

EVOLUCIÓN DEL GLACIARISMO PLEISTOCENO EN EL PARQUE NACIONAL DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

ROSA M. CARRASCO¹, JAVIER PEDRAZA², JAVIER FERNÁNDEZ-LOZANO³,
RODRIGO L. SOTERES^{4,5}, THEODOROS KARAMPAGLIDIS¹,
JESÚS SÁNCHEZ-VIZCAINO¹, VALENTÍ TURU⁶, MARÍA JOSÉ GIL-GARCÍA⁷,
BLANCA RUIZ-ZAPATA⁷, JAVIER DE LA VILLA¹, JOSÉ LUIS GALLARDO¹,
REGIS BRAUCHER⁸

RESUMEN

El presente trabajo se localiza en el sector central de la Sierra de Guadarrama, coincidiendo con las delimitaciones del Parque Nacional. El objetivo es realizar el inventario, cartografía, cronología e interpretación de la secuencia crono-evolutiva de sus paleoglaciares. La Sierra de Guadarrama es una montaña media mediterránea, estructurada en bloques de falla, en la que predomina las litologías cristalinas del sustrato (granitos y, fundamentalmente, gneises) y cuyas cimas presentan una altura media en torno a los 2100 m, estando cubiertas por la nieve durante gran parte de periodo invernal. Las aportaciones más relevantes de esta investigación se resumen en: (1) la cartografía y descripción de un total de 79 glaciares desarrollados entre los 2413 m s.n.m. (cota máxima de un circo) y los 1490 m s.n.m. (cota mínima de un frente glaciar); (2) junto a los glaciares de circo, ladera y valle, por primera vez se describe en esta sierra un glaciar de meseta localizado en la altiplanicie de Los Pelados-El Nevero; (3) la reconstrucción de este glaciar durante su etapa de máxima extensión (Máximo Glaciar) indica que tenía un superficie de hielo de ~ 13 km², un espesor máximo de ~ 120 m y un flujo centrífugo pero más incisivo hacia el NE; (4) la ELA estimada durante esa etapa fue de 1926 m, lo que significa una depresión de 1.000-1.200 m respecto a la ELA actual estimada; (5) los datos obtenidos mediante datación absoluta ¹⁰Be-CRE, en el paleoglaciar de Hoyo Grande muestran una secuencia cronológica de ~26 ka (Máximo Glaciar sincrónico con el máximo global o LGM), ~15,6 ka (final de la etapa de reavance y estabilización), ~15 ka (inicios de la etapa de deglaciación) y ~4,6 ka (evento frío post glaciar Holoceno); (6) a partir de esta secuencia y la del Macizo de Peñalara se ha podido elaborar un modelo

¹ Departamento de Ingeniería Geológica y Minera. Universidad de Castilla-La Mancha, Avda. Carlos III, s/n, 45071, Toledo, Spain. Rosa.Carrasco@uclm.es

² Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais, 12, 28040, Madrid, Spain.

³ Departamento de Tecnología Minera, Topográfica y de Estructuras. Universidad de León, Campus de Vegazana s/n, 24071, León, Spain.

⁴ Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Avda. Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile.

⁵ Núcleo Milenio Paleoclima, ANID-Iniciativa Científica Milenio, Santiago, Chile.

⁶ Fundació Marcel···Chevallier, Edifici Socio-Cultural de La Llacuna, AD500, Andorra la Vella, Principality of Andorra.

⁷ Departamento de Geología, Geografía y Medio Ambiente, Universidad de Alcalá, 28802, Alcalá de Henares, Spain.

⁸ Aix-Marseille Univ., CNRS-IRD-College de France-INRAE, UM 34 CEREGE, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France.

crono-evolutivo para el glaciario de la Sierra de Guadarrama que es netamente correlacionable con el patrón regional, ya validado para las sierras de Gredos Central y Béjar.

Palabras clave: Último Periodo Glaciar, Morfoestratigrafía, Reconstrucción y paleo-ELAs, Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama.

EVOLUTIONARY SEQUENCE OF PLEISTOCENE GLACIATION IN THE SIERRA DE GUADARRAMA NATIONAL PARK

SUMMARY

This work focused on the central sector of Sierra de Guadarrama, in the homonym National Park, and the main target is developing an inventory, cartography, chronology and interpretation of the chrono-evolutive sequence of their paleoglaciers. Sierra de Guadarrama is a mean Mediterranean mountain, segmented by fault blocks, where crystalline basement prevails (i.e., granites and, mostly gneiss) and submits surfaces upon 2100 m. In this area, 79 glaciers developed over 2413 m asl (the cirque of maximum altitude) and the 1490 m asl (the front of minimum height) has been identified in different studies, mostly of them, correspond to the cirque and slope type glaciers. However, this study presents a special dedication to the plateau glacier of Los Pelados-El Nevero, the only one of its kind in this mountain range. The glacier reconstruction suggests that the ice surface extended over 13 km², with a maximum thickness of ~ 120 m and an asymmetrical centrifugal flow towards the NE. The estimations allow the establish the ELA during the Glacial Maximum at 1926 m asl, indicating a 1000-1200 m of depression compared with the estimated present-day ELA. The ¹⁰Be-TCN technique in the Hoyo Grande paleoglacier samples show a chronological sequence of ~ 26 ka (Glacial Maximum synchronous with the global maximum or LGM), ~ 15.6 ka (end of the readvance and stabilization stage), ~ 15 ka (beginning of the deglaciation stage) and ~ 4.6 ka (post-glacial Holocene cold event. From this sequence and that of the Peñalara Massif it has been possible to elaborate a chrono evolutionary model for the Sierra de Guadarrama paleoglaciers that is clearly correlated with the pattern already validated for the Gredos Central and Béjar mountain ranges.

