



**Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental**

*Lateglacial evolution of Fuentes Carrionas massif (Cantabrian Range), palaeoenvironmental and chronological estimations*

Pellitero, R.

Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. Facultad de Filosofía y Letras. Pz/ del Campus s/n. 47011. Valladolid (España). Email: [ramon.pellitero@gmail.com](mailto:ramon.pellitero@gmail.com)

**Resumen**

Se presentan los resultados del análisis de la geomorfología glacial del macizo de Fuentes Carrionas. A partir de la interpretación de las formas glaciares se describe la evolución desde el Último Máximo Glaciar hasta la completa deglaciación finpleistocena, con cuatro fases principales de equilibrio glacial, la última con dos subfases diferenciadas. En ellas se desarrollaron glaciares de hasta 15 km. de longitud, con frentes localizados a 1.250 metros de altitud, que posteriormente retrocedieron hasta los circos por encima de los 2000 metros. El proceso de deglaciación se enmarca entre los 36 ka BP y los 11 ka BP a partir de dataciones directas y correlaciones con otros macizos de la Cordillera Cantábrica. Finalmente se propone una reconstrucción paleoambiental de las distintas fases glaciares a partir del ascenso de la línea de equilibrio glacial (ELA), en la cual las temperaturas fueron entre 9°C y 10°C inferiores a las actuales en función de una variación de precipitaciones anuales entre un 30% más altas que las actuales y un 20% más bajas.

**Palabras clave:** Fuentes Carrionas, glaciario, Último Máximo Glaciar, cronología, paleoambiente

**Abstract**

Results from glacial geomorphology analysis of Fuentes Carrionas Massif are presented here. Based on the interpretation of glacial landforms, glacial evolution since the Last Glacial Maximum until total Pleistocene deglaciation is described. Four different glacial equilibrium phases are identified, the last one divided into two pulsations. Glaciers tongues reached 15 km. long and occupied valleys down to 1250 m.a.s.l., and subsequently retreated to small glaciers located at cirques above 2000 m.a.s.l. Deglaciation process took place between 36 ka BP and 11 ka BP. Finally a palaeoenvironmental reconstruction is proposed, based on ELA (Equilibrium Line



Altitude) rise, in which temperatures ranged between 9°C and 10°C lower than present ones, depending on a precipitations variation between 30% higher and 20% lower than current ones.

**Keywords:** Fuentes Carrionas, glaciariism, Last Glacial Maximum, chronology, palaeoenvironment

## Introducción

El conocimiento del glaciariismo en la Cordillera Cantábrica tiene precedentes antiguos (De Prado 1852), aunque es en el siglo XX cuando se comienza a estudiar de manera más general y sistemática, describiéndose principalmente las formas originadas por el avance glaciar pleistoceno en prácticamente todos los macizos de la cordillera (Pellitero 2012, p. 150-155). Recientemente, los enfoques se centran en afinar la reconstrucción cronológica y paleoambiental (Jiménez-Sánchez *et al.* 2012, Serrano *et al.* 2012a, 2012b), aunque siguen realizándose estudios de caracterización de la geomorfología glaciar (Santos 2010).

Este artículo mejora el conocimiento de la evolución glaciar de la Cordillera Cantábrica explicando las características de uno de los macizos que, a pesar de su altitud y de las evidentes formas de origen glaciar que alberga, todavía no había sido objeto de un estudio detallado desde el punto de vista geomorfológico y paleoambiental, siendo escasos los trabajos previos que detallan su morfología glaciar (Alonso *et al.* 1981, Alonso 1987, Castañón 1989, Frochoso y Castañón 1996).

El macizo de Fuentes Carrionas se encuentra en la Cordillera Cantábrica, al N de la Península Ibérica, en el límite de las provincias de Palencia, León y Cantabria, siendo el pico Tres Provincias el vértice entre las mismas (Figura 1). Además de frontera administrativa, el macizo marca la divisoria entre las cuencas hidrográficas del Duero hacia el S y del Cantábrico hacia el N. El área de estudio, con 174 km<sup>2</sup> de extensión, presenta un sector central localizado por encima de los 2000 m de altitud, con varios picos por encima de los 2500

(el punto más alto es Peña Prieta, con 2539 m.s.n.m.), con fondos de valle entre los 1200 y 1500 metros de altitud. El macizo es drenado por cinco valles principales: hacia el W, en su vertiente leonesa, los valles de Naranco y Lechada son cabeceras del río Yuso, afluente del Esla. Hacia el N, el valle de Riofrío, en la provincia de Santander, vierte a la red del río Deva. Por último, hacia el S los valles palentinos de Pineda y de Cardaño constituyen la cabecera del río Carrión. El clima es típico de un área de montaña atlántica con un período árido estival de apenas un mes. Las precipitaciones anuales en los valles alcanzan los 1100 mm y la temperatura media es de unos 8°C (Pellitero 2012).

## Metodología

El método básico es la observación directa en trabajo de campo de las formas glaciares, a partir de la que se realizó un mapa geomorfológico a escala 1:10.000. Para la reconstrucción han sido especialmente interesantes las formas de erosión tales como circos y artesas glaciares, y las morrenas frontales y laterales, que evidencian los límites laterales y frontales de los glaciares. Una vez identificadas las formas de origen glaciar se ha establecido una hipótesis de evolución glaciar. A partir de la extensión de los glaciares en las distintas fases identificadas se ha calculado la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA). La ELA se define como la altitud teórica que separa la zona de ablación y acumulación anual de nieve en un glaciar, en la cual por tanto la acumulación y ablación de nieve son iguales. Para su cálculo de hemos seguido dos métodos, que han probado ser los más rigurosos entre todos los existentes (Benn y Hulton 2010):

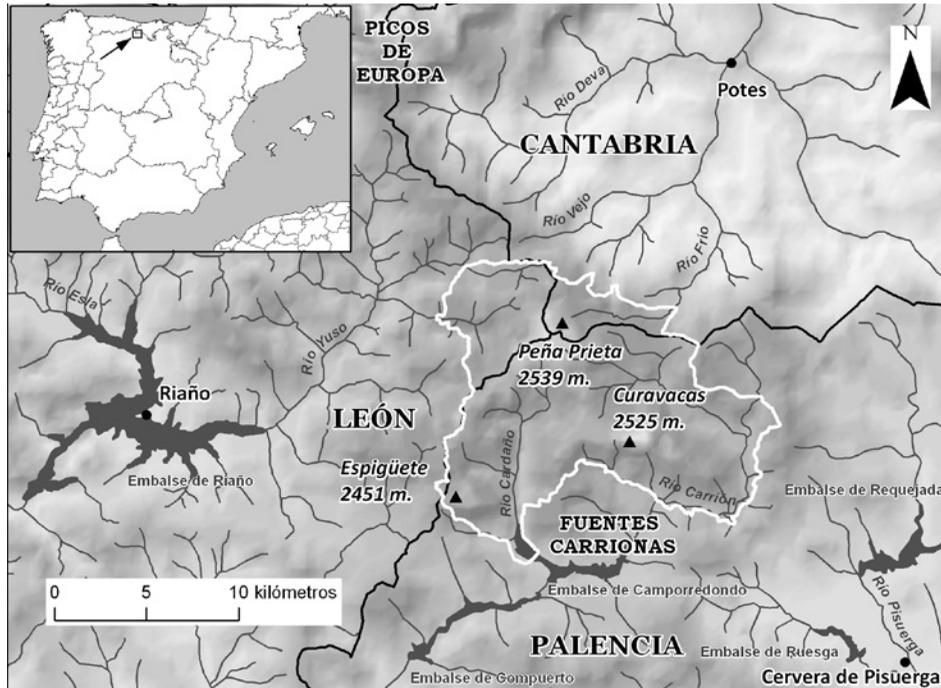


Figura 1. Situación del macizo de Fuentes Carrionas.  
 Figure 1. Fuentes Carrionas Massif situation.

– El método *Area Accumulation Ratio* (AAR): Este método ha ofrecido valores satisfactorios en áreas glaciadas cercanas a nuestra área de estudio (González Trueba 2006, Cowton *et al.* 2009, Serrano *et al.* 2012a). Fue desarrollado por E. Brückner y E. Richter en los glaciares de los Alpes a finales del siglo XIX (González Trueba y Serrano 2004). Se basa en situar la isohipsa por encima de la cual se encuentra una proporción determinada del glaciar, identificada como el área de acumulación. Se han propuesto distintos valores de proporción del área de acumulación con respecto al área total, variando entre 0,75 y 0,5 (González Trueba y Serrano 2004). En este trabajo se ha usado el factor 0,67 como el más apropiado para la determinación de la línea de equilibrio glaciar en glaciares de valle de latitudes templadas, siguiendo a Kern y László (2010) y González Trueba y Serrano (2004).

– El método *Area-Altitude Balance Ratio* (AABR): Fue desarrollado por Osmaston (1965) para su aplicación en glaciares tropi-

cales, aunque también ha sido aplicado en glaciares en Alaska y en paleoglaciares de Reino Unido (Carr *et al.* 2010), existiendo actualmente una hoja de Excel preparada para su cálculo (Osmaston 2005) y valores de corrección adaptados a diferentes ambientes glaciares (Rea 2009). Se basa en el principio de equilibrar el balance de masas por encima y por debajo de la ELA, por lo que tiene en cuenta distintos balances de masas en función del tipo de glaciar (Carr *et al.* 2010). Además, tiene la ventaja diferencial con respecto al método AAR de considerar las variaciones de la topografía supraglaciar. Ha sido utilizado por Santos (2010) en Alto Sil, llegando a la conclusión que los valores de ELA mediante AAR y los valores mediante AABR teniendo en cuenta un balance de masas alto (2,19) eran idénticos. Benn y Lehmkuhl (2000) sugieren que este método solamente se utilice en caso de que se conozca un índice de balance de masas actual para la región, por lo cual su aplicación en montañas completamente deglaciadas sería dudosa.

