 65-137.
- Galibert, G. (1965). *La haute montagne alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hautes massifs des Alpes et dans certains reliefs des comparation*. CNRS, Toulouse.
- García Ruiz, J.M. (1989). *Mapa geomorfológico de Sallent (M.T.N. 145), E 1:50.000*, Geoforma Ediciones, Logroño.
- García Ruiz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E. & Vilaplana, J.M. (1992). *Mapa geomorfológico de Benasque (M.T.N. 180), E 1:50.000*, Geoforma Ediciones, Logroño.

- García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C.E. (1994). Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo Aragonés. En: *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones* (García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C.E., eds.). Geoforma Ediciones, Logroño, 17-32.
- García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C.E. (2001). *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. O.A.P.N., M° de Medio Ambiente. Madrid.
- García Sainz, L. (1943). El glaciario cuaternario en Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 4, 233-254.
- García, F., Cantarino, I. & Serrano, E. (1998). Primeros estudios mediante prospección geoelectrica en el aparato glaciar de Besiberri, Pirineo catalán (Lleida). *Eria*, 45, 82-87.
- Gaurier, L. (1921). *Études glaciaires dans les Pyrénées françaises et espagnoles de 1900 a 1909*. Pau, Garet-Haristoy, 16, 363 pp.
- Gellatly, A.F., Grove, J.M., Bücher, A., Latham, R & Whalley, W.B. (1995). Recent historical fluctuations of the glacier du Taillon, Pyrenees. *Physical Geography*, 15, 399-413.
- Gómez de Larena, J. (1936). Algunos datos sobre el glaciar actual del Monte Perdido (Pirineos). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 36, 327-343.
- Gómez Ortiz, A. (2004). *El conocimiento glaciar de Sierra Nevada. De la descripción ilustrada del siglo XVIII a la explicación científica actual*. Discurso de ingreso en la Real Academia de Doctores de Cataluña, Barcelona, 122 pp.
- Gómez Ortiz, A., Sánchez, S.T., Simón, M. Salvador, F. & Esteban t, A. (1992). Síntesis de la morfología glaciar y periglaciar en Sierra Nevada. En: *Estudios de Geomorfología en España*. II Reunión Nacional de Geomorfología, SEG, Murcia, 1, 379-392.
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L. & Salvador, F. (1996). Contribución al conocimiento de la deglaciación reciente y morfología asociada del Corral del Veleta (Sierra Nevada). En: *Cadernos do laboratorio xeológico de Laxe*. IV Reunión Nacional de Geomorfología, SEG. La Coruña, 21, 543-558.
- Gómez Ortiz, A. & Salvador, F. (1998). Procesos periglaciares actuales en la montaña mediterránea. Ideas clave, trabajos de campo y resultados en Sierra Nevada. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte & A. García Navarro eds.). Publicaciones de la Universitat de Barcelona. Barcelona, 217-234.
- Gómez Ortiz, A. & Salvador, F. (1998). El glaciario de Sierra Nevada, el más meridional de Europa. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (Gómez Ortiz, A. & Pérez Alberti, A. eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela. Santiago de Compostela, 385-430.
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L., García, A. & Palacios, D. (1999). Sobre la existencia de permafrost en Sierra Nevada. Significado geomorfológico y paleoclimático. En: *Avances en el estudio del Cuaternario español* (Pallí Buxó, L. y Roqué Pau, eds.). AEQUA-Universitat de Girona, 181-186.
- Gómez Ortiz, A., Palacios, D. & Ramos, M. (2000). Localización del permafrost en la montaña mediterránea y análisis de su significado paleoclimático: Aplicación a Sierra Nevada. En: *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea* (J.L. Peña, M. Sánchez Fabre & M.V. Lozano Eds.). Instituto de Estudios Turolenses, 299-235.
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Palacios, D., Ramos, M., Tanarro, L.M., Salvador, F., De Marcos, J., Luengo, E. & García, A. (2002). El sistema morrénico del Corral del Veleta (Sierra Nevada, España). En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio* (Pérez González, A., Vegas, J. & Machado, M.J. eds.). Instituto Geológico y Minero, Madrid, 405-416.