Keywords: Last Glacial Period, Morphostratigraphy, Reconstruction and paleo-ELAs, Sierra de Guadarrama National Park.

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Guadarrama es una de las montañas europeas que desde finales del siglo XIX ha merecido especial atención por parte de visitantes ilustrados, entre los que se mezclan investigadores, docentes, educadores, montañeros y excursionistas en general. Por ello, no es extraño que el reconocimiento en estas sierras de morfologías debidas a la actividad de antiguos glacia-

res (en lo sucesivo “paleoglaciar/es”) quedara apuntado ya en algunas reseñas pioneras a nivel peninsular e incluso continental (LUJÁN, 1853; PRADO, 1864; PENCK, 1894). También pioneros son los trabajos realizados en 1915 por Lucas Fernández-Navarro en el Macizo de Los Pelados-Pico del Nevero y en 1917 por Hugo Obermaier y Juan Carandell en el Macizo de Peñalara, que marcan el inicio de los estudios sistemáticos del glaciario de la Sierra de Guadarrama. Dada su moderada altitud, la cota media/máxima de

sus cimas varía entre los 1900-2200 m s.n.m. según las zonas, y su continentalidad, el desarrollo del glaciario en estas montañas fue moderado, predominando los pequeños glaciares de ladera y circo. Sin embargo, la contribución de esas morfologías glaciares en la configuración del paisaje de Guadarrama Central es notoria, en especial los circos, lagunas y cresterías. Por todo ello, esas morfologías han sido objeto de innumerables citas y reseñas en todo tipo de publicaciones, destacando su valor como referente paisajístico digno de ser protegido (ver al respecto, HERNÁNDEZ-PACHECO, 1931; BERNALDO DE QUIRÓS & CARANDELL, 1915; OBERMAIER & CARANDELL, 1926; PEDRAZA, 1999; PEDRAZA *et al.*, 2005; MARTÍNEZ DE PISÓN, 2006; VÍAS, 2011). En este sentido, son ilustrativas las incidencias ocurridas en torno al Macizo de Peñalara desde su declaración como espacio protegido en el año 1930 hasta su inclusión en el Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama en el año 2013 (ver al respecto, PEDRAZA, 1984, 1999; SÁNCHEZ-HERRERA, 1999; VIELVA *et al.*, 2004).

La nitidez con la que aparecen marcados los complejos morrénicos externos e internos en el antiguo sistema glaciario de la Laguna Grande de Peñalara-Dos Hermanas (en lo sucesivo, paleoglaciario de la Laguna-Dos Hermanas), sirvió para establecer la primera cronología glaciario en el Sistema Central Español y ha sido el referente fundamental hasta la aparición de los primeros trabajos sobre la secuencia evolutiva de los glaciares basadas en cronologías absolutas (PALACIOS *et al.*, 2007, 2011; DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013). Estos trabajos, que implican también la ejecución de cartografías locales de detalle y secuencias morfoestratigráficas de los depósitos glaciares, se iniciaron preferentemente en los sectores central (Alto Gredos) y Occidental (Sierra de Béjar) de la Sierra de Gredos (PALACIOS *et al.*, 2011, 2012A; CARRASCO *et al.*, 2013; DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013; PEDRAZA *et al.*, 2013). En la Sierra de Guadarrama ese tipo de trabajos prácticamente solo se realizaron en el Macizo de Peñalara (PALACIOS *et al.*, 2012B, DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013). Considerando estos precedentes y la creación del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, parecía lógico iniciar también en esta sierra trabajos de

revisión del glaciario utilizando todos los procedimientos usados en la Sierra de Gredos y con el objetivo general de establecer la secuencia evolutiva de los glaciares y las correspondientes correlaciones.

De acuerdo con este planteamiento, se presenta aquí la síntesis actualizada de los resultados más relevantes obtenidos en los trabajos realizados en el seno de un proyecto financiado por el Organismo Autónomo Parques Nacionales. En su mayoría, estos resultados han sido expuestos previamente en foros y revistas nacionales e internacionales que se citan a lo largo del texto, si bien aquí se hace un planteamiento integrado de todos los resultados.

PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

La Sierra de Guadarrama comprende la casi totalidad del sector oriental del Sistema Central de la Península Ibérica. Se trata de una montaña estructurada en bloques de falla por la reactivación de antiguas fracturas (Variscas) durante la orogénesis Alpina, y sus límites y trazado están controlados por redes de fracturas, fundamentalmente las NE-SW, NNE-SSW (y conjugadas), E-W y N-S. Su basamento está formado por rocas graníticas y metamórficas (litologías varisca y prevarisca), cubiertas localmente por formaciones sedimentaria del Cretácico, Paleógeno y Neógeno, así como depósitos superficiales cuaternarios de origen fluvial, glaciario y periglaciario (GEODE, 2004). Dada su localización en el interior de la Península Ibérica, esta sierra presenta un clima Mediterráneo de Montaña continentalizado (Dsb y Dsc, en la clasificación de Köppen-Geiger; AEMET-IPM, 2011). Su pluviosidad varía entre 500 mm/año (en el piedemonte) y 1500 mm/año (en las cimas) y la temperatura media anual se sitúa entre los 14° C en el piedemonte (en torno a los 1000 m) y los 5° C en las cimas (en torno a los 2200 m) (AEMET-IPM, 2011; FERNÁNDEZ-CANADAS, 2014).