Para poder aplicar cualquiera de estos dos métodos es necesario reconstruir la superficie del glaciar en cada fase. Para ello se ha utilizado la cartografía geomorfológica creada a escala 1:10.000 y se ha corregido la topografía subglaciar y yuxtaglacial, eliminando de la misma los deslizamientos o terrazas fluviales que han invadido las artesas glaciares después de la retirada del hielo, recreando la topografía existente durante las fases glaciares. Posteriormente, con la ayuda de un SIG, se ha creado un MDT ráster de la topografía supraglacial de cada lengua para determinar el área de acumulación glaciar. Ha de advertirse que el cálculo de la ELA de las dos primeras fases glaciares se calculó para una única masa de hielo, que tenía como origen el pequeño domo de Tres Provincias. Sin embargo en las dos fases siguientes la MELA es la media de las ELAs de cada glaciar.

El cálculo de ELAs en glaciares con cabecera en domo es problemática (Golledge 2007, Vieira 2008), ya que normalmente no existen formas que permitan inferir el espesor del mismo. En nuestro caso el tamaño del domo de hielo es mínimo en comparación a la extensión de los glaciares de valle, por lo que el error ha de ser también mínimo. En todo caso hemos realizado correcciones a la superficie del glaciar usando la hoja de Excel *Profiler V.2* (Benn y Hulton 2010), que ya ha sido utilizada con éxito en domos glaciares de la Península Ibérica (Rodríguez-Rodríguez *et al.* 2011). Las correcciones realizadas han arrojado una plataforma con un espesor de unos 25 metros, que por otro lado son coherentes con la morfología en el entorno de Tres Provincias, ya que al SW del domo encontramos las Agujas de Cardaño, pequeños *nunataks* que emergían sobre el hielo.

A la hora de deducir condiciones ambientales a partir de la ELA hemos utilizado la fórmula desarrollada por Ohmura *et al.* (1992) que pone en relación la temperatura media estival y la precipitación en dicha Línea de Equilibrio Glaciar mediante la siguiente fórmula:

$$P = 645 + 296T + 9T^2$$

Siendo:

P= Precipitación anual (mm).

T= Temperatura media estival (°C).

Este método ha servido para inferir condiciones paleoambientales durante las glaciaciones en macizos deglaciados de todo el mundo, pero posee la debilidad de que necesita el conocimiento de una de las dos incógnitas: o bien conocemos la precipitación anual durante la fase glaciar o bien conocemos la temperatura media estival. Este problema ha sido resuelto en algunas ocasiones mediante la estimación de una de estas incógnitas por medio de otros *proxies*, como por ejemplo la distribución comparada de coleópteros en la actualidad y durante las fases glaciares (Cope *et al.* 1998), análisis de espeleotemas o polínicos (Carr *et al.* 2010). En otras ocasiones, se asume un régimen de precipitaciones similar al actual, por lo que el cambio en la ELA es atribuido únicamente a un cambio en las temperaturas (Hughes *et al.* 2007, Hughes 2010). Ambas soluciones ofrecen resultados aún inexactos, por lo que algunos trabajos se resisten a deducir valores climáticos a partir de las ELAs (Serrano *et al.* 2012a). De hecho la fórmula propuesta por Ohmura *et al.* (1992), que se basó en los datos recogidos en decenas de glaciares de todo el mundo —sin tener en cuenta diferencias regionales— ha sido puesta en duda y corregida por varios trabajos posteriores. Estos trabajos afirman que la dinámica glaciar atiende también a otras variables, tales como la radiación solar o la topografía previa, que no son tenidas en cuenta (Carr y Coleman 2007, Coleman *et al.* 2009, Carr *et al.* 2010). Un aporte interesante ha sido el factor grado-día (*degree-day factor*), que computa la diferencia entre climas continentales y marítimos (Braithwaite 2008, Hughes y Braithwaite 2008), para inferir la precipitación a partir de la temperatura media anual. Sin embargo los resultados no difieren demasiado de los conseguidos con la fórmula de Ohmura *et al.* (1992) en el caso de Fuentes Carrionas.

Finalmente, para dotar de un marco temporal a las distintas fases, se han realizado datacio-

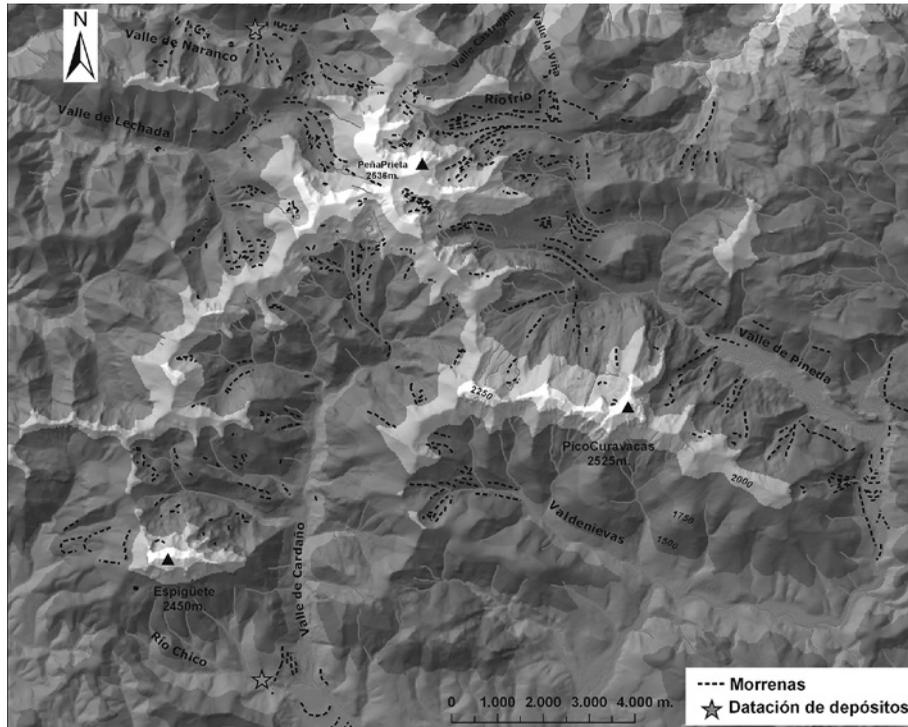


Figura 2. Valles glaciares de Fuentes Carrionas. Se han dibujado las morrenas conservadas y los los lugares donde se han realizado dataciones de depósitos.

Figure 2. Glacial valleys of Fuentes Carrionas. Preserved moraines, as well as areas where datations have been made, have been represented in the map.

nes de depósitos glaciares y yuxtaglaciares en los lugares que ha sido posible. En concreto se han datado muestras en dos lugares (Figura 2):

- En el paleolago de obturación glacial del Río Chico, al S del Espigüete, se han realizado dos dataciones mediante el método AMS para estimación de Carbono 14 sobre sedimentos lacustres.
- En el sector de Vega Naranco, se han datado dos muestras de ritmitas de un paleolago de obturación originado por las morrenas del glaciar de Naranco, también mediante AMS (Pellitero 2011). Además la morrena distal de dicho complejo morrénico ha sido datada mediante OSL (Serrano *et al.* 2012b).

Para completar el marco cronológico se ha correlacionado lo observado aquí con estudios de otras áreas glaciadas cercanas, algunas con dataciones que determinan la edad de las fases de equilibrio allí identificadas.

## Resultados

### *El glaciario previo al Último Máximo Glaciar*

La existencia en la Península Ibérica de glaciaciones previas a la würmense es un hecho constatado. Dataciones con isótopos cosmogénicos en cristales de cuarzo en el SE gallego y N de Portugal obtuvieron edades muy antiguas para depósitos glaciares. Según éstas, hubo una fase de máximo que se situaría entre 250 ka BP y 300 ka BP, otra fase glacial en torno a los 120- 150 ka BP y una tercera que se correspondería con los últimos 50 ka BP (Vidal Romaní y Fernández 2006). En las cercanías de Fuentes Carrionas, en el sistema kárstico de Fuente el Cobre-Sel de la Fuente, Muñoz (2007) describe un período frío en el MIS 6 (157 ka BP), con una producción mínima de espeleotemas, al que siguen períodos de formación variable, relacionados con fases frías tipo Younger Drayas (como por ejemplo entre 145 y 143 ka BP), que se interrumpen otra vez entre 75 y 60 ka

BP y en el intervalo 27-6,5 ka BP, períodos que la autora considera como de avance glaciar. En Picos de Europa las dataciones de brechas calcáreas cementadas sugieren una edad entre 400 y 275 ka BP para Villa *et al.* (2012) y entre 20 y 192 ka BP para Frochoso y Castañón (1986), tras lo cual se habrían dado condiciones glaciares que erosionaron estos depósitos.

El macizo de Fuentes Carrionas presenta un relieve modelado profundamente por el glaciario finipleistoceno. Aunque es muy probable que la labor de retoque glaciar haya sido reincidente durante las distintas glaciaciones pleistocenas, al igual que en Picos de Europa (Villa *et al.* 2012), solamente hemos encontrado formas y depósitos correspondientes al Último Máximo Glaciar local (en adelante UMG) y fases posteriores.

