



**Evidencias de actividad glaciár durante el Dryas Reciente (12,9-11,7 ka BP)
en la Península Ibérica**

*Evidence of glaciár activity during the Younger Dryas (12,9-11,7 ka BP)
in the Iberian Peninsula*

García-Ruiz, J.M.⁽¹⁾; Palacios, D.⁽²⁾; González-Sampériz, P.⁽¹⁾; de Andrés, N.⁽²⁾;
Moreno, A.⁽¹⁾; Valero-Garcés, B.⁽¹⁾ y Gómez-Villar, A.⁽³⁾

(1) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, P.O. Box 13034, 50080-Zaragoza, España.
humberto@ipe.csic.es, pgonzalez@ipe.csic.es, amoreno@ipe.csic.es, blas@ipe.csic.es

(2) Departamento de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Complutense de Madrid,
28040-Madrid, España. davidp@ghis.ucm.es, nuriand@ghis.ucm.es

(3) Departamento de Geografía y Geología, Universidad de León,
Campus de Vegazana, 24071-León, España. agomv@unileon.es

Resumen

El Dryas Reciente (*Younger Dryas*) (GS-1, entre 12,9 y 11,7 ka BP) se caracterizó por un marcado descenso de la temperatura a escala global. La consecuencia fue un reavance de los glaciares que afectó también a las cordilleras más importantes de la Península Ibérica. Este trabajo revisa la información disponible sobre la localización, evolución y extensión de tales glaciares. La actividad geomorfológica durante el Dryas Reciente en la Península Ibérica se ha identificado mediante depósitos morrénicos, umbrales rocosos pulidos por el hielo, y glaciares rocosos, datados en la mayor parte de los casos mediante métodos cosmogénicos. Los mejores ejemplos de morrenas del Dryas Reciente se localizan en los Pirineos, donde se desarrollaron cortas lenguas glaciares de hasta 4 km de longitud en los macizos más elevados y numerosos glaciares de circo. También hay evidencias de pequeños glaciares de circo y glaciares rocosos en la Cordillera Cantábrica y en el Sistema Central (sierras de Gredos y Guadarrama), como indican umbrales rocosos y depósitos morrénicos en el frente de circos glaciares. En cambio, en Sierra Nevada, en el extremo meridional de la Península Ibérica, las únicas evidencias del Younger Dryas son glaciares rocosos que se desarrollaron durante el Dryas Antiguo y estuvieron funcionales durante todo el Dryas reciente.

Palabras clave: Dryas Reciente; Deglaciación; Morrenas; Umbrales pulidos; Glaciares rocosos; Península Ibérica.



Abstract

The Younger Dryas (GS-1, entre 12,9 y 11,7 ka BP) was characterized by a remarkable declining in temperature at a global scale. The consequence was a moderate re-advance of glaciers that also affected the main ranges of the Iberian Peninsula. This paper reviews the available information on the location, evolution and extent of such glaciers. The geomorphological activity during the Younger Dryas in the Iberian Peninsula has been identified throughout the presence of morainic deposits (dated in most cases with cosmogenic exposure ages), rocky thresholds polished by the ice, and rock glaciers. The best examples of Younger Dryas moraines were found in the Central Pyrenees, with short ice tongues of up to 4 km in length in the highest massifs and a number of glacial cirques. There is also evidence of small cirque glaciers in the Cantabrian Range and the Central System Range (Gredos and Guadarrama sierras), as deduced by rocky thresholds and morainic deposits close to cirque headwalls. Conversely, in Sierra Nevada (southernmost sector of the Iberian Peninsula) the only evidence of the Younger Dryas is the presence of rock glaciers that were developed during the Oldest Dryas and survived during the Younger Dryas.

Key words: Younger Dryas; Deglaciation; Moraines; Polished rocky thresholds; Rock glaciers; Iberian Peninsula.

1. Introducción

Se entiende por Último Máximo Glaciar (GS-2.1b, 21-17,5 ka BP) el momento en que los inlandsis continentales o *ice sheets* de Escandinavia, Británico-Irlandés y Lauréntide alcanzan su máxima extensión, que coincidió con el nivel más bajo del mar (en torno a -130 m respecto al nivel actual: Yokoyama *et al.*, 2000). El periodo comprendido desde el Último Máximo Glaciar hasta el Holoceno temprano se conoce como deglaciación. Después del Máximo Glaciar, el rápido proceso de deglaciación se vio interrumpido por dos estadales fríos, el GS-2.1a, conocido como Dryas Antiguo (*Oldest Dryas*) y como "*Mystery Interval*" (entre 17,5 y 14,5 ka BP), y el GS-1 o Dryas Reciente (*Younger Dryas*) (entre 12,9 y 11,7 ka BP), según nomenclatura y cronología establecidas a partir de las propuestas del grupo INTIMATE (Rasmussen *et al.*, 2014). El Dryas Reciente fue un periodo de intenso frío, mayoritariamente seco, que dio lugar a avances glaciares en buena parte de las áreas de montaña del mundo (Davis *et al.*, 2009), así como en los inlandsis (Marks, 2015). Descubrimientos recientes mediante el análisis de alta resolución de espeleotemas han confirmado que fue un periodo seco durante su primera parte, pasando a ser progresivamente más húmedo en su segunda parte (Barto-

lomé *et al.*, 2015). Indicadores terrestres en sedimentos marinos indican un aumento de la aridez al menos durante la primera mitad del Dryas Reciente (Frigola *et al.*, 2008). Numerosos estudios en sedimentos lacustres de la Península Ibérica también detectan la ocurrencia de un periodo frío y seco, aunque tienen más dificultades para distinguir cambios a lo largo de ese periodo (por ej., Vegas, 2007; Morellón *et al.*, 2009; Moreno *et al.*, 2010; Serrano *et al.*, 2013; Muñoz Sobrino *et al.*, 2013).