La nitidez con la que aparecen marcados los complejos morrénicos externos e internos en el paleoglaciario de la Laguna-Dos Hermanas, se interpretaron como indicadores de dos periodos glaciares

que fueron asignados inicialmente a las glaciaciones alpinas Riss y Würm (OBERMAIER & CARRANDELL, 1917) y posteriormente como una única glaciación, la Würm (FRÄNZLE, 1959; BUTZER & FRÄNZLE, 1959). De acuerdo con esa nueva interpretación, la presencia de sucesivos complejos morrénicos en los valles glaciares pasó a considerarse como indicador de variaciones menores con categoría de pulsaciones, o variaciones mayores con la categoría de estadales. La primera opción, más informal, se propuso inicialmente para la Sierra de Guadarrama (SANZ-HERRÁIZ, 1988). La segunda opción, más formal y concretada en los estadales Würm A y Würm B, se propuso inicialmente para el sector central de la Sierra de Gredos (PEDRAZA & FERNÁNDEZ, 1981A, 1981B).

Las investigaciones llevadas a cabo posteriormente permitieron consolidar una secuencia o patrón crono-evolutivo de los glaciares, basada en los indicadores geomorfológicos de las variaciones de las masas de hielo y realizada con criterios morfoestratigráficos. De forma resumida, en ese modelo se ha establecido (PEDRAZA *et al.*, 2011, 2013; CARRASCO *et al.*, 2015): (1-2) etapas de máxima expansión de los glaciares o Máximo Glaciar local; MG) seguida de un retroceso limitado que están indicadas por los depósitos más externos en el valle (formación “depósitos periféricos”; bloques y morrenas menores); (3-4) etapas de reavance y estabilización mayor (RA-ME) indicada por la morrena de mayores dimensiones en todos los paleoglaciares (formación “morrena principal”); y (5) etapa de deglaciación con estabilizaciones menores y, en casos, reavances indicados por las crestas y arcos morrénicos recesionales y bloques erráticos dispersos (formación “depósitos internos”). De acuerdo con este planteamiento y tal como se hizo en la Sierra de Gredos (CARRASCO *et al.*, 2013; 2015), era fundamental establecer las cronologías absolutas de las etapas glaciares en la Sierra de Guadarrama y proceder al ajuste de su secuencia evolutiva en el contexto del patrón propuesto para la Sierra de Gredos. Para realizar estos trabajos, las dos áreas prioritarias a investigar fueron los macizos de Peñalara y Los Pelados-El Nevero, ya que en estas zonas el glaciario adquirió mayor desarrollo. La disponibilidad de datos de cronología absoluta y cartografía previa bastante precisa en el Macizo de Peñalara (PALACIOS *et al.*, 2012B,

DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013), facilitaron las investigaciones. También en Los Pelados-El Nevero, macizo con indicio de haber tenido un glaciario más intenso y complejo al que se venía señalando hasta el momento (PEDRAZA & CARRASCO 2006).

Por último, para determinar de manera rigurosa la verdadera magnitud de la apreciación generalizada sobre la orientación dominante a poniente de los glaciares de la Sierra de Guadarrama, se consideró oportuno abordar también un estudio sobre la localización, distribución y factores de control de todos los paleoglaciares.

METODOLOGÍA

La cartografía geomorfológica realizó mediante la fotointerpretación en gabinete apoyada en los trabajos de campo. Con el fin de identificar características glaciares menores, examinaron imágenes aéreas (resolución espacial 0,5 m) y el modelo digital del terreno LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) (DTM, resolución espacial 0,2 m), ambos proporcionados por el PNOA (Programa Nacional de Ortofotografía Aérea). Todos los datos geográficos fueron recopilados del Centro Nacional de Información Geográfica de España (IGN-CNIG, www.ign.es). Las cartografías finales se elaboraron usando como base la estructura clásica de la leyenda para mapas geomorfológicos (forma de relieve / depósito-proceso-edad representada por símbolos y patrones de colores; DEMEK, 1972) y los símbolos más estandarizados (FGDC, 2006). Las morfologías útiles como indicadores cronológicos y evolutivos (esencialmente las morrenas), la descripción y clasificación se basaron en su sucesión morfoestratigráfica establecida de acuerdo con un patrón crono-evolutivo de referencia específico desarrollado para el glaciario del Sistema Central (PEDRAZA *et al.*, 2011, 2013; CARRASCO *et al.*, 2015).

Para asignar las edades absolutas a esos indicadores evolutivos, se empleó el método de nucleídos cosmogénicos (TCN o CRE) con el isótopo ^{10}Be , ya que es el más adecuado para materiales cristalinos como los existente en el Sistema Central Español (GOSSE & PHILLIPS, 2001). Debido a la ausencia de calibraciones locales para el Sistema Central

sobre la tasa de producción de ^{10}Be , para este trabajo se utilizó inicialmente la de $4,03 \pm 0,18$ atom/gr/año, que es la más aproximada para estas latitudes en las calibraciones regionales recientes (YOUNG *et al.*, 2013). Recientemente, y de acuerdo con un planteamiento global, todas las cronologías obtenidas para los glaciares de la Península ibérica utilizando TCN han sido recalculadas con una tasa única de producción que se considera más ajustada a estas áreas, lo que facilita las correlaciones y proporciona mayor fiabilidad (ver OLIVA *et al.*, 2019). Por último, las edades ^{10}Be fueron obtenidas con la calculadora en línea CRONUS-Earth (<http://hess.ess.washington.edu>).