#### *Las fases glaciares finipleistocenas*

Durante el UMG Fuentes Carrionas albergó un campo de hielo de unos 98 km<sup>2</sup> de extensión que, desde su origen en las cabeceras del sector Tres Provincias y las caras N del Espigüete, Peña Prieta y Curavacas, descendía hasta una cota de 1240 metros en el valle de Riofrío, 1460 metros en el valle de Naranco, 1350 metros en

el valle de Lechada, 1290 metros en el valle de Cardaño y 1400 metros en el valle del Carrión (Figura 3). En todos los valles existen morrenas frontales o depósitos de till que atestiguan esta fase. La estimación de la línea de equilibrio glaciar (ELA) mediante el método AAR, ofrece un resultado de 1750 +28/-25 metros. Esta ELA es sensiblemente superior a la de la mayoría de los macizos cantábricos estudiados, lo cual indica una situación relativa de escasas precipitaciones en este sector (Tabla 1).

Debido a la gran extensión de terreno por encima de la ELA el glaciar de Fuentes Carrionas presentaba una alimentación en cabecera que le permitía rebosar por encima de los interfluvios. Ello originó la existencia de collados de difluencia y transfluencia glaciar en los valles de Lechada, Carrión y Riofrío. Los espesores de hielo variaban en función de la ubicación en arsas principales o tributarias, colgadas sobre éstas. Las lenguas glaciares de Lechada, Fuentes Carrionas, Riofrío, Curavacas, y la cara N del Espigüete eran las que transportaban una mayor cantidad de hielo, con espesores alrededor de los 200 metros de hielo, debido principalmente a la orientación N y NE de sus cabeceras. Por el contrario, las lenguas de la cabecera del valle

Tabla 1. ELA comparada durante el UMG en distintos macizos del NW de la Península Ibérica. Compared ELA during LGM at different NW Iberian Peninsula massifs.

Macizo	MELA (m)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	1754 +28/-25	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	1823/1818	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	1666	AAR	Serrano et al (2012a)
Picos de Europa (Macizo Oriental)	1722	AAR	Serrano et al (2012a)
Cebolleda	1655	AAR	Serrano et al (2012b)
Alto Campoo	1700	AAR	Serrano et al (2012b)
Montaña Pasiega	1190	AAR	Serrano et al (2012b)
Alto Curueño	1600-1700	Altitud mínima circos glaciares	González Gutiérrez (2002)
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	1550-1580	Altitud mínima circos glaciares	Frochoso y Castañón (1998)
Alto Nalón	1550	Lichteneker	Jiménez (1996)
Alto Sil	1528 ±17	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1350	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1687	AAR	Cowton <i>et al.</i> (2009)

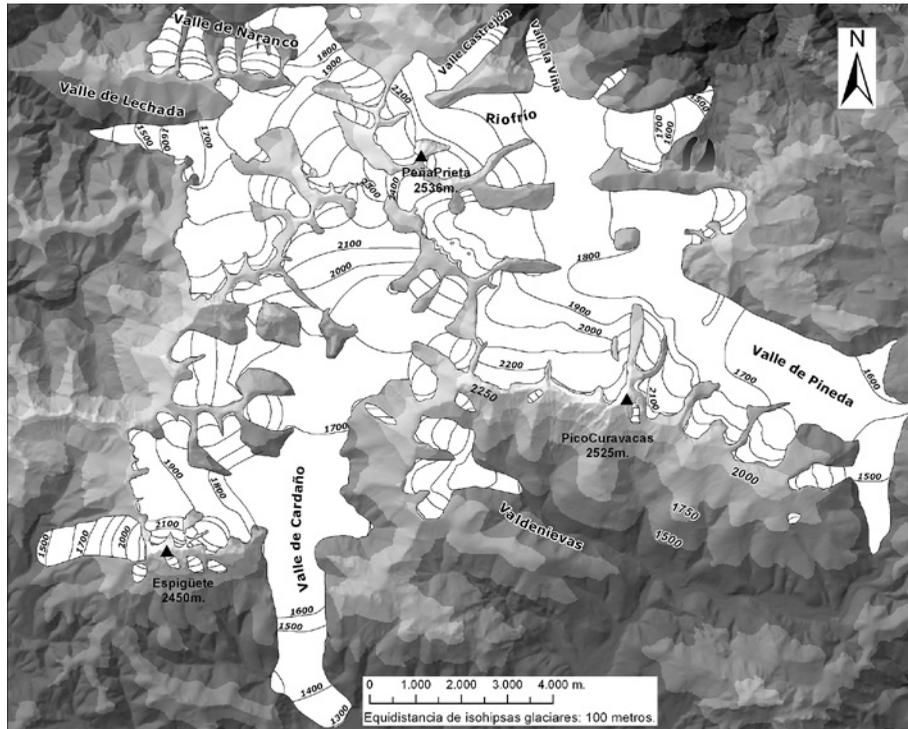


Figura 3. Extensión de los glaciares en el macizo de Fuentes Carrionas durante el UMG.

Figure 3. Fuentes Carrionas Massif glaciers extension during UMG.

de Cardaño poseían espesores menores derivados de una orientación menos favorable. Los espesores de hielo máximos se alcanzaban en las confluencias entre varias lenguas de hielo, en especial en la confluencia entre las lenguas de Riofrío y Carrión y en la confluencia entre el glaciar de Cardaño y el que descendía de la cara N del Espigüete, ambas con alrededor de 300 metros de espesor de hielo.

En este último caso, el aporte de hielo desde la cara N del Espigüete fue decisivo para que la lengua del glaciar de Cardaño consiguiese traspasar el muro calizo del Espigüete y se expandiese al S por la cuenca intramontana de Camporredondo. Algo parecido ocurrió en el valle de Pineda, donde los aportes de hielo al E del pico Curavacas permitieron al glaciar del Carrión recorrer gran parte de este valle. En el caso de Riofrío puede apreciarse el caso contrario: a pesar de la magnífica alimentación desde los circos más altos del macizo -los cuáles también poseían una orientación favo-

nable- el hecho de difluir en hasta cuatro lenguas diferentes evitó que éstas presentasen espesores notables y que, por tanto, desarrollase lenguas en los valles cántabros.

Cabe destacar que aledaños a los grandes glaciares existen áreas libres de glaciares orientadas al SW por encima de los 2400 metros de altitud. Estas superficies preservadas de la erosión glaciar evidencian unas condiciones climáticas marginales para el glaciario, con unos vientos frecuentes del W y SW que ventean la nieve hasta los circos en orientación N y E.

La siguiente fase glaciar reconocible en Fuentes Carrionas, denominada Retroceso I, se caracteriza por un retroceso de los frentes glaciares de entre 300 y 500 metros, que sin embargo coexiste con una considerable disminución en los espesores de hielo, y una estabilidad mayor que la fase del UMG, con la creación de complejos morrénicos frontales extensos, como el de Cardaño de Abajo o

el del valle de Naranco, testigos de una fase prolongada en el tiempo y muy pulsante. Esta fase también ha sido identificada en otros macizos aledaños a Fuentes Carrionas, como Picos de Europa (Serrano *et al.* 2012a).

Los frentes se sitúan prácticamente a la misma altitud, pero los espesores de hielo disminuyen drásticamente, unos 100 metros de media con respecto a la fase anterior (Figura 4). Esta disminución es generalizada tanto en cabeceras como en los valles glaciares, por lo que la ELA se mantiene estable a 1750 metros de altitud. El domo de hielo de Tres Provincias sigue existiendo, pero algunas de las transfluencias y difluencias dejan de funcionar. La abundancia de morrenas laterales y complejos morrénicos frontales asociados a esta fase indica que las lenguas glaciares arrastraban gran cantidad de derrubios, lo cual pudo dificultar su fusión y provocar su descenso por debajo de los límites lógicos para una disminución de espesor tan considerable.

La tercera fase, denominada Retroceso II, está caracterizada por un retroceso acusado de los frentes glaciares. La mayoría de los glaciares de Fuentes Carrionas desaparecen de los colectores principales (Riofrío, Pineda, Cardaño, Lechada y Naranco) y quedan limitados a los valles tributarios, en forma de pequeños glaciares de valle con unos pocos kilómetros de longitud (Figura 5). Los frentes se sitúan entre los 1600 y 1700 metros de altitud.

Transfluencias, difluencias y confluencias desaparecen: los glaciares responden a las condiciones ambientales de manera individualizada, en función de su propia topografía y orientación. El domo de Tres Provincias también ha desaparecido en esta fase. Otra consecuencia es el cambio de una situación anterior de erosión glacial dominante en los valles, a otra en la que los glaciares depositan sedimentos glaciares y yuxtaglaciares en el interior de los valles. Ello va a conllevar la interrupción de la esorrentía, con la formación

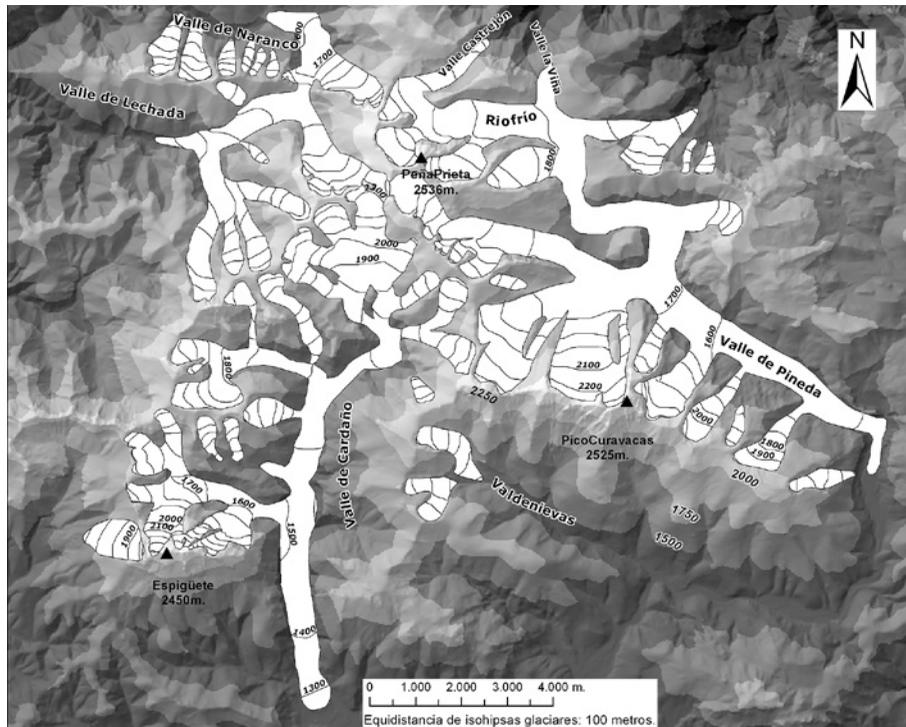


Figura 4. Extensión de los glaciares en el macizo de Fuentes Carrionas durante la fase de Retroceso I.  
 Figure 4. Fuentes Carrionas Massif glaciers extension during Retroceso I phase.

de numerosos lagos, muchos de ellos hoy colmatados.