El Dryas Antiguo y el Dryas Reciente estuvieron separados por un periodo cálido (el GI-1 o Bølling-Allerød) que favoreció la fusión rápida de los glaciares, coincidiendo con una expansión de los bosques de pinos y abedules en las llanuras y la media montaña (Fletcher *et al.*, 2010) (14,7-12,9 ka BP: Rasmussen *et al.*, 2014). La transición climática desde el Bølling-Allerød hasta el Dryas Reciente es extremadamente brusca (Moreno, 2014). Este periodo es, por ello, el paradigma de los cambios abruptos, aumentando así el interés de su estudio en el contexto del cambio climático actual. La ocurrencia del Dryas Reciente se ha explicado por una liberación catastrófica de aguas de fusión glaciario desde el lago Agassiz hacia el Océano Glacial Ártico (Murton *et al.*, 2010), dando lugar a la reorganización de

la circulación atmosférica en el Atlántico Norte y al debilitamiento de la circulación termohalina (Broecker, 2006). La consecuencia fue un descenso brusco de la temperatura en el hemisferio norte.

Existen muchas referencias en Europa a la ocurrencia de un evento frío y de corta duración antes del inicio del Holoceno. Marks (2015) señala un avance del inlandsis escandinavo a partir de 13,3 ka BP, y en Islandia la gran masa de hielo del Vatnajökull ocupó de nuevo toda la isla entre 13,8 y 12,0 ka BP (Pétursson *et al.*, 2015). También el inlandsis Británico-Irlandés dejó numerosas morrenas en las Highlands de Escocia entre 12,9 y 11,5 ka BP (Ballantyne, 2012). En los Alpes existen muchos registros morrénicos relacionados con el estadal Egesen, que es el nombre con que se conoce en Suiza al Dryas Reciente (Ivy-Ochs *et al.*, 2008). En una revisión reciente sobre la deglaciación en los Alpes, Ivy-Ochs (2015) señala que durante el interstadial Bølling-Allerød gran parte de los Alpes estaba libre de hielo, mientras que los glaciares avanzaron repetidamente varios kilómetros desde los circos de cabecera durante el estadal Egesen, desarrollando varios conjuntos de morrenas entre 13,5 y 12 ka BP. Hay también referencias a este periodo frío en los Montes Tatra (Makos, 2015) y en los Apeninos, donde recibe el nombre de Estadio de Monte Aquila (Giraudi, 2015).

Los estudios sobre deglaciación en la Península Ibérica han aumentado notablemente en la última década, con nuevas dataciones obtenidas mediante ¹⁴C, AMS, cosmogénicos, series de U-Th, y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) en depósitos morrénicos, umbrales rocosos pulidos por el hielo, glaciares rocosos y depósitos lacustres y marinos, que han ampliado el conocimiento sobre la evolución paleoclimática y el avance o estabilización de los glaciares en zonas de montaña (García-Ruiz *et al.*, 2016). Desde un punto de vista geomorfológico, la información disponible ha permitido detectar la presencia de glaciares del Dryas Reciente en varios macizos montañosos de la Península Ibérica y rela-

cionarlos con otros indicadores paleoambientales. Este trabajo revisa esa información con el fin de aportar una perspectiva global sobre la localización y evolución de los glaciares del Dryas Reciente.

2. Los diferentes registros geomorfológicos del Dryas Reciente en la Península Ibérica

Antes de disponer de dataciones de depósitos y umbrales glaciares, los trabajos publicados sobre la evolución glaciar en diferentes valles han aludido a distintas fases diferenciadas por la posición de los depósitos y por su grado de conservación. Habitualmente se ha atribuido al Dryas Reciente una serie de depósitos morrénicos situados muy cerca de la cabecera, casi siempre en el frente o a pie de las laderas de circos en los macizos más elevados. Se caracterizarían por la casi total ausencia de vegetación y el predominio de grandes bloques angulosos que no muestran rasgos de transporte o de pulimento glaciar. Topográficamente presentan un aspecto fresco, formando una cuerda aguda bien definida y con fuerte pendiente en ambas caras de la morrena. Con la disponibilidad creciente de dataciones de esos depósitos y de umbrales rocosos pulidos por el hielo, se confirma la presencia de pequeños glaciares del Dryas Reciente en la mayoría de macizos montañosos de la Península Ibérica. Se expone a continuación la información disponible sobre la ocurrencia de un avance glaciar durante el Dryas Reciente en los diferentes macizos de la Península (Fig. 1 y Tabla 1).

2.1. Pirineos

Por razones altitudinales y latitudinales, el Pirineo es la cordillera donde existen más pruebas geomorfológicas del Dryas Reciente. En el valle del Gállego, Palacios *et al.* (2015a) han datado mediante métodos cosmogénicos una serie de umbrales pulidos por el paso del hielo en varios afluentes de cabecera (ríos Aguas Limpias y Caldarés), así como morrenas muy