La base para la reconstrucción de los glaciares en el Macizo Los Pelados-El Nevero durante el Máximo Glaciar (MG) es la cartografía de los indicadores geomorfológicos y su cronología que, en este caso, se corresponde con los “depósitos periféricos”. En el caso de los paleoglaciares de meseta como Los Pelados-El Nevero, el cálculo del espesor del hielo es más complejo y debe basarse en métodos empíricos tal como desarrolló este equipo en la Sierra de Béjar (CARRASCO *et al.*, 2013). Los cálculos necesarios para esta reconstrucción se realizaron utilizando la herramienta GIS GlaRe (PELLITERO *et al.*, 2016) en ArcGIS 10.4. Para estimar la altura de la línea de equilibrio de estos paleoglaciares (paleo ELA), se han seguido los métodos de cálculo MELM, similar a los utilizados por los primeros investigadores en la Península Ibérica (PENCK, 1894, OBERMAIER & CARANDELL, 1915) y AAR y AABR por ser los más generalizados y ahora asequibles utilizando la herramienta ELA-calculations en Arc GIS 10.4 (PELLITERO *et al.*, 2015).

Finalmente, el estudio sobre la localización, distribución y los factores de control de los glaciares, se ha realizado de acuerdo con los métodos más estandarizados aplicados en los análisis morfométricos de los circos y aplicando la herramienta ACME (SPAGNOLO *et al.*, 2017). La información de la morfometría de los circos obtenida mediante la herramienta ACME y la correspondiente a los factores de control, la mayoría introducidos por primera vez en este trabajo (PEDRAZA *et al.*, 2019), se codificó e implementó en Excel para permitir el análisis estadístico utilizando el complemento Real Statistics (www.real-statistics.com).

Para este análisis se utilizó el procedimiento aplicado por GARCÍA-RUIZ *et al.* (2000) para El Pirineo Central Español.

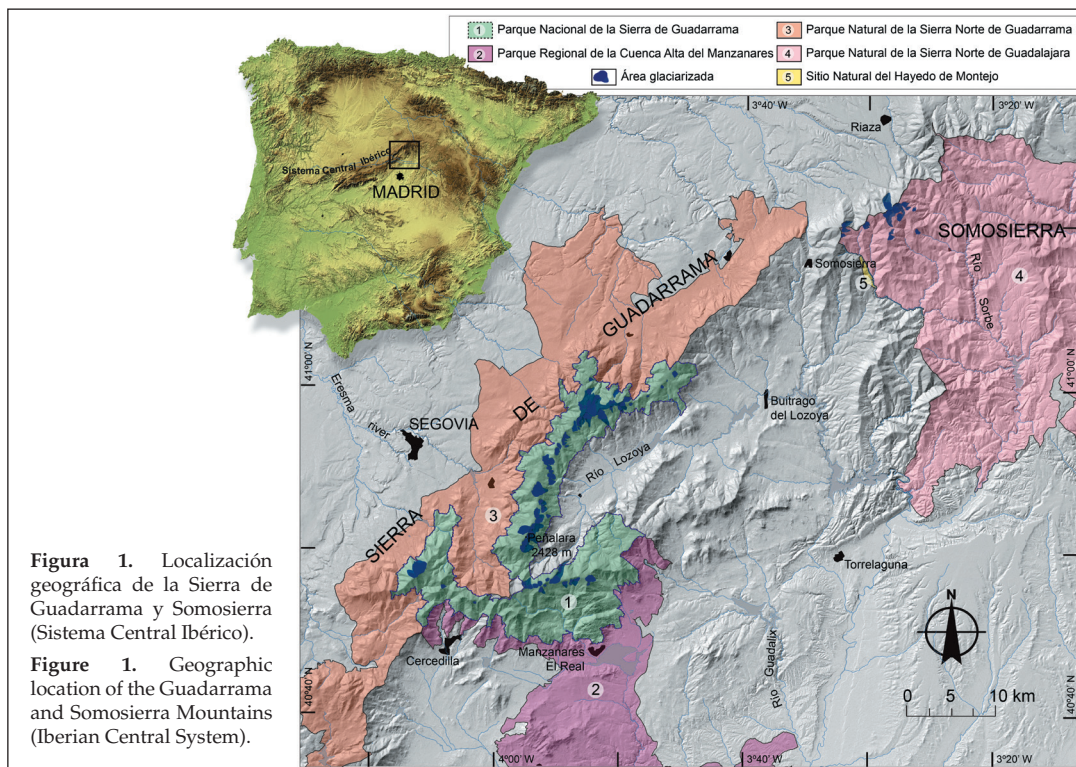
RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tipo y localización de los glaciares

En los trabajos realizados en el contexto de este proyecto para analizar todos los circos de la Sierra de Guadarrama (PEDRAZA *et al.*, 2019), se inventariaron un total de 79 glaciares (Figura 1). En su mayoría fueron glaciares de circo y ladera, habiéndose identificado solo uno de valle y otro de meseta. Las cotas máximas y mínima que alcanzaron los hielos fueron, respectivamente, de 2413 m en el glaciar de Pepe Hernando (Macizo de Peñalara) y 1490 m en el glaciar de Hoyo Claveles. El máximo recorrido corresponde al glaciar de valle de Vahondillo o Barandillo (Macizo de Cabezas de Hierro), que tuvo una longitud de 3,6 km.

La identificación, descripción y cartografía de todas estas morfologías glaciares ha sido un proceso gradual desde los primeros trabajos de FERNÁNDEZ-NAVARRO (1915) y OBERMAIER & CARANDELL (1917) hasta la actualidad. Entre ambas fechas pueden reseñarse numerosas aportaciones con nuevos datos sobre los paleoglaciares, bien en el conjunto de la sierra (FRÄNZLE, 1959; SANZ-HERRÁIZ, 1988; ONTAÑÓN, 1985; CENTENO *et al.*, 1983; FERNÁNDEZ *et al.*, 1991; PEDRAZA *et al.*, 1990, 1991; KARAMPAGLIDIS *et al.*, 2014) bien en zonas localizadas como el Macizo de Peñalara (ALÍA-MEDINA *et al.*, 1957; ACASO *et al.*, 1998; PALACIOS *et al.*, 2012B), Los Pelados-El Nevero (FEBREL *et al.*, 1958; CARRASCO *et al.*, 2016A), Siete Picos (ONTAÑÓN & ASENSIO, 1974), Reajo Capón-Reajo Alto (SANZ-DONAIRE, 1976), Macizo de Cabezas de Hierro (PEDRAZA & CENTENO, 1987; PEDRAZA *et al.*, 2019), Cerro Minguete-Montón de Trigo-La mujer Muerta (BULLÓN, 1988, 2016) y Artiñuelo (MARTÍN-DUQUE, 1992).