La abundancia de depósitos y formas de acumulación nos indican una historia de avances y retrocesos glaciares compleja durante esta fase. El glaciar de Lechada deposita dos complejos morrénicos frontales diferentes a 1660 y 1850 metros de altitud. El glaciar de Riofrío deposita también tres sistemas morrénicos, el primero alrededor de los 1700 metros, y los dos siguientes a 1790 y 1820 metros de altitud. En el valle de Cardaño distintas morrenas frontales y laterales atestiguan el proceso de individualización de las lenguas de hielo desde su cabecera. En el valle del Carrión no es posible distinguir estas pulsaciones, aunque sí en sus valles tributarios.

La comparación con lo ocurrido en otros macizos indica que nos encontramos ante una fase bastante generalizada dentro de la Cordillera Cantábrica, con la característica común

de individualización de lenguas y el depósito de morrenas en el interior de los valles, y un ascenso de las ELAs entre 100 y 150 metros con respecto a la fase anterior. Aunque no disponemos de datos de la ELA para los Picos de Europa, esta fase sí es citada por González Trueba (2006) y Serrano *et al.* (2012a y 2012b). Los glaciares del Sil, Ancares y Montaña Pasiega presentan para esta fase una ELA notablemente más baja que los demás casos estudiados, lo que confirma la persistencia del gradiente de glaciario en dirección NW-SE (Tabla 2).

La denominada Fase de Altura es la última fase fría con desarrollo de glaciares en Fuentes Carrionas. Se caracteriza por un glaciario marginal con glaciares de circo que en ningún caso llegan a desarrollar una lengua que sobrepase los límites del propio circo. Por otro lado, la orientación de los glaciares es claramente preferente hacia el primer cuadrante, lo que indica unas condiciones límite

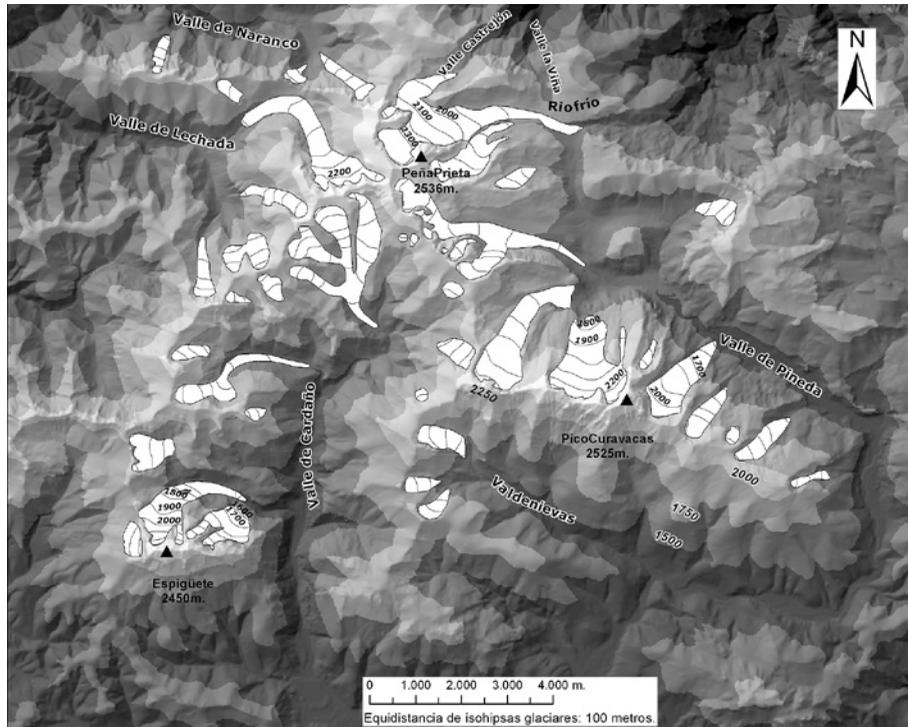


Figura 5. Extensión de los glaciares en el macizo de Fuentes Carrionas durante la fase de Retroceso II.  
 Figure 5. Fuentes Carrionas Massif glaciers extension during Retroceso II phase.

en las que la menor insolación en cara N y la sobreacumulación nival en cara E son factores decisivos en la formación de los glaciares (Figura 6). Así en la cara N existen glaciares por debajo de 1900 metros, pero la cara S aparece completamente deglaciada. Las laderas orientadas al E poseen glaciares por encima de los 2000 metros, formados gracias a la sobreacumulación nival en esta cara. Las caras NW y SE solamente presentan glaciares por encima de 2200 metros. Durante esta fase se observa un gran desarrollo de glaciares rocosos, éstos casi en cualquier orientación, lo que indica la existencia de un piso periglacial desarrollado (Pellitero *et al.* 2011).

El ascenso de la MELA es de unos 150 metros con respecto a la fase de Retroceso II. Todavía existen en Fuentes Carrionas amplias extensiones por encima de dicha MELA, lo que permite que esta fase esté bien representada en este macizo. Algo parecido ocurre en Picos de Europa, con una ELA alta pero suficiente para mantener extensas áreas glaciadas, en especial en el Macizo Central (González Trueba 2006). Esa situación no se cumple en otros macizos glaciados de la Cordillera Cantábrica, que quedan para esta fase por debajo de la línea de equilibrio glaciar, por lo que aparecen deglaciados (Tabla 3). Es lo que ocurre en la Montaña Pasiega o en Alto Campoo, deglaciados en esta fase. En el Alto Curueño solamente se mantienen dos pequeños glaciares de circo al pie de los picos más altos, mientras que en el Alto Nalón Jiménez (1996) cita una fase de glaciares rocosos en la que no descarta la existencia de glaciares al pie de los circos más altos. Para el Alto Sil y Ancares la ELA asciende unos 200 metros, pero todavía es lo suficientemente baja para el desarrollo de glaciares de circo e incluso glaciares de valle en el caso del Alto Sil (Santos 2010). En Sanabria solamente se mantienen glaciares de circo (Cowton *et al.* 2009, Rodríguez-Rodríguez *et al.* 2011).

En los circos más elevados puede identificarse una pulsación de retroceso aún más marginal, con pequeños glaciares de circo adosados a las paredes más altas y mejor orientadas. Estas últimas áreas glaciadas de Fuentes Carrionas

estarían acantonadas en los circos alrededor de Peña Prieta y las caras N del Curavacas y Espigüete. Son retazos glaciares acantonados en situaciones favorables, en un macizo que ya carece de piso glacionival.

Esta segunda subfase de la Fase de Altura tiene sus frentes glaciares entre 2100 y 2200 metros de altitud, con una ELA alrededor de 2250 metros de altitud, siempre en orientación N (Figura 7). En esta fase los circos albergaban tanto glaciares como glaciares rocosos, de hecho en algunos casos ambos elementos están en estrecha relación, como en el circo de Hoyos de Vargas, donde a partir de hielo glaciar se formó un glaciar rocoso.

Es interesante constatar cómo la ELA ha sido sistemáticamente más alta en Fuentes Carrionas que en macizos glaciados más occidentales en el NW Ibérico, evidenciando unas precipitaciones relativamente menores a aquellos. Esta característica es compartida por los macizos cercanos de Alto Campoo, Cebollera y Oriental de Picos de Europa, aunque no por la Montaña Pasiega (Serrano *et al.* 2012b) o la Sierra de Aralar (Rico 2011), con una dinámica propia peculiar. Ya en la Fase de Altura la mayor altitud de Fuentes Carrionas y Picos de Europa permitieron la existencia de un glaciario relativamente extenso por encima de los 2000 metros, mientras que muchos de los macizos cantábricos se encuentran deglaciados debido a su menor altitud.

#### *Datación de las fases glaciares en Fuentes Carrionas*

Los resultados de las dataciones efectuadas han sido dispares (Tabla 4). En el paleolago del Río Chico, originado por el cierre de la morrena del UMG del glaciar de Cardaño, las dataciones fueron más recientes de lo esperado, hecho que interpretamos por no haber llegado a datar el fondo del lago. La única conclusión obtenida de esta datación es la existencia de un lago hasta por lo menos los 5,6 ka cal. BP. Sin embargo las dataciones de Vega Naranco, a pesar de presentar una datación inversa, sí ofrecen fechas para al menos

Tabla 2. Valores de la ELA durante la fase de Retroceso II en los macizos glaciados cercanos a Fuentes Carrionas, los valores con asterisco han sido calculados personalmente a partir de los datos contenidos en la cita, siguiendo el método Höfer (ver González Trueba y Serrano 2004). ELA values during Retroceso II glacial phase at massifs near Fuentes Carrionas. Values with an asterisk have been calculated at this article following Höfer method (see González Trueba y Serrano 2004).