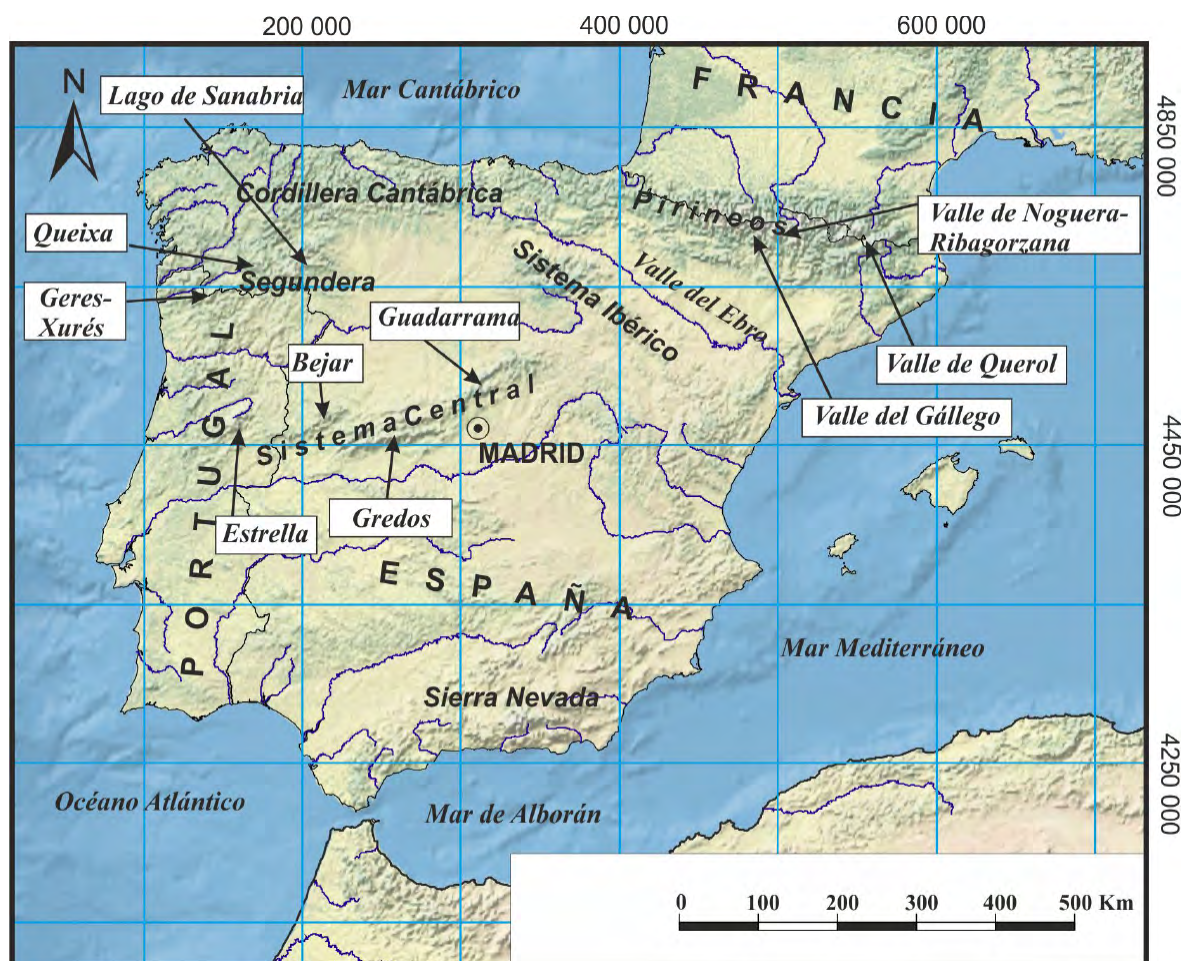


Figura 1. La Península Ibérica y las áreas de montaña con evidencias de actividad glaciaria durante el Dryas Reciente.
 Figure 1. The Iberian Peninsula and the mountain ranges with evidence of glacial activity during the Younger Dryas.

próximas entre sí localizadas en el circo de Piniecho (Macizo de Panticosa). Los resultados disponibles indican que la deglaciación se acentuó hacia 14 ka BP, relacionándose claramente con el Bølling-Allerød. De esa época son algunos glaciares rocosos que se formarían en los estadios finales del Dryas Antiguo y continuarían funcionando hasta el final del Dryas Reciente e incluso en el Holoceno temprano. En el circo de Piniecho es indudable la presencia de varios depósitos glaciares formados durante el Dryas Reciente, con edades ^{36}Cl entre $11,1 \pm 1,3$ ka BP y $13,5 \pm 1,9$ ka BP, reflejando la ocurrencia de fluctuaciones dentro de ese breve periodo tal como señaló Serrano (1991, 1998) en esta misma zona, e

Ivy-Ochs (2015) en los Alpes. Un lóbulo proglacial cerca de la pared del circo es la última manifestación de la presencia de hielo activo en el circo de Piniecho (Figura 2). En el próximo valle de Aguas Limpias la datación con ^{36}Cl de umbrales rocosos indica que durante el Dryas Reciente los glaciares estuvieron presentes con lenguas de hielo de hasta 2 km de longitud, iniciándose la retirada hacia finales de este periodo (es decir, en torno a 11,7 ka BP). En varios circos del macizo de Panticosa, Serrano (1991) identifica varios depósitos que por correlación morfoestratigráfica corresponden a dos avances dentro del Tardiglacial (Fase I y Fase II), generalmente en el frente de circos cuya divisoria está próxima a los 3000

Tabla 1. Resumen de las evidencias de la actividad glaciara en la Península Ibérica durante el Dryas Reciente.
Table 1. Summary of evidences of glacial activity in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas.

Cordillera	Localidad	Técnica de Datación	Referencia	Edades y comentarios
Pirineos	Valle del Gállego	^{36}Cl	Palacios et al. (2015a)	Depósitos glaciares formados durante el Dryas Reciente en circos, con edades entre $11,1 \pm 1,3$ ka BP y $13,5 \pm 1,9$ ka BP, reflejando la ocurrencia de fluctuaciones dentro de ese breve periodo. -Deglaciación de las cabeceras de los grandes valles en torno a 11,7 ka BP
Pirineos	Valle del Noguera Ribagorzana	^{10}Be	Pallàs et al., 2006	Una serie de morrenas datadas entre $13,7 \pm 0,9$ y $10,1 \pm 0,6$ ka BP, indicando mucha variabilidad en los frentes de los glaciares
Pirineos	Valle de Querol	^{10}Be	Pallàs et al., 2010	Gran variedad de morrenas (en la cabecera de los valles de Orri y Campcardós) datadas en $11,8 \pm 0,6$ y $11,8 \pm 1,2$ ka BP
Pirineos	Valles de Arànsér y La Llosa	^{36}Cl	Palacios et al. (2015b)	Glaciares rocosos activos entre 15,0 a 10,5 ka BP
Cordillera Cantábrica	Diversos macizos	Luminiscencia Óptica	Serrano et al. (2013) Frochoso et al. (2013)	Periodos fríos muy próximos en el tiempo entre 14 y 10 ka BP
Sistema Central	Sierras de Gredos y Guadarrama	^{36}Cl	Palacios et al., 2012a Palacios et al., 2012b	Deglaciación definitiva de los circos justo al final del Dryas Reciente
Sistema Central	Sierra de Béjar	^{10}Be	Carrasco et al., en prensa	Morrenas situadas en el frente del circo han podido ser datadas mediante ^{10}Be en 12,9-12,1 ka BP
Sistema Central	Sierra de la Estrella	Luminiscencia Óptica	Vieira et al., 2001	Depósitos fluvioglaciares datados entre $13,1 \pm 2,0$ y $10,6 \pm 1,6$ ka BP
Sierra Nevada	Valle de Dilar	^{36}Cl	Gómez-Ortiz et al. 2015	Glaciares rocosos activos entre 12,8 a 8,7 ka BP

m. En todo caso, las morrenas atribuibles al Dryas Reciente (Fase II) quedan en una posición más avanzada que las formadas durante la Pequeña Edad del Hielo.