- Gómez Ortiz, A., Schulte, L., Salvador, F., Palacios, D., San José, J.J. & Atkinson, A. (2004). Deglaciación reciente de Sierra Nevada. Repercusiones morfogenéticas, nuevos datos y perspectivas de estudio futuro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 147-168.
- González Suárez, J.J. & Alonso, V. (1994). Glaciers in Picos de Europa, Cordillera Cantábrica, northwest Spain. (Correspondence). *Journal of Glaciology*, 40 (134), 198-199.
- González Suárez, J.J. & 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, Y. & Serrano, E. (2002). Huellas morfológicas del glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el Macizo Central de los Picos de Europa, Cordillera Cantábrica. Primera Aproximación. En: Serrano, E. & García de Celis, A. (Eds.). *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*. Sociedad Española de Geomorfología. Departamento de Geografía, UVA, Valladolid, 183-193.
- González Trueba, J.J. & Serrano, E. (2005). Glaciario histórico en los Picos de Europa (NO España). Factores condicionantes y deglaciación. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 6, 37-60.
- González Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciar histórico. *Rev. C & G*, 19 (3-4), 79-94.
- González Trueba, J.J. (2006). Topoclimatical factors and very small glaciers in Atlantic Mountain of SW Europe: The Little Ice Age glacier advance in Picos de Europa (NW Spain). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 39, 115-125.
- González Trueba, J.J. (2007). *La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa*. Servicio de Publicaciones, Universidad de Cantabria – Fundación Marcelino Botín, Santander, 225 pp.
- Grove, J.M. (1979). The glacial history of the Holocene. *Progress in Physical Geography*, 3, 1, 1-53.
- 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.
- Grove, J.M. & Gellatly, A.F. (1995). Little Ice Age fluctuations in the Pyrenees. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie*, 31, 199-206.
- Hamilton, J. (1988). The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif, Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 131, 43-56.

- Hellmann, G. (1881). Der Südlichste Gletscher Europas. *Verhandl.de.Gess.f. Erdkunde zu Berlin*, 362-367.
- Hernández Pacheco, F. & Vidal Box, C. (1946). La tectónica y la morfología del Macizo del Monte Perdido. *Pirineos*, 69-108.
- Jones, P.D. & Bradley, R.S. (1992). Climatic variations in the longest instrumental records. En: *Climate since AD 1500* (Bradley, R.S. & Jones, P.D. eds.). Routledge, Londres y Nueva York, 246-268.
- Julián, A. & Chueca, J.(1998). Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Meridionales: estimation des paléotempératures á partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-Ouest Europeen*, 3, 79-88.
- Kinzl, H. (1932). Die grössten nacheiszeitliche Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen und in der Mont Blanc-Gruppe. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20, 269-397.
- Kuhn, M.; Schlosser, E. & Span, N. (1997). Eastern alpine glacier activity and climatic records since 1860. *Annals of Glaciology*, 24, 54-59.
- Lamb, H.H. (1977). Climate: Present, past and future. Vol. 2. Climatic History and the future. Methuen, 385 pp.
- Lamb, H.H.(1982). *Climate , History and the Modern World*. Methuen, Londres.
- Lampre, F. (1994). La línea de equilibrio glaciar y los suelos helados en el Macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés): evolución desde la Pequeña Edad de Hielo y situación actual. En: *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones* (Martí Bono, C. & García Ruíz, J.M. eds). Geofoma Ediciones, Logroño, 125-142.
- Lampre, F. (1996). Evolución glaciar de Ballibierna (macizo de la maladeta, Pirineo aragonés). En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios* (Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chesworth, W. & Ramil-Rego, P.eds). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 157-170.
- Lampre, F. (1998). *Estudio Geomorfológico de Ballibierna (macizo de la Maladeta, Pirineo aragonés): modelado glacial y periglacial*. Consejo de protección de la naturaleza de Aragón, Zaragoza.
- Le Roy Ladurie, E. (1967). *Historie du climat después l'àn mil*. Flammarion, Paris, 366 pp.
- Le Roy Ladurie, E. (2004). Histoire humaine et comparée du climat. Canicules et glaciers XIII^e-XVIII^e siècles. Fayard, Paris.