Macizo	MELA (m)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	1880 +23/-28	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	1932/1828	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	-	-	-
Picos de Europa (Macizo Oriental)	-	-	-
Cebollada	1700	AAR	Serrano et al (2012b)
Alto Campoo	1775	AAR	Serrano et al (2012b)
Montaña Pasiega	1310	AAR	Serrano et al (2012b)
Alto Curueño	1800*	Höfer	González Gutiérrez (2002)
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	-	-	-
Alto Nalón	1790*	Höfer	Jiménez (1996)
Alto Sil	1608	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1500	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1775*	Höfer	Cowton <i>et al.</i> (2009)

Tabla 3. Valores de la ELA durante la Fase de Altura en los macizos glaciados cercanos a Fuentes Carrionas. Los valores con asterisco han sido calculados personalmente a partir de los datos contenidos en la cita, siguiendo el método Höfer (ver González Trueba y Serrano 2004). ELA values during Fase de Altura glacial phase at massifs near Fuentes Carrionas. Values with an asterisk have been calculated at this article following Höfer method (see González Trueba y Serrano 2004).

Macizo	MELA (m)	Método	Cita
Fuentes Carrionas	2033 +19/-21	AAR	Presente trabajo
Fuentes Carrionas	2073/2077	AABR	Presente trabajo
Picos de Europa (Macizo Central)	2132	AAR	-
Picos de Europa (Macizo Oriental)	2055	AAR	-
Cebollada	1785	AAR	Serrano et al (2012b)
Alto Campoo	Deglaciado	-	Serrano et al (2012b)
Montaña Pasiega	Deglaciado	-	Serrano et al (2012b)
Alto Curueño	1972*	Höfer	González Gutiérrez (2002)
Valgrande-Ubiña-Somiedo-Villabandín	-	-	-
Alto Nalón	Glaciares rocosos	-	Jiménez (1996)
Alto Sil	1750	AABR/AAR	Santos (2010)
Ancares	1700	Varios	Valcárcel y Pérez Alberti (2002)
Sanabria	1900*	Höfer	Cowton <i>et al.</i> (2009)

dos fases glaciares (Pellitero 2011, Serrano *et al.* 2012b).

El Último Máximo Glaciar local para Fuentes Carrionas puede situarse en los  $36 \pm 2,3$  ka BP, edad de la morrena frontolateral de Vega

Naranco. Esta edad es comparable a otras dataciones de la máxima extensión glaciar en la Cordillera Cantábrica y Pirineos. En Picos de Europa el máximo glaciar es anterior a 35 ka BP en el Duje (Serrano *et al.* 2012a), mientras que en el Macizo Occidental las datacio-

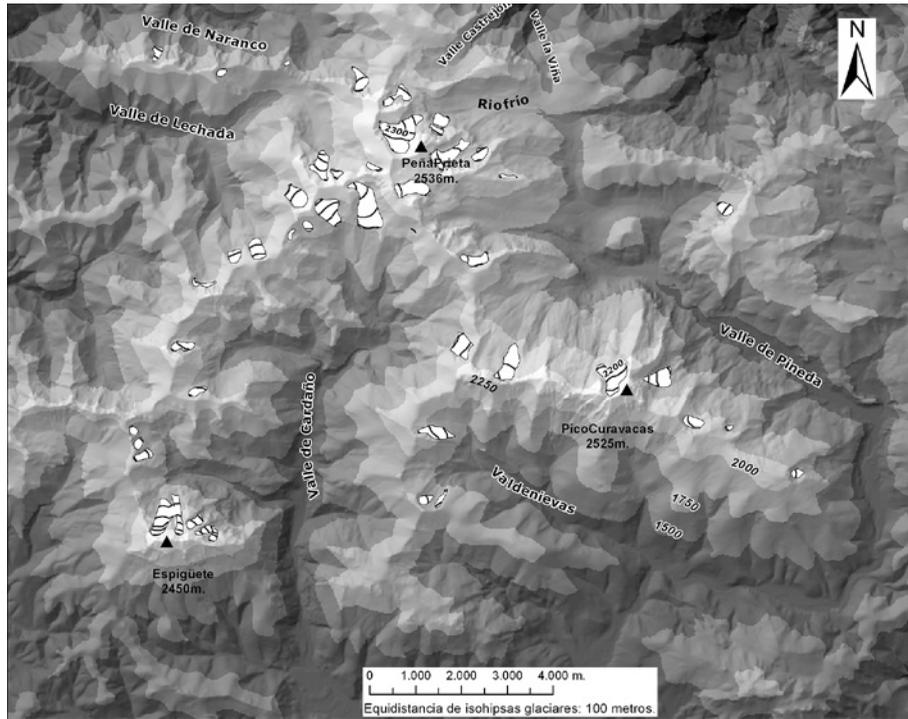


Figura 6. Extensión de los glaciares en el macizo de Fuentes Carrionas durante la Fase de Altura.  
*Figure 6. Fuentes Carrionas Massif glaciers extension during Fase de Altura phase.*

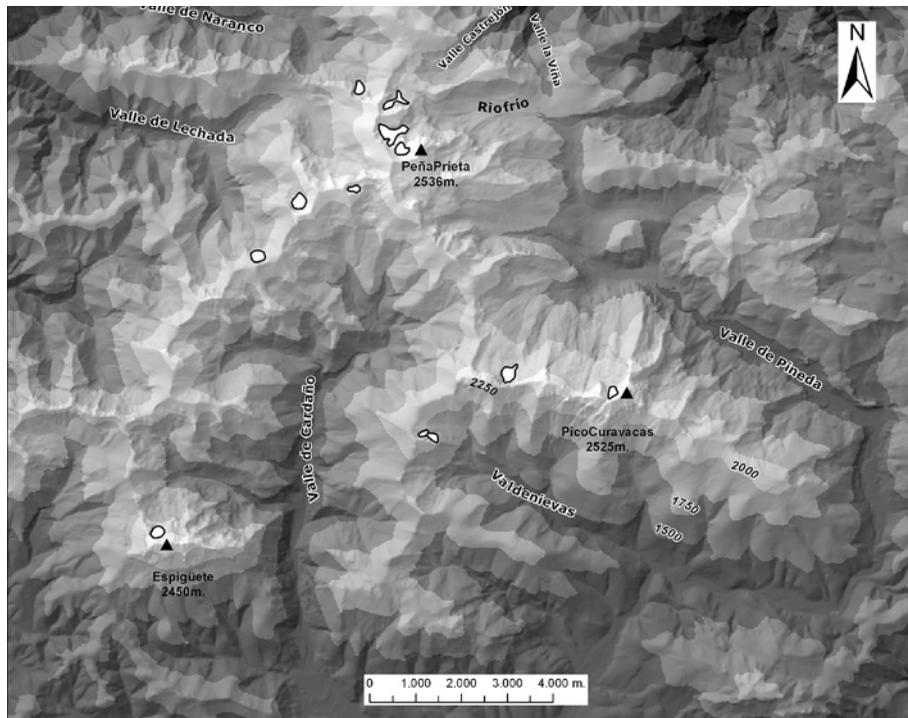


Figura 7. Extensión de los glaciares en el macizo de Fuentes Carrionas durante la Fase de Altura II.  
*Figure 7. Fuentes Carrionas Massif glaciers extension during Fase de Altura II phase.*

nes llevadas a cabo por Moreno *et al.* (2010) muestran un máximo glaciar alrededor de 40 ka BP Jiménez y Farias (2002) obtienen una edad mínima de 29 ka BP en Redes, calibrada posteriormente hasta 33 ka BP (Jiménez-Sánchez *et al.* 2012). En el valle de Trueba (Montaña Pasiega) una turbera alojada al interior de las morrenas externas ha sido datada anterior a 29 ka BP (Serrano *et al.* 2012b), por lo que el máximo ha de ser previo a esa fecha.

González Díez *et al.* (1996) establecen una edad máxima para el UMG en Cantabria de 33 ka BP años a partir de la datación de deslizamientos que no han afectado a formas glaciares. Valcárcel y Pérez Alberti (2002) consideran que el máximo glaciar se situaría antes de los 30 ka BP en el noroeste ibérico, a partir de la datación de depósitos periglaciares costeros. Jalut *et al.* (2010) data el UMG en el Alto Sil entre 60 y 35 ka BP, ofreciendo la fecha de 44 ka BP como la más posible. Por último Rodríguez-Rodríguez *et al.* (2011) data el UMG en Sanabria antes de 25,6 ka BP Todas las dataciones realizadas en la Cordillera Cantábrica y su entorno señalan el período de máxima extensión de los glaciares en MIS3, adelantado al máximo glaciar Pleistoceno (LGM) del norte y noroeste de Europa, hecho ya apuntado en Pirineos por García Ruiz *et al.* (2003 y 2010). En este sentido la datación en la que nos apoyamos constituye una de las primeras realizadas mediante OSL en la Cordillera Cantábrica (Serrano *et al.* 2012b), junto con Jiménez-Sánchez *et al.* (2012), y a pesar de usar un método distinto avala los resultados ofrecidos por el Carbono 14 en otros macizos de la Cordillera Cantábrica.