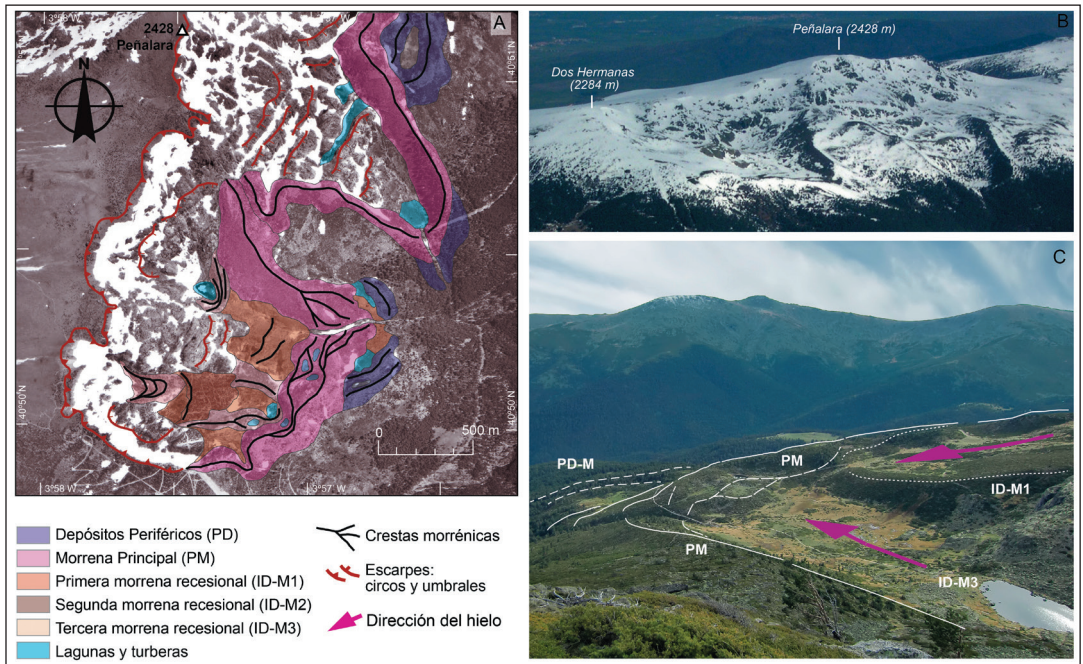
Como se ha venido señalando, los complejos morrénicos mejor definidos en la Sierra de Guadarrama, y que han sido referentes para todo el Sistema Central, son los correspondientes al sistema la Laguna-Dos Hermanas en el macizo de Peñalara.



ra. En este trabajo se ha hecho una revisión de los sistemas de morrenas de este paleoglaciario para determinar la sucesión morfoestratigráfica de acuerdo con el patrón crono-evolutivo de referencia obtenido en la Sierra de Gredos (PEDRAZA *et al.*, 2011, 2013) (Figura 2). La formación “morrena principal” (también denominada “morrena poligénica”, PALACIOS *et al.*, 2012B), que marca la etapa de máxima estabilización de los hielos, está bien representada por el cordón morrénico más destacado en el paisaje y que delimita el dominio interno del sistema glaciar. La formación “depósitos periféricos” está constituida por los dos cordones morrénicos más externos que marcan el Máximo Glaciar (MG). Finalmente, la representación de la formación “depósitos internos” que marca la etapa de deglaciación, aunque peor definida es también destacable y se compone: (i) de un sistema de cresta recesional adosada a la morrena principal, (ii) un cordón morrénico central de retroceso o separación de los dos glaciares (la Laguna y Dos Hermanas), (iii) varios sistemas de bloques erráticos dispersos sobre el antiguo lecho

glaciar y que corresponden a morrenas de ablaición y (iv) dos arcos morrénicos (el de La Hoya de dos Hermanas y la Hoya de la Laguna Grande) de ralentización-estabilización del retroceso, incluso posible reavance del glaciar.

La formación “morrena principal” aparece bien definida en la práctica totalidad de los glaciares de Guadarrama, lo cual es congruente con lo detectado en la Sierra de Gredos y permite generalizar esta formación como un indicador de referencia para el glaciario del Sistema Central. La formación “depósitos periféricos” hasta el momento sólo se ha identificado claramente en el paleoglaciario de Hoyo Grande y está representada por algunos bloques erráticos dispersos difíciles de catalogar. Finalmente, la formación “depósitos internos” suele aparecer representada por los sistemas de bloque erráticos dispersos sobre el antiguo lecho glaciar y en algunos casos uno o dos arcos morrénicos que representan la etapa final del glaciar e incluso procesos postglaciares. Todos estos depósitos glaciares están formados por grandes bloques, cantos y gra-



va con escasa matriz fina, carecen de estructuras reconocibles y su litología coincide con las del sustrato, predominado por los gneises.