- López Gómez, A. (1998). El clima de Madrid según los autores de los siglos XVI-XIX. En: *Clima y ambiente urbano en ciudades ibéricas e iberoamericanas* (Fernández et al. Eds.), Madrid, Parteluz, 21-38.
- López Moreno, J.I. (2000). *Los glaciares del Alto Valle del Gállego (Pirineo aragonés) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de las temperaturas*. Geofoma Ed. Logroño.
- Luengo, E., Gómez, A., Tanarro, L.M., Palacios, D., Schulte, L. & Ramos, M. (2002). Inestabilidad de los taludes en alta montaña causada por la presencia de permafrost: El caso del Corral del Veleta, Sierra Nevada. En: *Aportaciones a la Geomorfológica de España en el inicio del Tercer Milenio* (Pérez González, A.; Vegas, J. & Machado, M.J. eds.). Instituto Geológico y Minero, Madrid, 525-536.
- Lugon, R., Delaloyé, R., Serrano, E., Reynard, E., Lambiel, C. & González Trueba, J.J. (2004). Permafrost and Little Ice Age relationships, Posets massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 207-220.
- Mallada, L. (1878). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Memorias Comisión Mapa Geológico de España, 15, Madrid.
- Mann, M.E. (2002). Little Ice Age. Vol. 1. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. En: *Encyclopaedia of Global Environmental Change* (MacCracken, M. & Perry, J.S., eds.). Wiley & Sons, Ltd, Chichester: 504-509.
- Martí Bono, C.E., Serrat, D. & González, C. (1978). Los fenómenos glaciares en la vertiente meridional de los Pirineos. *Actas del V Coloquio de Geografía*, Granada, 67-74.
- Martí, M. & Serrat, E. (1995). Les glaceres rocalloses pirenenques. *Terra*, 25, 24-34.
- Martín, J. (1997). *Avances en climatología histórica en España / Advances in Historical climatology in Spain*. Barcelona, Oikos-Tau, 223 p.
- Martín, R. (2004). Comparación de dos glaciares: Longyearbreen (Spitsbergen) y Monte Perdido (Pirineos). Características y evolución desde la Pequeña Edad del Hielo. *Ería*, 63, 5-22.
- Martín, R. (2006). *Estudio comparativo de formas y procesos glaciares y periglaciares desde la Pequeña Edad del Hielo: Altas Latitudes noruegas (Spitsbergen y Jotunheimen) y Altas Altitudes españolas (Pirineos, Sistema Central y Teide)*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, 712 pp.
- Martínez de Pisón, E. (1986). El macizo granítico del Aneto. En: *Atlas de Geomorfológica*, Alianza Editorial. Madrid, 17-25.
- Martínez de Pisón, E. (1989). Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo aragonés). *Ería*, 51-64.
- Martínez de Pisón, E. (2000). *Glaciares del Pirineo español*. Programa ERHIN, 151 pp. (policopiado)
- Martínez de Pisón, E. (2002). La pequeña glaciación. En: *Un siglo de España*, Homenaje a Julián Marías, Alianza Editorial, 225-230.
- Martínez de Pisón, E. (2003). Comentario a una fotografía del Glaciar de Monte Perdido del primer cuarto del siglo XX encontrada en los archivos de la R.S.E.A. *Peñalara*. Peñalara, 506, 211-217.
- Martínez de Pisón, E. & Arenillas, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español. En: *La nieve en el Pirineo Español*. MOPU, Madrid, 29-98.
- Martínez de Pisón, E., Arenillas, P. & Martínez Costa, R. (1992): El estado de los glaciares españoles en 1991. *Ería* 28, 176-182.
- Martínez de Pisón, E., Navarro, P., Martínez, I., Cantarino, I., Pedrero, A. & Arenillas, M. (1995). Observaciones morfológicas sobre la evolución de los glaciares del Pirineo español entre 1982 y 1993. En: *La nieve en las Cordilleras españolas*. Programa ERHIN, M.O.P.T.M.A., Madrid, 253-281.
- Martínez de Pisón, E., Navarro, J., Martínez, R., Pedrero, A., Arenillas, M. & Bisbal, L. (1997). Observaciones sobre el estado de los glaciares del Pirineo español. Campaña 1994. En: *La Nieve en las Cordilleras españolas 1993/94*. Madrid, Ministerio de Medio Ambiente, 253-265.

- Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (1998). Morfología glaciar del valle de Tena (Pirineo aragonés). En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. (Gómez Ortiz, A. & Pérez Alberti, A., eds.). Santiago de Compostela, Universidad de Santiago de Compostela, 239-261.
- Martínez de Pisón, E., Arenillas, M., Martínez, I., Serrano, E., & Navarro, P. (1998). Medidas de precipitación nival y de dinámica glaciar en el Pirineo español (1987-1997). En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos* (Gómez, A., ed.). Universidad de Barcelona, Barcelona, 299-311.
- Mateo, M. & Gómez Ortiz, A. (1998). El glaciario histórico. La Pequeña Edad del Hielo en el valle del Madriu (Andorra). En: *Investigaciones recientes de la geomorfología española* (Gómez Ortiz, A. & Salvador Franch, F., eds.). Granada, SEG-Geoforma Ed., 397-406.
- Mateo, M. & Gómez Ortiz, A. (2000). Oscilaciones climáticas en el Holoceno Histórico. La Pequeña Edad de Hielo en el valle del Madriu. En: *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. (Peña, J.L., Sánchez-Fabre, M. & Lozano, M.V., eds.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 81-96.
- Mateo, M. & Gómez Ortiz, A. (2004). La Pequeña Edad del Hielo en Andorra: episodios morfogenéticos y su relación con la producción de cereales en Europa. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99 (1-4), 173-183.
- Matthews, J.A. & Briffa, K.R. (2005). The "Little Ice Age": Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 87 A: 17-36.
- Matthes, F.E. (1939). *Report of comité on Glaciers*. National Research Council. American Geographical Union, Washington.
- Matthes, F.E. (1950). The Little Ice Age of historic times. En: *The incomparable valley: a geological interpretation of the Yosemite* (Frixel, F., ed.). Berkeley, University of California Press/Cambridge, Cambridge University Press, 151-160.
- McGregor, G.R., Gellatly, A.F., Bücher, A. & Grove, J.M. (1995). Climate and glacier response in the Pyrenees. 1878-1994. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie*, 31, 207-214.
- Messerli, B., Zumbühl, H.J., Ammann, K., Kienholz, H., Oeschger, H., Pfister, Ch. & Zurbuchen, M. (1975). Die Schwankungen des unteren Grindelwald-Gletschers seit dem Mittelalter. Ein interdisziplinärer Beitrag zur Klimageschichte. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie*, 11, 1, 3-110.
- 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.
- Nicolás, P. (1981). Morfología del circo de Tucarroya (Macizo del Monte Perdido, Pirineo aragonés). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 7, 51-80.
- Nicolás, P. (1986). Morfología de un aparato glaciar: el glaciar nororiental del Monte Perdido. Pirineo de Huesca. En: *Atlas de Geomorfología*, Madrid, Alianza, 189-209.
- Obermaier, H. (1914). *Estudio de los glaciares de los Picos de Europa*. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geología, 9, Madrid, 41 pp.
- Obermaier, H. (1916). Los glaciares cuaternarios de Sierra Nevada. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Serie Geología, 17, 1-68.
- Obermaier, H. (1921). Die eiszeitliche Vergletscherung Spaniens. *Petermans Mitteilungen*, 158-162.
- Obermaier, H. (1932). Beitrag zur Kenntnis der quartär. Vereisung der Iber. Halbinsel. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 20, Berlin, 422-425.
- Obermaier, H. & Carandell, J. (1916). Datos para la climatología cuaternaria en España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, Madrid, 402-411.
- Paschinger, H. (1956). Der Südlichste Gletscher Europas. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glacialgeologie*, 3/1, 39-46.
- Penck, A. (1883). Die Eiszeit in die Pyrenäen. *Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig*. 86 pp.
- Penck, A. (1884). Alte und neue Gletscher der Pyrenäen. *ZDÖAV*, 459-471.
- Penck, A. (1885). La période glaciaire dans les Pyrenéenes. *Bull. Soc. Hist. Naturelle de Toulouse*, XIX: 105-200.