Las fases de Retroceso I y II han sido generalmente propuestas como una sola fase de retroceso dentro de los trabajos sobre evolución glaciar en la Cordillera Cantábrica. La datación del paleolago de Vega Naranco ofrece una edad en la que la fase de Retroceso I, que originó el cierre morrénico de dicho lago ya ha finalizado, pero existe una situación de aporte de sedimentos al mismo. A falta de un estudio profundo de la sedimentología del lago, proponemos la edad mínima de 16,9 ka BP para la fase de Retroceso II, en la cual los frentes

glaciares, muy cercanos al lago, lo abastecían de agua y sedimentos. Esta edad es próxima al LGM datado en los Alpes (Ivy-Ochs *et al.* 2008). Por lo tanto la fase de Retroceso I se situaría entre los 18 y los 38 ka BP. Recordemos que se trata de una fase de equilibrio con multitud de pulsaciones, visibles en los complejos morrénicos frontales de casi todos los valles estudiados, por lo que es probable que fuese una fase prolongada en el tiempo.

Los sedimentos marinos definen un MIS3 final menos frío que la crisis climática ocurrida alrededor del 38 ka BP, pero con un patrón climático complejo caracterizado por los cambios climáticos abruptos entre los 38 y 29 ka BP (Martrat *et al.* 2007), con una evolución a un ambiente más frío entre 29 y 18 ka BP. La fase oscilante de Retroceso I bien podría corresponder a la crisis climática acontecida entre estos 29 y 18 ka BP, lo cual coincide tanto en morfología (extensión parecida a UMG) como en fecha con lo propuesto por Serrano *et al.* (2012a) para Picos de Europa. La fase de Retroceso II se habría originado alrededor de esos 18 ka BP. La única datación que existe de esta fase en Fuentes Carrionas es la de Menéndez y Florschütz (1963), que datan las turberas de Riofrío, formadas en un complejo de obturación de esta fase, anteriores a 10,2 ka BP, que ha de tomarse como una edad mínima, ya que a los problemas metodológicos de una datación de C-14 tan temprana hay que añadir que el sondeo no llegó al muro del depósito.

Como marco de comparación, la datación de la fase de equilibrio post-máximo en la Cordillera Cantábrica oscila entre varias cifras. Esta fase se ha datado en 20,6 ka BP en Redes (Jiménez y Farias 2002) y 17,4 ka BP en la Sierra del Caurel (Pérez Alberti y Valcárcel 1998). Moreno *et al.* (2010) data entre 20 y 18 ka BP una segunda fase de deglaciación en el lago Enol, en el macizo occidental de Picos de Europa. En el macizo central una tasa de material orgánico mínima ha sido encontrada en los sedimentos lacustres de Campo Mayor entre 21 y 31 ka BP, proponiéndose como una fase de avance glaciar más próximo a la primera fecha (Serrano *et al.* 2012a). Todos ellos podrían es-

Tabla 4. Dataciones realizadas en Fuentes Carrionas para este trabajo.

Muestra	Lugar	Altitud (m)	Método	Medio geomorfológico	Material	Edad 14C (BP)	Error +-	Edad calibrada (años cal BP)	Laboratorio
C-L1	Cardaño de Abajo	1344	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	6831	50	5750-5660	14CHRONO Centre. Queen's University Belfast (UK)
C-L2	Cardaño de Abajo	1322	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	14275	49	15570-15240	14CHRONO Centre. Queen's University Belfast (UK)
N-L1	Vega Naranco	1533	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	15614	21	16900-16740	14CHRONO Centre. Queen's University Belfast (UK)
N-L2	Vega Naranco	1536	C14 AMS	Paleolago	Ritmitas	25591	23	28630-28330	14CHRONO Centre. Queen's University Belfast (UK)
M-1	Vega Naranco	1463	OLS	Morrena	Arenas			36028± 2350	Laboratorio de datación y radioquímica. Universidad Autónoma de Madrid

\*Las dataciones C14 han sido calibradas mediante la curva de Reimer *et al.* (2009). Datations made in Fuentes Carrionas. C14 datations have been calibrated with Reimer *et al.* (2009) curve.

tar datando una misma fase, que ocuparía no un momento sino un rango de 10.000 años en el cual los glaciares mantuvieron un frente en equilibrio próximo al del UMG.

Por último, la Fase de Altura no ha sido datada en Fuentes Carrionas, a pesar de que los resultados del paleolago de Cardaño de Abajo corresponden a fechas por encima y por debajo del evento que originó esta fase. Esta ha sido no obstante reconocida en multitud de trabajos en la Cordillera Cantábrica, recibiendo el nombre general de Tardiglaciario, el cual ocurrió entre 15 y 10 ka BP (Jalut *et al.* 1982). En Fuentes Carrionas esta fase se presenta como un avance glaciar con dos pulsaciones, la primera más fría, en las que una de las características principales es la formación de glaciares rocosos, hecho común con otras áreas aledañas (Menéndez y Marquínez 1996, Jiménez 1996, Frochoso y Castañón 1998, González Gutiérrez 2002, Santos 2010, Pellitero *et al.* 2011). De estas dos fases la primera la podríamos relacionar con el Dryas Antiguo (16 - 13 ka BP) y las segunda con el Dryas reciente (11 - 10 ka BP), momento en que los Picos de Europa (González Trueba 2006) y Fuentes Carrionas serían los únicos macizos glaciados de la Cordillera Cantábrica. (Figura 8).

#### *El paleoambiente durante la glaciación.*

A partir de los datos de ELAs, en especial a partir de la elevación de la misma desde el Último Máximo Glaciar, es posible proponer una hipótesis de evolución climática en Fuentes Carrionas. La fórmula de Ohmura *et al.* (1992) permite poner en relación la precipitación anual con la temperatura media de los meses de verano (típicamente Junio, Julio y Agosto) en la ELA. El problema es el desconocimiento de ambos factores durante el Cuaternario, que en ocasiones se ha solucionado estimando que el único responsable de la variabilidad en la ELA es el cambio en las temperaturas (Hughes *et al.* 2007). Este método choca con la afirmación de un Último Máximo Glaciar más antiguo en la Península Ibérica que en los Alpes debido precisamente a una mayor precipitación relativa durante los 38 - 40 ka BP que los 18 - 20 ka BP, el LGM alpino (Hughes y Woodward 2008).

A partir de la fórmula comentada, y de modelos de gradiente altitudinal estimados de estaciones termopluviométricas aledañas a Fuentes Carrionas hemos determinado que la MELA actual se sitúa alrededor de los 3750 metros de altitud, donde existirían unas con-

diciones con 2380 mm de precipitación anual y una temperatura media estival alrededor de 5,11° C, con una temperatura media anual de -4,5°C (Tabla 5). Por tanto el ascenso de la MELA desde el Último Máximo Glaciar es de 2000 metros desde el UMG y la fase de Retroceso I, 1872 metros en la fase de Retroceso II y 1660 metros en la Fase de Altura (Tabla 6).

Dicho ascenso de la ELA ha podido deberse tanto a un aumento de las temperaturas como a una disminución de las precipitaciones. Se proponen dos escenarios de cambio climático diferentes: uno en el que las precipitaciones son idénticas para todas las fases estudiadas. Las variaciones en altitud de las ELAs las equiparamos a valores de cambio de temperatura estival utilizando el gradiente altitudinal estival calculado para la Montaña Palentina de 0,4°C/100 metros (Tabla 7).

El segundo escenario, hipotético pero más real si tenemos en cuenta los aportes de otros métodos paleoclimáticos (Moreno *et al.* 2012, Jalut *et al.* 2010, Naughton *et al.* 2007), modeliza la variación de la temperatura estival de acuerdo con variaciones de precipitación propuestas hipotéticamente (Tabla 8). Para realizar la estimación hemos tenido en cuenta que, en el área de estudio, la NAO (Northern Atlantic Oscillation) es la responsable de la mayoría de las lluvias y, en menor medida, de las temperaturas (López Moreno *et al.* 2011).

Según este escenario el UMG en la Cordillera Cantábrica, alrededor de 40 ka BP, es una etapa fría para Abreu *et al.* (2003) y Cacho *et al.* (1999), aunque puede que menos que las dos fases de Retroceso, pero sí algo más húmeda (Vegas *et al.* 2010, Uzquiano *et al.* 2012). En todo caso la diferencia con respecto a la fase de Retroceso I ha de ser escasa, dada la mínima diferencia en las ELAs, por lo que proponemos de forma hipotética unas precipitaciones un 30% superiores a las actuales. El resultado serían unas temperaturas en la ELA 9,5°C inferiores a las actuales.

La fase de Retroceso I ha sido propuesta como una suma de pulsaciones frías en un interva-

lo de tiempo alrededor de 10.000 años. Las condiciones según los trabajos citados anteriormente son decididamente más húmedas que en la fase de Retroceso II (el LGM global), por lo que vamos a suponer unas precipitaciones un 20% superiores a las actuales para la ELA, de nuevo como cifra hipotética. Sería por tanto una fase relativamente más seca con respecto al UMG, pero algo más fría, con el resultado de glaciares con un desarrollo muy parecido, y un ambiente frío en el que la colonización vegetal es muy escasa.

Tabla 5. Datos climáticos medios en Fuentes Carrionas, la MELA climática, calculada a partir de Ohmura *et al.* (1992) aparece destacada en negrita. Average climatic values in Fuentes Carrionas, climatic MELA, calculated after Ohmura *et al.* (1992) is highlighted in bold.