También en el Macizo de Panticosa, Pirineo Central, Serrano Cañadas y Agudo Garrido (1988) indican la presencia de dos generacio-

nes de morrenas en el valle de los Ibones Azules. Las correspondientes a la Pequeña Edad del Hielo y las que se depositaron durante el Dryas Reciente. Estas últimas muestran el desarrollo de un glaciar de algo más de 3 km de longitud. Es seguro que hay otras morrenas de este periodo en muchos otros lugares al oeste del río Noguera Ribagorzana, pero no

hay más dataciones. Indirectamente se sabe que el lago de Marboré, en el Macizo de Monte Perdido no estaba ocupado por un glaciar desde antes de 12,7 ka BP, como se deduce de la datación por radiocarbono del sedimento de la base del lago (Oliva-Urcia *et al.*, 2013; García-Ruiz *et al.*, 2014). Este lago permanecería helado durante el Dryas Reciente gran parte del año, como sugiere la baja tasa de sedimentación, a semejanza de lo que ocurrió en la secuencia de El Portalet (González-Sampériz *et al.*, 2006). En todo caso, el circo de Marboré tuvo que alojar a un glaciar de cierta envergadura durante el Dryas Reciente, sobre todo teniendo en cuenta que el circo se halla dominado por cumbres de más de 3200 m s.n.m. y que la Pequeña Edad del Hielo, de

mucha menor duración e intensidad, favoreció el desarrollo de un notable glaciario (García-Ruiz *et al.*, 2014).

En el alto río Noguera Ribagorzana existen también algunos depósitos morrénicos datados mediante cosmogénicos en el Dryas reciente. Así, las últimas etapas de la deglaciación están representadas en el valle de Besiberri en una serie de morrenas datadas con ^{10}Be entre $13,7 \pm 0,9$ y $10,1 \pm 0,6$ ka BP, indicando mucha variabilidad en los frentes de los glaciares (Pallàs *et al.*, 2006). La presencia de varias morrenas datadas con ^{10}Be entre $10,4 \pm 1,0$ y $10,2 \pm 0,7$ ka BP en el valle de Mulleres (procedente del macizo de Aneto y afluente del Noguera Ribagorzana) sugiere



Figura 2. Muestreo para el análisis de cosmogénicos en un lóbulo protalud del circo de Piniecho, Pirineo Central, formado durante el Dryas Reciente.

Figure 2. Sampling for cosmogenic analysis in the protalus lobe of the Piniecho cirque, Central Pyrenees, developed during the Younger Dryas.

que los glaciares del Dryas Reciente podrían haber sobrevivido hasta comienzos del Holoceno. El glaciar de Mulleres llegó a tener 3,5 km de longitud (Pallàs *et al.*, 2006).

En la Cerdaña, Pirineo oriental, el valle de Querol presenta una notable variedad de morrenas (en la cabecera de los valles de Orri y Campcardós) que han sido datadas con ^{10}Be en $11,8 \pm 0,6$ y $11,8 \pm 1,2$ ka BP (Pallàs *et al.*, 2010). En la misma zona, los valles de Arànsér y La Llosa quedaron deglaciados por completo durante el Bølling-Allerød. La deglaciación fue contemporánea al desarrollo de glaciares rocosos, cuyo frente pasó a ser inactivo muy pronto (en torno a 14,0 y 15,0 ka BP en el circo de La Pera), mientras que su raíz permaneció activa hasta el comienzo del Holoceno (10,5 ka BP), según se ha comprobado por las diferentes edades obtenidas con Cl^{36} por Palacios *et al.* (2015b) en diferentes sectores de tales glaciares rocosos. Esas edades reflejan que el frente de los glaciares rocosos dejaría de moverse relativamente pronto, mientras la raíz mantuvo la presencia de hielo suficiente para propiciar el desplazamiento de los bloques incluso al inicio del Holoceno. El movimiento tardío de bloques en la raíz de los glaciares rocosos puede interpretarse también como el momento de la fusión del hielo interno y la consiguiente recolocación de tales bloques.

En el valle de Ariège, Pirineo francés, se ha estudiado en detalle la deglaciación en el Macizo de Trois Seigneurs (2199 m s.n.m.), demostrándose que durante el Bølling-Allerød el glaciar llegó a desaparecer completamente, sin que existan evidencias de reavance durante el Dryas Reciente (Delmas, 2015).

2.2. Cordillera Cantábrica y Montañas del Noroeste

Serrano *et al.* (2013, 2015a) localizan en la Cordillera Cantábrica varias morrenas correspondientes a pequeños avances y glaciares rocosos atribuibles al Younger Dryas, que habitualmente se han incluido en la llamada Fase de «Glaciares de Altitud» en los macizos más elevados y en circos con exposición norte. La

formación de glaciares rocosos fue habitual durante este periodo, contabilizándose hasta 160 ya relictos (Redondo *et al.*, 2010; Gómez-Villar *et al.*, 2011; Pellitero *et al.*, 2011). Serrano *et al.* (2012, 2013, 2015a) encontraron numerosas morrenas correspondientes a pequeños glaciares de circo, y glaciares rocosos que se atribuirían también al Dryas Reciente, siempre en circos orientados al norte, situados en macizos de más de 2000 m de altitud en el sector central de la Cordillera. Serrano *et al.* (2015b) señalan que los macizos más orientales de la Cordillera Cantábrica, con altitudes más limitadas, estarían libres de hielo durante el Dryas Reciente. En todo caso, Serrano *et al.* (2013) apuntan la existencia de dos periodos fríos muy próximos en el tiempo entre 14 y 10 ka BP, sin mayor precisión. Serrano *et al.* (2016) reconocen la ocurrencia de un estadio frío durante el Dryas Reciente, al que denominan SIIIb, especialmente desarrollado en Picos de Europa, con morrenas bien formadas entre 1800 y 2000 m al pie de los circos principales y de escarpes estructurales, pudiéndose incluso distinguir dos avances (González-Trueba, 2007). De igual forma, Frochoso *et al.* (2013) señalan que tras el MIS2 hay nuevos periodos fríos que produjeron un pequeño número de glaciares correspondientes a una fase residual datada por Luminiscencia Óptica entre 14,5 y 10 ka BP. En el Macizo Occidental de Picos de Europa, Nieuwendam *et al.* (2015) dedujeron la ocurrencia de un periodo frío entre 12.6 y 8.1 ka BP a partir de las características del sedimento acumulado en la depresión kárstica de Balbín. Sin embargo, Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2016) no han encontrado en el valle de Porma (vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica, provincia de León) evidencias de desarrollo de glaciares después de 15.6 ka BP, fecha que corresponde a un pequeño glaciar rocoso.