El glaciario de meseta de Los Pelados-El Nevero

El Macizo de Los Pelados-El Nevero ocupa la zona central de los Montes Carpetanos, sus cimas presentan una altura media de 2100 m s.n.m. culminado en el Pico del Nevero (Nevero, 2209 m). Aquí los glaciares, un total de 14, formaron una configuración geomorfológica centrífuga, organizándose a partir del domo de hielo que ocupaba la cima. De esos 14 glaciares, 3 eran tipo *outlet* que emergían hacia el NE desde el borde septentrional de la masa de hielo, 6 eran de ladera y 3 de circo interconectados en su cabecera con el domo de hielo y 2 eran de circo desconectados de esa cima de hielo. A partir de la reconstrucción de las masas de hielo (CARRASCO et

al., 2018; Figura 3) se ha podido determinar que durante la etapa de máxima extensión del glaciario (MG), la superficie total cubierta por el hielo fue de ~ 13 km², con un espesor máximo de ~ 120 m y una longitud máxima de 2294 m. Durante esta etapa, la cota mínima a la que llegó el hielo fue de 1560 m s.n.m. y corresponde al antiguo glaciario de ladera Porrinoso-Peñacabra ubicado en la vertiente sur. Son una media de 300 m más bajo que las alturas estimadas para el resto de los paleoglaciares de la ladera sureste de los Montes Carpetanos (SANZ-HERRAIZ, 1988; PEDRAZA & CARRASCO, 2006; PALACIOS et al., 2012B). Si bien, estos datos están en línea con la menor altitud alcanzada durante esa misma etapa por los paleoglaciares ubicados en la vertiente noroeste del Macizo de la Mujer Muerta (BULLON, 2016). La configuración superficial de la meseta glaciario fue la de un domo irregular (Figuras 3 y 4), con pequeños relieves libres de hielo. De acuerdo con

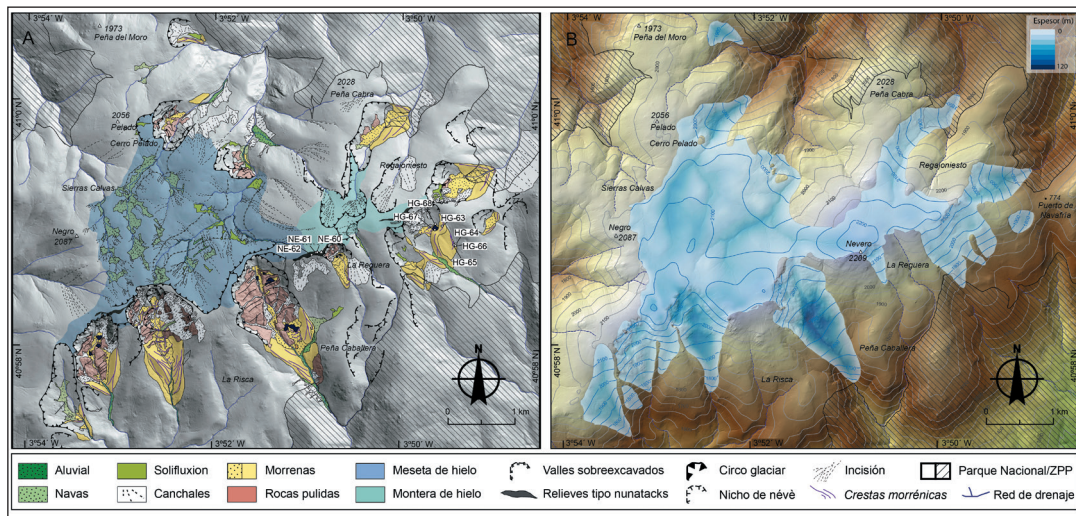


Figura 3. Morfología glacial del Macizo de Los Pelados-El Nevero. B) Reconstrucción de la topografía del glaciar de meseta de Los Pelados-El Nevero y espesores obtenidos para la masa de hielo para el máximo glaciar (MG).

Figure 3. Glacial morphology of Los Pelados-El Nevero Massif. B) Reconstructed hypsometry of Los Pelados-El Nevero ice plateau and ice-thicknesses calculated for the Glacial Maximum (GM).

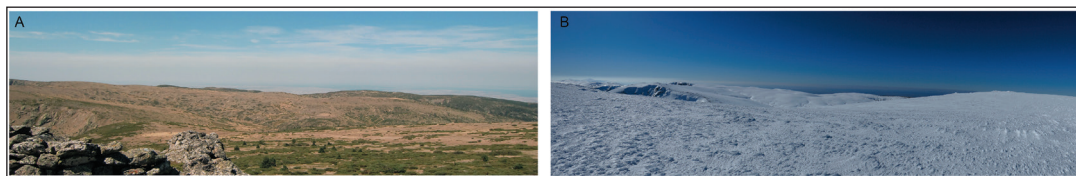


Figura 4. Vista general de la meseta topográfica actual del Macizo Los Pelados-El Nevero en verano (A) e invierno (B).

Figure 4. The current Los Pelados-El Nevero topographic plateau during the summer stage (A) and winter stage (B).

la inclinación general de la meseta topográfica, la dirección de descarga predominante fue hacia el N. Asimismo, debido a su topografía ondulada en el lecho, existían tres pequeños valles que implicaban un flujo relativamente canalizado y formando finalmente tres lenguas tipo desagüe fluyendo en dirección NNE.

Durante la etapa del MG, la ELA en estas montañas estaba localizada en torno a los 1926 m s.n.m., lo que supondría una depresión 1.000-1.200 m con respecto a la posible ELA actual (o “nivel de las nieves perennes”) estimada por OBERMAIER & CARANDELL (1915). De acuerdo con algunas estimaciones para la vecina Sierra de Gredos (ALLEN et al., 2007), esto significó

un descenso en las temperaturas medias durante el GM del orden de 14,2 °C.