- Penck, A. (1897). Die Picos de Europa und das kantabrische Gebirge. *Geographische Zeitschrift Leipzig*. 278-281.
- Plandé, E. (1947). La nieve y los glaciares en el Pirineo. *Pirineos*, 5, 167-187.
- Ponz, A. (1776). Viaje de España en que se da noticia de las cosas más apreciables, y dignas, de saberse, que hay en ella. Joaquín Ibarra. Madrid, En: *La aventura de Sierra Nevada, 1717-1915* (M. Titos Martínez, ed.). Universidad de Granada-Diputación Provincial de Granada, Granada.
- Porter, S.C. (1986). Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last Millennium. *Quaternary Research*, 26, 27-48.
- 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.
- Quelle, O. (1908). Beiträge zur Kenntnis der Sierra Nevada. *Z. de. Gess.f. Erdkunde zu Berlin*, 294-316, 407-426.
- Ramond de Carbonnières, L. (1927). *Voyage dans les Pyrénées. (Observations dans les Pyrénées)* Lardanchet, Lyon.
- Ramos, M., Gómez, A., Palacios, D., Vicente, A., Salvador, F., Tanarro, L.M., Schulte, L., Crespo, F. & Luengo, E. (2002). Monitorización de la distribución del permafrost en Sierra Nevada a través del registro sistemático anual de la temperatura del suelo: Primeros resultados. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio* (Pérez González, A.; Vegas, J. & Machado, M.J. eds.). Instituto Geológico y Minero, Madrid, 455-464.
- Rein, J. (1892). *Beiträge zur Kenntnis der spanischen Sierra Nevada*. JST. Verlag.
- René, P. (2001). Actualisation des observations sur les glaciers des Pyrénées Centrales Françaises. *Journal du Parc National des Pyrenees*, 10, 9-10.
- René, P. (2003). Les glaciers des Pyrénées françaises. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 31-68.
- Rodrigo, F.S. (1994). *Cambio climático natural. La Pequeña Edad del Hielo en Andalucía. Reconstrucción del clima histórico a partir de fuentes documentales*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada.
- Rognon, P. (1983). Quelques crises climatiques des douze derniers millénaires. *Bull. Asoc. Geogr. Franc.*, 494, 145-155.

- Russell, H. (1908). *Souvenirs d'un Montagnard*, Pau.
- Rute, L. De (1889). *La Sierra Nevada. Nouvelle Revue Internacionale*. Imprimerie Charaire et fils. Paris.
- Saint-Saud, A.A. (1893). Les Picos de Europa (Monts Cantabriques). Etude Orographique. *Annales Club Alpine Français*, 38 pp.
- 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.
- Saz, M. A. & Creus, J. (2001). El Clima del Pirineo centro-oriental desde el siglo XV: estudio dendroclimático del observatorio de Capdella. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 2, 37-79.
- Schrader (1936). Sur l'étendue des glaciers des Pyrenees 1894. *Pyrenees*, 201-221.
- Schrader, F. (1936). *Pyrénées*. Privat Ed., Toulouse.
- Schulte, L. (2002a). Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain. *Quaternary International*, 93-94, 85-100.
- Schulte, L. (2002b). Aplicación del método de datación del plomo-210 a la determinación cronológica de procesos geomórficos. En: *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio* (Pérez González, A.; Vegas, J. & Machado, M.J. eds.). Instituto Geológico y Minero, Madrid, 483-490.
- Schulte, L. (2002c). *Evolución cuaternaria de la depresión de Vera y Sorbas oriental (SE-Península Ibérica). Reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos*. Servei de Paisatge-Publicacions de la Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Sermet, J. (1942). Sierra Nevada. *Estudios Geográficos*, 9, 727-749.
- Serrano, E. (1991). Glacial evolution of the Upper Gállego valley (Panticosa Mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Sp-ain). *Pirineos*, 138, 83-104.
- Serrano, E. (1995). Geomorfología de la Sierra de Tendeñera. *Ería*, 37, 143-158.
- 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* (Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chesworth, W. & Ramil-Rego, P, eds). Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 157-170.
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo aragonés)*. Fundación Fernando El Católico, Zaragoza.
- Serrano, E. & Agudo, C. (1988). La deglaciación del circo de los Ibones Azules. Estudio glaciomorfológico. *Rev. C & G*, 2, 115-123.