Más hacia el oeste, el complejo morrénico del lago de Sanabria, sólo muestra la presencia de depósitos anteriores a 33 ka BP y en torno al Último Máximo Glacial. No se han datado tills correspondientes al Dryas Reciente, aunque la presencia de un notable campo de hielo en el macizo durante los momentos más

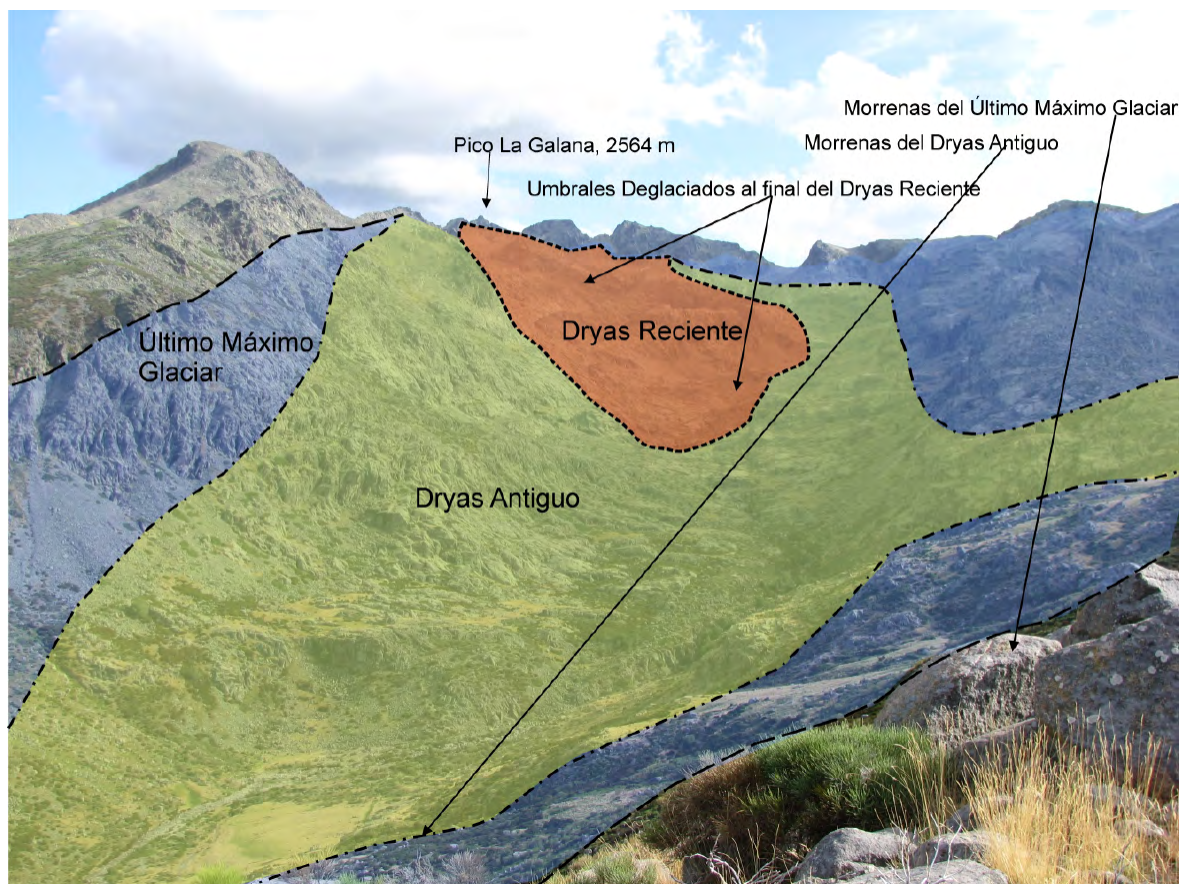


Figura 3. Cabecera de la Garganta del Pinar, en la Sierra de Gredos, vertiente norte del Pico La Galana (40° 15' 21" N; 5° 18' 00" W; 2564 m) donde se diferencia la extensión del glaciar durante el Último Máximo Glaciar, durante el Dryas Antigo y durante el Dryas Reciente, deducido de su reconstrucción a partir de dataciones por métodos cosmogénicos de bloques morrénicos y de umbrales (Palacios *et al.*, 2012a).

Figure 3. Headwater of the Garganta del Pinar Valley, Gredos Sierra, north-facing slope of La Galana Peak (40° 15' 21" N; 5° 18' 00" W; 2564 m). The extent of the glacier during the Last Glacial Maximum, the Oldest Dryas and the Younger Dryas is shown, as deduced from their reconstruction according to cosmogenic exposure dates of morainic boulders and rocky thresholds (Palacios *et al.*, 2012a).

expansivos sugiere una alta probabilidad de desarrollo de pequeños glaciares en fases tardías. Un estudio de Martínez de Pisón *et al.* (1989) incluye un mapa geomorfológico donde se detalla la presencia de morrenas de circo. De hecho, Cowton *et al.* (2009) señalaron la ocurrencia de una fase de glaciares de circo, a la que corresponde un conjunto de morrenas que muy probablemente se formaron durante el Dryas Reciente. En los sedimentos del Lago de Sanabria el depósito de una capa detrítica se interpreta asociada a una posible fase de reactivación glaciar entre alrededor

de 13,0-12,4 ka BP (Jambrina-Enríquez *et al.*, 2014). Edades de exposición cosmogénica (^{21}Ne) obtenidas en la Sierra de Queixa (Galicia) informan acerca de la ocurrencia de actividad glaciar anterior a 15.4 ± 6.9 ka (Vidal Romaní *et al.*, 1999). Un estudio más reciente en la misma sierra (Vidal Romaní *et al.*, 2015) ha proporcionado una edad de 16 ± 7 ka BP (^{21}Ne) y 14 ± 2 ka BP (^{10}Be) para los depósitos más internos correspondientes al final del proceso de deglaciación. Según estos datos, los glaciares no se reconstruyeron en estas sierras durante el Dryas Reciente.