Localización y distribución de los glaciares. Análisis de los circos y sus implicaciones pleoclimáticas

Los circos glaciares son un indicador paleoclimático de uso extendido, ya que analizando su morfología y distribución (orientación y altitud) pueden obtenerse datos sobre la trayectoria de las borrascas y los balances de radiación (ver p. ej.: OLYPHANT, 1977; EVANS, 1977; EVANS & COX, 1974, 2017; BARR & SPAGNOLO, 2015). Este tipo de trabajos son frecuentes en muchas montañas y en la Península Ibérica se han investigado especialmente la Cordillera Cantábrica y

Los Pirineos (GARCÍA-RUIZ *et al.*, 2000; RUIZ-FERNÁNDEZ *et al.*, 2009; SANTOS-GONZÁLEZ, 2010; DELMAS *et al.*, 2014; GÓMEZ-VILLAR *et al.*, 2015; LOPES *et al.*, 2018). Sin embargo, en el Sistema Central Español únicamente había dos reseñas muy generales de trabajos cuantitativos (GUERRA-ZABALLOS & SANZ-DONAIRE, 1985, 1987) y formulaciones generales basadas en datos cualitativos, HERNÁNDEZ-PACHECO & VIDAL BOX (1934).

Teniendo en cuenta estas limitaciones, se consideró oportuno realizar este tipo de investigaciones en el marco de este proyecto y aplicarlo conjuntamente a las sierras de Guadarrama y Somosierra por razones de eficacia metodológica. Los contrastes ambientales, morfológicos y litológicos entre ambas sierras, eran un campo ideal para validar la metodología propuesta y garantizar las correlaciones. Por otra parte, en Somosierra se disponía ya de un estudio previo de este tipo realizado con otra metodología (CARRASCO *et al.*, 2016B), lo que permitía también profundizar en esa validación antes señalada (PEDRAZA *et al.*, 2019).

Uno de los principales resultados del estudio es el relativo a las localizaciones de los glaciares. Las orientaciones dominantes de los circos son a levante (72 % en Guadarrama y 88 % en Somosierra), dentro de ellas la clase Este es la mayor (38 % en Guadarrama y 49,5 % en Somosierra), le siguen en importancia la Noreste en Somosierra (22 %) y la Sureste en Guadarrama (25,3 %), son mínimas las clases Norte y Sur en ambas montañas (8,8 % en Guadarrama y 5,5 % en Somosierra) y en ninguna de ellas hay circos orientados al Oeste. Esto constituye una notable singularidad en las montañas de la Península Ibérica y del hemisferio norte, en las cuales las orientaciones dominantes son Norte y Noreste (SANTOS-GONZÁLEZ, 2010; EVANS, 1977). Sin embargo, los datos obtenidos en este estudio son bastante congruentes con lo que aportan los estudios paleoclimáticos y de nivología actual. De acuerdo con algunos trabajos muy significativos, los tipos de circulación atmosférica en la Península Ibérica durante el Último Ciclo Glaciar fueron similares a los actuales, dominando las trayectorias de borrascas y vientos de componente oeste (LUDWIG *et al.*,

2016, 2018; NAUGHTON *et al.*, 2016; WOLF *et al.*, 2018). Por otra parte, en algunos estudios sobre nivología en el Macizo de Peñalara, se concluye la notable incidencia de la deriva nival en la redistribución de las acumulaciones debidas a las precipitaciones y en la sobrealimentación de las vertientes orientales y la generación de aludes (PALACIOS *et al.*, 2003; FERNÁNDEZ-CAÑADAS, 2014). Por lo tanto, considerando ese predominio de situaciones de componente oeste y la orientación dominante de los circos a sotavento, debe establecerse el proceso de transferencia de nieve entre vertientes (de barlovento a sotavento) como uno de los más importantes para la alimentación de glaciares en las sierras de Guadarrama y Somosierra.

El rango de los valores H (altura de los circos) es de 572 m en Guadarrama y 364 m en Somosierra, el valor medio del índice W/H (anchura/altura) es de 2,5 en Guadarrama y 2,24 en Somosierra, y la cota media mínima para el desarrollo de circos en Guadarrama se sitúa a los 1897,29 m s.n.m. y en Somosierra a los 1911,42 m s.n.m.. De acuerdo con estos valores medios de H y del índice W/H los circos de los paleoglaciares de Guadarrama y Somosierra pertenecen a la clase catalogable como muy someros, si los comparamos con los analizados en varias síntesis regionales (EVANS & COX, 2017; DELMAS *et al.*, 2014). Esto significa que los procesos de sobreexcavación fueron muy poco incisivos, lo que está de acuerdo con el tipo de glaciares desarrollados en estas montañas: bien de flujo casi estanco (glaciares de circo), bien de flujo rápido (glaciares de ladera) (Tabla 1).

Los datos de altitud media de los circos, en torno a los 1900 m, confirman y precisan cuantitativamente los supuestos generales que estimaban la necesidad de una altura media de las cimas entre los 1900-2000 m para el desarrollo de glaciares en Guadarrama y Somosierra. No obstante, hay circos de muy baja altitud (1497 m en Guadarrama y 1725 m en Somosierra) que deben interpretarse aún, si bien la hipótesis más probable es que estén asociados a morfologías previas propicias a las acumulaciones de nieve (por ejemplo, circos preglaciares debidos a movimientos en masa).