- Serrano, E. & Rubio, V. (1989). El glaciar rocoso activo de las Argüaldas (Pirineo Aragonés). *Ería*, 19-20, 195-198.
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E., Martínez, R., Cantarino, I. & Navarro, J. (1991). El glaciar noroccidental del Besiberri (Pirineo de Lérida). *Pirineos*, 137, 95-109.
- Serrano, E. & Martínez de Pisón, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo aragonés oriental. En: *El glaciario supirenaico: nuevas aportaciones* (Martí Bono, C. & Gracia Ruiz, J.M., eds.). Geoforma Ediciones, 33-64.
- Serrano, E., San José, J.J., Silió, F. & Agudo, C. (1995). Movimientos superficiales del glaciar rocoso de las Argüaldas (Pirineo aragonés). *Pirineos*, 145-146, 103-110.
- Serrano, E. & Agudo, C. (1998). Los glaciares rocosos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En: *Procesos biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes* (Gómez Ortíz, A. & Salvador Franch, F.; Shulte, L. & García Navarro, A., eds.). Universidad de Barcelona., Barcelona, 133-154.
- Serrano, E., Agudo, C. & Martínez de Pisón, E. (1999). Rock glaciers in the Pyrenees. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 101-106.
- Serrano, E., Agudo, C., Delaloyé, R. & González Trueba, J.J. (2001). Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees. *Norwegian Journal of Geography*, 55, 245-252.
- Serrano, E.; Martínez de Pisón, E. & Agudo, C. (2001). El medio periglacial de alta montaña en el Pirineo Central: aportaciones recientes. En: *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea* (Peña, J.L.; Sanchez, M. & Lozano, M.V., eds.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 45-62.
- Serrano, E. & 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., Agudo, C. & González Trueba, J.J. (2002). El dominio de alta montaña periglacial en el macizo del Posets (Pirineo aragonés). En: *Periglaciario en montaña y altas latitudes* (Serrano, E. & García, A., eds.). Universidad de Valladolid, Valladolid, 163-184.
- Serrano, E., Agudo, C. & González Trueba, J.J. (2002). La deglaciación de la alta montaña del macizo del Posets (Pirineo aragonés). Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares. *Rev. C & G*, 16, 11-126.
- Serrano, E. & Agudo, C. (2004). Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, 99, 159-172.
- Serrano, E., San José, J.J. & Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argüaldas rock glacier. *Geomorphology*, 74, 285-296.
- Serrat, D. & Ventura, J. (1993). Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. *U.S. Geological Survey Professional. Paper*, 1386-E-2, 49-61.
- Solé Sabarís, L. (1951). *Los Pirineos. El medio y el hombre*. Alberto Martín, Zaragoza. 523 pp.
- Taillefer, F. (1964). Le modelé postwürmiense des hautes montagnes françaises. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 35-2, 129-138.
- Taillefer, F. (1968). Le neoglaciare Pyrénéen. *Melanges O. Tulippe*, 134-138.
- Täuber, C. (1910). Wanderungen in den Pyrenäen. *Jahrbuch des Schweizer Alpenclub*, XLVI Jahrgang, 3-43.
- Tihay, J.P. (1983). Les eboulis et leur environnement géomorphologique autre que celui des glaciers rocheux.. *Colloque Eboulis et environnement géographique passé et actuel*. Paris, 107-119.

- Tihay, J.P.(1992). Le cirque de Gavarnie et ses glaciers. Images d'une disparition annoncée. *Pyrénées*, 170-171, 175-185.
- Tonnellé, A. (1977). *Trois mois dans les Pyrénées en 1858*. Pau, Am. Liv. Pyr., XII+477 pp.
- Vidal Box, C. (1933). Notas sobre glaciología pirenaica. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, 33, 273-285.
- Viers, G. (1973). *Los Pirineos*. Oikos Tau, Barcelona, 128 pp.
- Willkomm, M (1882). *Aus der Hochgebirgen von Granada*. Wien, 414 pp.
- Zumbühl, H.J. & Holzhauser, H. (1988). Glaciers des Alpes du Petit Âge Glaciaire. *Les Alpes*, 64 130-322.