2.3. Sistema Central

En el Sistema Central tanto morrenas como umbrales rocosos confirman que durante el Dryas Reciente se formaron pequeños glaciares. Así, en la Sierra de Gredos el valle de Pinar cuenta con dos umbrales rocosos datados con ^{36}Cl en 10,2 y 12,8 ka BP, sugiriendo que el hielo persistió hasta entonces en la cabecera del valle (Palacios *et al.*, 2012a) (Figura 3). En la misma sierra, las morrenas situadas en el frente del circo glaciar del valle Cuerpo de Hombre han podido ser datadas mediante ^{10}Be en $11,1 \pm 1,1$ ka BP (Carrasco *et al.*, 2015). Esas y otras morrenas similares habían sido ya atribuidas por Pedraza *et al.* (2013) al Dryas Reciente por su posición en un contexto regional. Algo más al este, también en el Sistema Central, la Sierra de Guadarrama (2428 m s.n.m. en el Pico de Peñalara) cuenta con un umbral rocoso datado con ^{36}Cl en 11,7 ka BP, reflejando el final de la presencia de una corta lengua glaciar durante el Dryas Reciente (Palacios *et al.*, 2012b).

En cambio, en la Sierra de la Estrella, Portugal, se han encontrado depósitos glaciares posteriores al máximo, aún sin datar, aunque se sabe que las cumbres de la Torre (1993 m) estaban deglaciadas desde 15 ka (Vieira y Palacios, 2010). No obstante, se han datado mediante Luminiscencia Óptica depósitos fluvio-glaciares entre $13,1 \pm 2,0$ y $10,6 \pm 1,6$ ka BP, lo que sería una prueba indirecta de la presencia de glaciares en el Dryas Reciente (Vieira *et al.*, 2001).

2.4. Sierra Nevada

En Sierra Nevada hay una coincidencia general en todos los trabajos realizados. Así, Gómez-Ortiz *et al.* (2012) concluyen, a partir de dataciones con ^{10}Be de cinco umbrales rocosos, que la deglaciación alcanzó las paredes de los circos de los diferentes valles entre 15,4 y 13,2 ka BP. La formación de suelo dataada por radiocarbono en 12,9 ka BP en el circo de Río Seco sugiere que incluso las áreas de cabecera estaban ya libres de hielo (Oliva *et*

al., 2014; Gómez-Ortiz *et al.*, 2015). El hecho más significativo fue la formación de glaciares rocosos a finales del Dryas Antiguo. Sus frentes se estabilizaron en el valle de Dílar hacia 12,8 ka BP, según dataciones con ^{36}Cl , mientras que la raíz permaneció activa hasta 7,4 ka BP. En la cara sur del macizo, la ausencia de movimiento en los glaciares rocosos ocurrió hacia 9,6 ka BP en el valle de Río Seco y hacia 8,7 ka BP en el valle de Mulhacén (Gómez-Ortiz *et al.*, 2015). Por lo tanto, aunque no hay evidencias de glaciares durante el Dryas Reciente, sí permanecieron activos glaciares rocosos procedentes de la última etapa del Dryas Antiguo, prolongando su funcionalidad hasta bien entrado el Holoceno.

3. Conclusiones

Este trabajo ha revisado el estado actual del conocimiento sobre la presencia de depósitos morrénicos atribuibles al Dryas Reciente en la Península Ibérica mediante la datación de depósitos morrénicos, umbrales rocosos pulidos por los hielos y glaciares rocosos. Este periodo, entre alrededor de 12,9 y 11,7 ka BP, representó la formación de pequeños glaciares que ocasionalmente llegaron hasta 4 km de longitud en los macizos más elevados del Pirineo meridional. En general, las morrenas del Dryas Reciente se caracterizan por la escasa presencia de finos y el predominio de grandes bloques angulosos, especialmente en ambientes graníticos, formando cordones agudos en el frente de circos o incluso muy próximos a las paredes de estos últimos. Los mejores ejemplos aparecen en el Pirineo central y oriental, debido a razones altitudinales y latitudinales. También hay pruebas del Dryas Reciente en la Cordillera Cantábrica y, aunque no se han datado aún depósitos ni umbrales rocosos, en la Sierra de Sanabria. En las sierras más noroccidentales, la deglaciación definitiva fue anterior al Dryas Reciente. Las evidencias del Dryas Reciente son cada vez más habituales en el Sistema Central (sierras de Gredos y Guadarrama). En cambio, en Sierra Nevada sólo se ha detectado la presencia de glaciares rocosos que se desarrollaron a finales del Dryas Antiguo y sobrevivieron

hasta el Dryas Reciente e incluso el Holoceno temprano. Quizás la ausencia de depósitos propios del Dryas Reciente en Sierra Nevada se deba a su posición meridional, favoreciendo más condiciones áridas que propicias para el desarrollo de auténticos glaciares. Hasta el momento, no se han datado tampoco depósitos ni umbrales rocosos en el Sistema Ibérico, aunque no se descarta el desarrollo de glaciares rocosos o de pequeños glaciares que se limitaron a ocupar las paredes de circos.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo con fondos procedentes de los proyectos MAGRAMA 844/2013, financiado por el Ministerio de Agricultura y Medio Ambiente, INDICA (CGL2011-27753-C02-01), ESPAS (CGL2015-65569-R), OPERA (CTM2013-48639-C2-2-RMEC), CRYOCRISIS (CGL2012-35858) y DINAMO2 (CGL2012-33063), financiados por el Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España.