Altitud	Precipitación anual (mm)	Tª media meses estivales (°C)
1000	1024	16,11
1500	1271	14,11
2000	1519	12,11
2500	1766	10,11
2536	1784	9,96
3000	2013	8,11
3500	2507	6,11
<b>3750</b>	2383	5,11

Tabla 6. Línea Media de Equilibrio Glaciar en Fuentes Carrionas en las distintas fases glaciares finipleistocenas y la actualidad. Mean Equilibrium Line Altitude in Fuentes Carrionas during glacial phases and nowadays.

MELA Último Máximo Glaciar	1754 m.
MELA Retroceso I	1747 m.
MELA Retroceso II	1878 m.
MELA Fase de Altura I	2090 m.
MELA Fase de Altura II	2250 m.
MELA actual	3750 m.

La fase de Retroceso II, identificada como ocurrida en el LGM (≈18 ka BP), fue una fase relativamente más húmeda que la Fase de Altura, e incluso puede que menos fría. Ello es coherente con la propuesta de un Tardiglaciar más frío que el LGM en el Mediterráneo (Naughton

et al. 2007). Proponemos unas precipitaciones análogas a las actuales en la MELA a 1878 metros, que darían una temperatura media estival 10°C inferiores a las actuales.

La Fase de Altura fue una fase fría y muy seca (Moreno et al. 2012), lo cual implicó el desarrollo de glaciares rocosos. Por todo ello no es exagerado suponer una precipitación en la ELA de alrededor de 1200 mm, un 20% inferiores a las actuales, según las cuales los valores de temperatura estivales serían cerca de 10°C inferiores a los actuales. El resultado es un descenso térmico similar al del LGM, tal y como, por otro lado, sugieren Abreu et al. (2003) y Vegas et al. (2010).

Los resultados obtenidos pueden ser supuestos, pero en todo caso resultan más fiables que los resultados conseguidos ignorando la variable precipitación. Además subrayan cómo una variación sustancial (pero no radical) del aporte de precipitaciones puede ocasionar una oscilación de los glaciares sin que la temperatura haya variado notablemente. Por otro lado este modelo falla al integrar las temperaturas estivales a temperaturas anuales, ya que el método de Ohmura et al. (1992) solamente permite utilizar las primeras. Por todo ello este es un proxy paleoclimático válido, pero cuyos resultados han de ser tomados con cautela.

**Conclusiones**

Se han identificado cuatro fases de equilibrio glaciar en Fuentes Carrionas. Para cada fase se ha propuesto un rango de disminución de temperaturas con respecto a la actualidad, en función de si se tiene en cuenta o no la variación de precipitaciones sugerida.

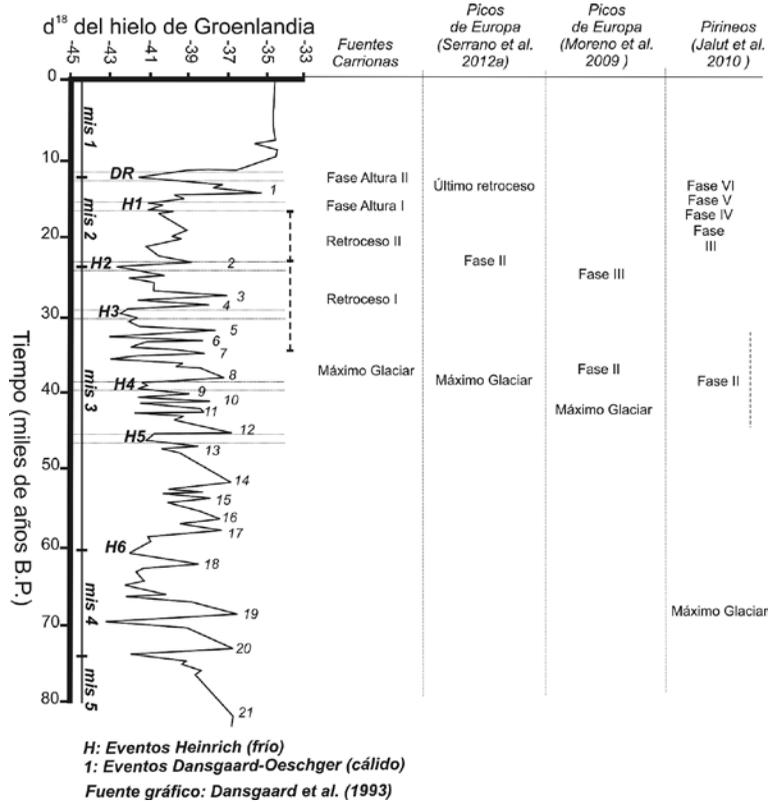


Figura 8. Correlación de la evolución glaciar de Fuentes Carrionas con otros macizos.  
 Figure 8. Correlation between glacial evolution in Fuentes Carrionas and other massifs.

Así, el Último Máximo Glaciar local se situó en el MIS-3, coincidiendo de manera general con el evento Heinrich 4, con lenguas glaciares de hasta 15 km. de longitud que descendían desde el domo de Tres Provincias y las caras N de Espigüete, Curavacas y Peña Prieta, con espesores de hielo de hasta 300 metros. Se trataría de una fase húmeda y fría, lo que determinó un aporte nival abundante que derivó en los glaciares más extensos del Pleistoceno Superior, con temperaturas medias entre 8°C y 10°C inferiores a las actuales.

En la siguiente fase, llamada Retroceso I, el desarrollo longitudinal de los glaciares es prácticamente idéntico al de la fase anterior, pero con espesores máximos de hielo alrededor de 100 metros inferiores. Fue una fase de equilibrio prolongada, responsable de la formación de complejos morrénicos frontales extensos y espesas morrenas laterales. Se

Tabla 7. Modelo paleoclimático suponiendo unas precipitaciones estables.  
Palaeoclimatic model based on stable precipitations.

Fase	Nombre (referencia)	Edad (ka BP)	Disminución T <sup>a</sup> estival (°C)	Var. Precipitación (%)
UMG	Evento Heinrich 4?	38-40 ka.	8	-
Retroceso I	MIS 3-2	29-19 ka.	8	-
Retroceso II	LGM Alpes	18 ka.	7,5	-
Fase de Altura	Dryas Antiguo	16-15 ka.	6,5	-

Tabla 8. Modelo paleoclimático suponiendo variaciones en las precipitaciones.  
Palaeoclimatic model based on variations on annual precipitation.

Fase	Nombre (referencia)	Edad (ka BP)	Disminución T <sup>a</sup> estival (°C)	Var. Precipitación (%)
UMG	Evento Heinrich 4?	38-40	9,5	+30
Retroceso I	MIS 3-2	29-19	10	+20
Retroceso II	LGM Alpes	18	10	-
Fase de Altura	Dryas Antiguo	16-15	9,5-10	-20

propone un rango de edades entre 29 y 18 ka. Las temperaturas medias serían similares a la fase anterior, pero con precipitaciones inferiores.

La fase de Retroceso II coincidió con el LGM centroeuropeo, es decir, 18 ka BP. Esta fase de individualización de lenguas dentro de los valles fue también muy pulsante, con complejos morrénicos frontales entre 1600 y 1800 metros de altitud. Las temperaturas serían entre 7,5°C y 10°C más bajas que en la actualidad, con precipitaciones inferiores a las del UMG.

La Fase de Altura, caracterizada por el glaciario de circo en orientaciones favorables, se sugiere como ocurrida durante el Tardiglacial. En ella se incluyen dos subfases correspondientes al Dryas Antiguo y Dryas Reciente. En ambas las precipitaciones serían inferiores a las actuales. En el primer caso las temperaturas estaban cercanas a las de las fases glaciares anteriores, mientras que en la segunda subfase serían entre 7,5°C y 8°C inferiores a las actuales. Este ambiente frío y relativamente seco originó la extensión del piso crionival en detrimento del piso glacionival.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado mediante el proyecto CGL-2010-19729 del Ministerio de Ciencia e Innovación, el proyecto OAPN-053/2010 del Ministerio de Medio Ambiente y el programa FPU del Ministerio de Educación. El autor agradece a Jaume Bordonau y a un revisor anónimo sus comentarios, que han mejorado sustancialmente el artículo.

## Bibliografía

- Abreu, L.; Shackleton, N.J.; Schönfeld, J.; Hall, M.A.; Chapman, M.R. (2003). Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology*, 196, 1-20.
- Alonso, E. (1987). Huellas del glaciario cuaternario en las cabeceras del río Esla. Vertiente sur de la Cordillera Cantábrica (León). *Cuaternario y Geomorfología*, 1, 45-59.
- F. Alonso, F.; Arenillas, M.; Sáenz, C. (1981). La morfología glaciar de las montañas de Castilla la Vieja y León. En: *El espacio geográfico de Castilla la Vieja y León*. I Congreso de Geografía de Castilla la Vieja y León. Burgos, 23-43.
- Benn, D.I.; Hulton, N.R.J. (2010). An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the

- surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers and Geosciences*, 36, 605-610.
- Benn, D.I. y Lehmkuhl F. (2000). Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65/66, 15-29.
- Braithwaite, R.J. (2008). Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, 54 (186), 437-444.
- Cacho, I.; Grimalt, J.; Pelejero, C.; Canals, M.; Sierro, F.; Flores, J.; Shackleton, N. (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea temperatures. *Palaeoceanography*, 14, 698-705.
- Carr, S.J.; Coleman, C.G. (2007). An improved technique for the reconstruction of former glacier mass-balance and dynamics. *Geomorphology*, 92 (1-2), 76-90.
- Carr, S.J.; Lukas, S.; Mills, S. (2010). Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1103-1115.
- Castañón, J.C. (1989). *Las formas de relieve de origen glaciar en el sector central y oriental del Macizo Asturiano*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 697 pp.
- Coleman, C.G.; Carr, S.J.; Parker, A.G. (2009). Modelling topoclimatic controls on palaeoglaciators: implications for inferring palaeoclimate from geomorphic evidence. *Quaternary Science Reviews*, 28, 249-259.
- Coope, G.; Lemdahl, G.; Lowe, J.; Walkling, A. (1998). Temperature gradients in northern Europe during the last glacial Holocene transition (14-9 14C kyr BP) interpreted from coleopteran assemblages. *Journal of Quaternary Science*, 13(5), 419-433.
- Cowton, T.; Hughes, P.D.; Gibbard, P.L. (2009). Palaeoglaciator of Parque Natural Lago de Sannabria, northwest Spain. *Geomorphology* 108, 282-291.
- Dansgaard, W.; Johnsen, S.; Clausen, H. B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N. S.; Hammer, C. U.; Hvidberg, C. S.; Steensen, J. P.; Sveinbjörnsdóttir, A. E.; Jouzel, J.; Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 (6434), 218.
- De Prado, C. (1852). Notes sur les blocs erratiques de la chaîne Cantabrique. *Bulletin de la Société Géologique de la France*, 9, 171-175.
- Frochoso, M.; Castañón, J.C. (1986). La evolución morfológica del alto valle del Duje durante el Cuaternario. (Picos de Europa, NO España). *Éria*, 11, 193-209.
- Frochoso, M.; Castañón, J.C. (1996). El relieve heredado de la glaciación cuaternaria en el Macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica). *Polígonos*, 6: 25-43.
- Frochoso, M.; Castañón, J.C. (1998). El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. (A. Gómez-Ortiz y A. Pérez-Alberti, eds.), Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 65-137.
- García Ruiz, J.M.; Valero Garcés, B.L.; Martí Bono, C.; González Sampérez, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), 61-72.
- García Ruiz, J.M.; Moreno, A.; González Sampérez, P.; Valero Garcés, B.; Martí Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2), 35-46.
- Golledge, N.R. (2007). An ice cap landsystem for palaeoglaciological reconstructions: characterizing the Younger Dryas in western Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 26, 213-229.
- González Díez, A.; Salas, L.; Díaz de Terán, J.R.; Cendrero, A. (1996). Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15 (3-4), 291-309.
- González-Gutiérrez, R. B. (2002). El modelado glaciar de los tramos altos y medios de los valles del Torio y Curueño (Montaña Central Cantábrica Leonesa, León). En: *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (J.M. Redondo, A. Gómez-Villar, R.B. González-Gutiérrez y P. Carrera, coords.). Universidad de León, León, 197-234.
- González Trueba, J.J. (2006). *El paisaje natural del Macizo Central de los Picos de Europa*. CIMA, Consejería de Medio Ambiente, Gobierno de Cantabria, Santander, 330 pp.
- González Trueba, J.J.; Serrano, E. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-34.
- Hughes, P.D. (2010). Little Ice Age glaciers in the Balkans: low altitude glaciation enabled by cooler temperatures and local topoclimatic controls. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 229-241.
- Hughes, P.D.; Braithwaite R.J. (2008). Application of a degree-day model to reconstruct Pleistocene

- glacial climates. *Quaternary Research*, 69, 110-116.
- Hughes, P.D.; Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23, 575-588.
- Hughes P.D.; Gibbard, P.L. Woodward, J.C. (2007). Geological controls on Pleistocene glaciations and cirque form in Greece. *Geomorphology*, 88, 242-253.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W. y Schlüchter, C. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 559-573.
- Jalut, G.; Delibrias, G.; Dagnac J.; Mardones M.; Bouhours, M. (1982) : A palaeoecological approach to the last 21000 years in The Pyrenees: the peat bog of Freychinede (alt. 1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 40, 321-359.
- Jalut, G. ; Turu i Michels, V. ; Dedoubat, J.J. ; Otto, T. ; Ezquerro, F. J. ; Fontugne, M. ; Belet, J.M. ; Bonnet, L. ; García de Celis, A. ; Redondo-Vega, J.M. ; Vidal-Romaní, J.R. ; Santos, L. (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 330-350.
- Jiménez, M. (1996). El glaciarismo en la cuenca alta del río Nalón (NO de España): una propuesta de evolución de los sistemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (3-4), 157-168.
- Jiménez, M.; Farias, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15 (1), 93-101.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Farias, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M., Valcárcel, M. (2012). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology* (in press). DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.06.009
- Kern, Z.; László, P. (2010). Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaci-  
 ciers. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2781-2787.
- López Moreno, J.; Vicente Serrano, S.; Moran, E.; Lorenzo, J.; Kenawy, A.; Beniston, M. (2011). Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77, 62-76.
- Martrat, B.; Grimalt, J.O.; Shackleton, N.J.; de Abreu, L.; Hutterli, M.A.; Stocker, T.F. (2007). Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin, *Science*, 317, 502-507.
- Menéndez, R.; Marquín, J. (1996). Glaciarismo y evolución Tardiglacial de las vertientes en el Valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica. *Cuaternario y Geomorfología* 10 (3-4), 21-31.
- Menéndez, J.; Florschütz, F. (1963). Sur les éléments steppiques dans la végétation quaternaire de l'Espagne. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 61, 121-133.
- Moreno, A.; Valero-Garcés, B.L.; Jiménez, M.; Domínguez, M.J.; Mata, M.P.; Navas, A.; González Sampérez, P.; Stoll, H.; Farias, P.; Morellón, M.; Corella, J.P.; Rico, M.T. (2010). The last glaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25, 1076-1091.
- Moreno, A.; González Sampérez, P.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B.L.; Fletcher, W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 36, 139-153.
- Muñoz, M. (2007). *Los espeleotemas holocenos y pleistocenos de la Cueva del Cobre (sierra de Peña Labra, Palencia) como indicadores de variedad climática*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, 322 p.
- Naughton, F., Sánchez-Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.L., Duprat, J., Malaize, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T. y Freitas, M.C. (2007). Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology*, 62, 91-114.
- Ohmura, A.; Kasser, P.; Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38, 130, 397-411.
- Osmaston, H.A. (1965). *The past vegetation and climate of Ruwenzori and its neighbourhood*. D.Phil. Thesis, University of Oxford.
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the AreaXAltitude, the

- AreaXAltitude Balance Ratio and the AreaXAltitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139, 22-31.
- Pellitero, R. (2011). El complejo morrénico de Vega Naranco (León, Cordillera Cantábrica). Evolución y correlación de fases glaciares durante el último máximo glacial. In: Turu, V., Constante, A. (Eds.), *El Cuaternario en España y áreas afines. Avances en 2011*. Fundación Marcel Chevalier, Andorra la Vella, 7-9.
- Pellitero, R. (2012). *Geomorfología, paleoambiente cuaternario y geodiversidad en el macizo de Fuentes Carrionas-Montaña Palentina*. Tesis Doctoral. Universidad de Valladolid, 1085 pp.
- Pellitero, R.; Serrano, E.; González, J.J. (2011). Glaciares rocosos del sector central de la Montaña Cantábrica: indicadores paleoambientales. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37 (2), 119-144.
- Pérez Alberti, A. y Valcárcel, M. (1998). Caracterización y distribución espacial del glaciario en el Noroeste de la Península Ibérica. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti, eds.) Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, 17-62.
- Rea, B. (2009). Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacial climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28, 237-248.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51(4), 1111-1150.
- Rico, I. (2011). Glacial Morphology and Evolution in the Arritzaga Valley (Aralar Range, Gipuzkoa). *Cuaternario y Geomorfología*, 25 (1-2), 83-104.
- Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rico, M.T., Valero-Garcés, B. (2011). Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria region. *Geomorphology*, 135 (1-2), 48-65.
- Santos, J. (2010). *Glaciarismo y periglaciarismo en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica)*. Tesis Doctoral. Universidad de León, 699 pp.
- Serrano, E.; González Trueba, J.J.; González-González, M. (2012a). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78 (2), 303-314.
- Serrano, E., González Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M. y González-Lende, M. (2012b). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology* (in press). DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.001>,
- Uzquiano, P.; Yravedra, J.; Ruiz Zapata, B.; Gil, M.J.; Sese, C.; Baena, J. (2012). Human behaviour and adaptations to MIS 3 environmental trends (>53-30 ka BP) at Esquilieu cave (Cantabria, northern Spain). *Quaternary International*, 252, 82-89.
- Valcárcel, M.; Pérez Alberti, A. (2002). La glaciación finpleistocena en el sector noroccidental de las montañas leonesas: La Sierra de Ancares. En: *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas* (J.M. Redondo, A. Gómez-Villar, R.B. González-Gutiérrez y P. Carrera, coords.). Universidad de León, León, 67-104.
- Vegas, J.; Ruiz Zapata, B.; Ortiz, J. E.; Galán, L.; Torres, T.; García Cortés, A.; Gil García, M. J.; Pérez González, A.; Gallardo Millán, J. L. (2010). Identification of arid phases during the last 50? cal. ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal of Quaternary Science*, 25(7), 1051-1062.
- Vidal Romaní, J.R. y Fernández, D. (2006). Glaciarismo pleistoceno en el NO de la Península Ibérica (Galicia, España - Norte de Portugal). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13 (3), 270-277.
- Vieira, G. (2008). Combined numerical and geomorphological reconstruction of the Serra da Estrela plateau icefield, Portugal. *Geomorphology*, 97, 190-207.
- Villa, E.; Stoll, H.; Fariás, P.; Adrados, L.; Edwards, R.; Cheng, H. (2012). Age and significance of the Quaternary cemented deposits of the Dujé Valley (Picos de Europa, Northern Spain). *Quaternary Research* (en prensa). Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2012.10.005>.