Referencias

- Ballantyne, C.K. (2012). Chronology of glaciation and deglaciation during the Loch Lomond (Younger Dryas) Stade in the Scottish Highlands: implications of recalibrated ^{10}Be exposure ages. *Boreas*, 41, 513-526. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00253.x>
- Bartolomé, M.; Moreno, A.; Sancho, C.; Stoll, H.M.; Cacho, I.; Spötl, C.; Belmonte, A.; Edwards, R.L.; Cheng, H.; Hellstrom, J.C. (2015). Hydrological change in Southern Europe responding to increasing North Atlantic overturning during Greenland Stadial 1. *PNAS*. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1503990112>
- Broecker, W.S. (2006). Was the Younger Dryas triggered by a flood? *Science*, 312 (5777), 1146-1148. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1123253>
- Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Domínguez-Villar, D.; Willenbring, J.K.; Villa, J. (2015). Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the Last Glacial Cycle. *Quaternary Science Reviews*, 129, 163-177. Doi: 10.1016/j.quascirev.2015.09.021. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.021>
- Cowton, T.; Hughes, P.D.; Gibbard, P.L. (2009). Palaeoglaciación of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology*, 108, 282-291. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.007>
- Davis, P.T.; Menounos, B.; Osborn, G. (2009). Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: a global perspective. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2021-2033. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.020>
- Delmas, M. (2015). The last maximum ice extent and subsequent deglaciation of the Pyrenees: an overview of recent research. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 359-387. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2708>
- Fletcher, W.J.; Sánchez Goñi, M.F.; Allen, J.R.M.; Cheddadi, R.; Cambourieu-Nebout, N.; Huntley, B.; Lawson, I.; Londei, L.; Magri, D.; Margari, V.; Muller, U.C.; Naughton, F.; Novenko, E.; Roucoux, K.; Tzedakis, P.C. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2839-2864. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.015>
- Frigola, J.; Moreno, A.; Cacho, I.; Canals, M.; Sierrro, F.J.; Flores, J.A.; Grimalt, J.O. (2008). Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International*, 181 (1), 88-104. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.016>
- Frochoso, M.; González-Pellejero, R.; Allende, F. (2013). Pleistocene glacial morphology and timing of Last Glacial Cycle in Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Central European Journal of Geosciences*, 5 (1), 12-27. <http://dx.doi.org/10.2478/s13533-012-0117-8>
- García-Ruiz, J.M.; Palacios, D.; de Andrés, N.; Valero-Garcés, B.L.; López-Moreno, J.I.; Sanjuán, Y. (2014). Holocene and Little Ice Age Glacial activity in the Marboré Cirque, Monte Perdido Massif, Central Spanish Pyrenees. *The Holocene*, 24 (11), 1439-1452. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683614544053>
- García-Ruiz, J.M.; Palacios, D.; González-Sampériz, P.; de Andrés, N.; Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; Gómez-Villar, A. (2016). Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 138, 16-30. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.022>

- Giraudi, C. (2015). The Upper Pleistocene deglaciation of the Apennines (Peninsular Italy). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 337-358. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2696>
- Gómez-Ortiz, A.; Palacios, D.; Palade, B.; Vázquez-Selem, L.; Salvador-Franch, F. (2012). The deglaciation of Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.008>
- Gómez-Ortiz, A.; Oliva, M.; Palacios, D.; Salvador-Franch, F.; Vázquez-Selem, L.; Salvà-Catarineu, M.; de Andrés, N. (2015). The deglaciation of Sierra Nevada (Spain), synthesis of the knowledge and new contributions. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 409-426. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2722>
- Gómez-Villar, A.; González-Gutiérrez, R.B.; Redondo, J.M.; Santos, J. (2011). Distribución de glaciares rocosos relictos en la Cordillera Cantábrica. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 49-80. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.1256>
- González-Sampérez, P.; Valero-Garcés, B.L.; Moreno, A.; Jalut, G.; García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Delgado-Huertas, A.; Navas, A.; Otto, T.; Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2006.02.004>
- González-Trueba, J.J. (2007). *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa*. OAPN-Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.
- Ivy-Ochs, S. (2015). Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 295-315. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2750>
- Ivy-Ochs, S.; Kerschner, H.; Reuther, A.; Preusser, F.; Heine, K.; Maisch, M.; Kubik, P.W.; Schlüchter, C. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23, 559-573. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Jambrina-Enríquez, M.; Rico, M.; Moreno, A.; Leira, M.; Bernárdez, P.; Prego, R.; Recio, C.; Valero-Garcés, B.L. (2014). Timing of deglaciation and postglacial environmental dynamics in NW Iberia: the Sanabria Lake record. *Quaternary Science Reviews* 94, 136-158. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.018>
- Makos, M. (2015). Deglaciation of the High Tatra Mountains. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 317-335. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2697>
- Marks, L. (2015). Last deglaciation of northern continental Europe. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 279-293. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2698>
- Martínez de Pisón, E.; Agudo, C.; Alonso, F.; Blázquez, A.; Delgado, V.; García, M.; González-Martín, J.A.; González, E.; González-Amuchástegui, M.J.; Poblete, M.A.; Serrano, E.; Ugarte, F. (1989). Observaciones sobre la morfología glaciaria de Sanabria. *Actas del XI Congreso Nacional de Geografía*, AGE, Madrid, pp. 156-165.
- Morellón, M.; Valero-Garcés, B.; Vegas-Villarrúbia, T.; González-Sampérez, P.; Romero, O.; Delgado-Huertas, A.; Mata, P.; Rico, M.; Corella, J.P. (2009). Late glacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28 (25-26), 2582-2599. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.014>
- Moreno, A. (2014). Palaeoclimate: Lags during the Younger Dryas. *Nature Geoscience*, 7, 87-88. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2072>
- Moreno, A.; Valero-Garcés, B.L.; Jiménez-Sánchez, M.; Domínguez-Cuesta, M.J.; Mata, P.; Navas, A.; González-Sampérez, P.; Stoll, H.; Farias, P.; Morellón, M.; Corella, P.; Rico, M. (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25 (7), 1076-1091. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.1265>
- Muñoz Sobrino, C.; Heiri, O.; Hazekamp, M.; van der Velden, D.; Kirilova, E.P.; García-Moreiras, I.; Lotter, A.F. (2013). New data of the Lateglacial period of SW Europe: a high resolution multiproxy record from Laguna de La Roya (NW Iberia). *Quaternary Science Reviews*, 80, 58-77. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.016>
- Murton, J.B.; Bateman, M.D.; Dallimore, S.R.; Teller, J.T.; Yang, Z. (2010). Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. *Nature*, 464, 740-743. <http://dx.doi.org/10.1038/nature08954>
- Nieuwendam, A.; Ruiz-Fernández, J.; Oliva, M.; Lopes, V.; Cruces, A.; Freitas, M.C. (2015). Postglacial landscape changes and cryogenic processes in the Picos de Europa (Northern Spain) reconstructed from geomorphological mapping and microstructures on quartz grains. *Permafrost and Periglacial Processes*. <http://doi.org/10.1002/ppp.1853>

- Oliva, M.; Gómez-Ortiz, A.; Palacios, D.; Salvador-Franch, F.; Salvà-Catarineu, M. (2014). Environmental evolution in Sierra Nevada (South Spain) since the Last Glaciation based on multi-proxy records. *Quaternary International*, 353, 195-209. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.02.009>
- Oliva-Urcia, B.; Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; Mata, P.; Grupo HORDA. (2013). Magnetismo y cambios ambientales en registros terrestres: el lago de Marboré, Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Huesca). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39 (1), 117-140.
- Palacios, D.; Andrés, N.; Marcos, J.; Vázquez-Selem, L. (2012a). Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology*, 177-178, 51-61. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.07.013>
- Palacios, D.; de Andrés, N.; de Marcos, J.; Vázquez-Selem, L. (2012b). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 139, 67-78. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.003>
- Palacios, D.; de Andrés, N.; López-Moreno, J.I.; García-Ruiz, J.M. (2015a). Late Pleistocene deglaciation in the upper Gállego Valley. *Quaternary Research*, 83, 397-414. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2015.01.010>
- Palacios, D.; Gómez-Ortiz, A.; Andrés, N.; Vázquez-Selem, L.; Salvador-Franch, F.; Oliva, M. (2015b). Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and last deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. *Geomorphology*, 231, 116-129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.037>
- Pallàs, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Carcaillet, J.; Ortuño, M.; Bordonau, J.; Bourlès, D.; Vilaplana, J.M.; Masana, E.; Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ¹⁰Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.004>
- Pallàs, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Delmas, M.; Calvet, M.; Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38 (10), 891-894. <http://dx.doi.org/10.1130/G31164.1>
- Pedraza, J.; Carrasco, R.M.; Domínguez-Villar, D.; Villa, J. (2013). Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Gredos Mountains (Iberian Central System). *Quaternary International*, 302, 88-100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.038>
- Pellitero, R.; Serrano, E.; González-Trueba, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 119-144. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.1259>
- Pétursson, H.G.; Norddahl, H.; Ingólfsson, O. (2015). Late Weischelian history of relative sea level changes in Iceland during a collapse and subsequent retreat of marine based ice sheet. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 261-277. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2741>
- Rasmussen, S.O.; Bigler, M.; Blockley, S.P.; Blunier, T.; Buchardt, S.L.; Clausen, H.B.; Cvijanovic, I.; Dahl-Jensen, D.; Johnsen, S.J.; Fischer, H.; Gkinis, V.; Guillevic, M.; Hoeh, V.Z.; Lowe, J.J.; Pedro, J.B.; Popp, T.; Seierstad, I.K.; Steffensen, J.P.; Svensson, A.M.; Vallenga, P.; Vinther, B.; Walker, M.J.C.; Wheatley, J.J.; Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Redondo, J.M.; Gómez-Villar, A.; González-Gutiérrez, R.B.; Santos, J. (2010). *Los glaciares rocosos de la Cordillera Cantábrica*. Universidad de León, León, 158 pp.
- Rodríguez-Rodríguez, L.; Jiménez-Sánchez, M.; Domínguez-Cuesta, M.J.; Rinterknecht, V.; Pallàs, R.; Bourlès, D. (2016). Chronology of glaciations in the Cantabrian Mountains (NW Iberia) during the Last Glacial Cycle based on in situ produced ¹⁰Be. *Quaternary Science Reviews*, 138, 31-48. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.027>
- Serrano, E. (1991). Glacial evolution of the Upper Gállego Valley (Panticosa Mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain). *Pirineos*, 138, 83-104. <http://dx.doi.org/10.3989/pirineos.1991.v138.191>
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego, Pirineo aragonés*. Institución Fernando El Católico, Zaragoza, 501 pp.
- Serrano Cañadas, E.; Agudo Garrido, D. (1988). La deglaciación del valle de los Ibones Azules

- (Panticosa). Estudio glaciomorfológico. *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 115-123.
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; González-García, M. (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2012.05.016>
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; Pellitero, R.; González-García, M.; Gómez-Lende, M. (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains. *Geomorphology*, 196, 65-82. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001>
- Serrano, E.; Gómez-Lende, M.; Pellitero, R.; González-Trueba, J.J. (2015a). Deglaciation in the Cantabrian Mountains: Pattern and evolution. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41 (2), 389-408. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2716>
- Serrano, E.; Gómez-Lende, M.; González-Amuchástegui, M.J.; González-García, M.; González-Trueba, J.J.; Pellitero, R.; Rco, I. (2015b). Glacial chronology, environmental changes and implications for human occupation during the upper Pleistocene in the eastern Cantabrian Mountains. *Quaternary International*, 364, 22-34. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.039>
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J.; Pellitero, R.; Gómez-Lende, M. (2016). Quaternary glacial history of the Cantabrian Mountains of Northern Spain: a new synthesis. En: P.D. Hughes, J.C. Woodward (eds.), *Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains*. Geological Society, London, Special Publications, 433, <http://doi.org/10.1144/SP433.8>
- Vegas, J. (2007). Caracterización de eventos climáticos del Pleistoceno superior-Holoceno mediante el estudio sedimentológico de la Laguna Grande (Sierra Neila, NO Sistema Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (1-2), 53-70.
- Vidal Romaní, J.R.; Fernández-Mosquera, D.; Martí, K.; de Brum-Ferreira, A. (1999). Nuevos datos para la cronología glaciaria pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-29.
- Vidal Romaní, J.R.; Fernández Mosquera, D.; Martí, K. (2015). The glaciation of Serra de Queiza-Invernadoiro and Serra do Gerês-Xurés, NW Iberia. A critical review and a cosmogenic nuclide (^{10}Be and ^{21}Ne) chronology. *Cadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 38, 25-44.
- Vieira, G.; Ferreira, A.B.; Mycielska-Dowgiallo, E.; Woronko, B.; Olszak, I. (2001). Thermoluminescence dating of fluvio-glacial sediments (Serra da Estrela, Portugal). *V REQUI/I, CQPLI*, Lisboa, pp. 85-92.
- Vieira, G., Palacios, D. 2010. New cosmogenic exposure dates for the Serra da Estrela glaciation. Preliminary results. *V Congresso Nacional de Geomorfologia*, Porto, 14-25.
- Yokoyama, Y.; Lambeck, K.; De Decker, P.; Johnston, P.; Fifield, L.H. (2000). Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716. <http://dx.doi.org/10.1038/35021035>