Grupos	Guadarrama			Somosierra		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Nº de circos	7	36	36	1	14	3
E _{max}	2197,71	2134,06	2069,00	2255,00	2100,29	2152,67
E _{min}	1775,43	1985,47	1832,81	1757,00	1887,14	1998,33
H	422,29	148,58	236,19	498,00	213,14	154,33
L	1213,52	374,01	611,12	971,00	467,43	417,33
W	1184,04	341,17	591,15	754,00	474,57	302,33
CR	1,12	1,09	1,12	1,17	1,11	1,13
L/H	3,31	3,20	2,92	1,95	2,24	2,68
L/W	1,14	1,15	1,11	1,29	1,02	1,37
W/H	3,28	2,90	2,72	1,51	2,35	1,95
V	627,22	21,21	89,03	364,60	49,24	20,20
Area 2D	117,76	11,02	31,43	69,64	19,43	11,21
Area 3D	126,98	11,86	34,08	80,82	21,20	11,61
3D/2D	1,09	1,07	1,09	1,16	1,09	1,05

E_{max}, E_{min}, altura máxima y altura mínima del circo; H, rango altitudinal (desnivel); L longitud (m); W, anchura (m); CR, índice de circularidad; L/H, relación entre longitud y desnivel; L/W, relación entre longitud y anchura; W/H, relación entre anchura y desnivel; V, V (hm³).

Tabla 1. Tipos de circos identificados en las sierras de Guadarrama (GU) y Somosierra (SO) mediante el análisis CLUSTER de los parámetros morfométricos (PEDRAZA *et al.*, 2019). Los del grupo 1 son los circos mayores en superficie y los más largos, altos y anchos. Tanto en GU como en SO son alargados, pero muy superficiales en el primero y más profundos en el segundo. El grupo 2 son los circos intermedios en superficie, longitud, altura y anchura. Son los menos alargados, pero poco profundos. El grupo 3 son los circos más pequeños en superficie y longitud, altura y anchura. Son circos poco profundos y muy alargados.

*Table 1. Types of cirques identified by CLUSTER analysis of morphometric parameters in Guadarrama (GU) and Somosierra (SO) (PEDRAZA *et al.*, 2019). The group 1 are the largest cirques in surface area and the longer, highest, and widest. Both in GU and SO are elongated, but very shallow in the former and deeper in the latter. The group 2 are the intermediate cirques in surface area, length, height, and width. These are those less elongated but shallow. The group 3 are the smallest cirques in surface area and length, height, and width. These are shallow and very elongated cirques.*

Cronología y secuencia evolutiva

Como ya se indicó en el planteamiento (apartado 2), la disponibilidad de una secuencia de datos cronológicos obtenida en el Macizo de Peñalara (PALACIOS *et al.*, 2012B, DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013), aconsejaba priorizar los trabajos de dataciones absolutas en el Macizo de Los Pelados-El Nevero. Esto ha permitido elaborar una primera secuencia evolutiva de los glaciares de la Sierra de Guadarrama, rigurosa y apta para su integración y contribución al ajuste del patrón crono-evolutivo del glaciario del Sistema Central.

Para los trabajos de cronología en este macizo de Los Pelados-El Nevero se eligió el paleoglaciario

de Hoyo Grande como zona a datar (Tabla 2, Figura 3), ya que su sucesión morfoestratigráfica es bastante completa y evidente en campo. En el estudio geomorfológico de este paleoglaciario, se pudieron identificar: (1) la formación de “depósitos periféricos” más externos que indica la máxima extensión del glaciar o MG y está representada por algunos bloques erráticos dispersos situados fuera del dominio glaciar delimitado por la morrena de mayores dimensiones; (2) la formación de “depósitos periféricos” más internos, representada aquí por una cresta adosada a la ladera externa de la “morrena principal” y que es indicadora de un proceso de solape al formarse la segunda morrena; (3) la formación “morrena principal”, correspondiente a la eta-

pa de reavance y mayor estabilización previa a la deglaciación, representada en este paleoglaciar por un sistema de morrenas laterales que delimitaban el dominio del hielo (morrenas de borde) y que presenta una cresta principal muy bien definida y dos secundarias, una en su ladera externa, ya descrita, y otra en la ladera interna; (4) la formación “depósitos internos” representada aquí por la ya citada cresta en la ladera interna de la morrena principal, que es indicador del inicio del retroceso del glaciar; y (5) un arco morrénico interno claramente definido, si bien el contexto de su localización al pie de los escarpes de la antigua cuenca de acumulación y asociado a derrubios de ladera, no es el característico de una morrena recesional que se pueda asignar a la formación de “depósitos internos”.

Como se ha señalado en la metodología, las cronologías obtenidas fueron ajustadas posteriormente con una nueva tasa de producción más acorde a la Península Ibérica (Tabla 2). Esta labor se ha realizado en un trabajo conjunto que engloba y unifica todas las dataciones realizadas con TCN en los paleoglaciares de la Península Ibérica (OLIVA *et al.*, 2019). De acuerdo con esos datos se puede establecer: (etapa I) el máximo glaciar en esta zona (MG), indicado por el bloque errático más externo encontrado (HG-66), fue a los 25,9 ±

1,2 ka BP; (etapa II) la etapa de reavance y estabilización posterior a ese máximo indicada por la cresta de la morrena principal y obtenida de uno de sus bloques (HG-63) finaliza a los 15,6 ± 0,6 ka BP; (etapa III) el proceso de deglaciación, es inmediato posterior a esa estabilización y como indicada la cresta de estabilización construida sobre la ladera interna de la morrena principal y obtenido de uno de sus bloques (HG-67), se inició con anterioridad a los 15,1 ± 0,6 ka BP; y (etapa IV) la etapa evolutiva final marcada por el arco morrénico más interno debe ser discutida, tanto por el contexto del indicador como por la edad obtenida, 4,6 ± 0,3 ka BP, de uno de sus bloques (HG-68).

Las dataciones realizadas en la misma cima del Pico del Nevero muestran unas edades bastante más antiguas (entre ~60 ka BP y ~34 ka BP), si bien no se ha encontrado ninguno de los indicadores característicos de haber sufrido la acción de los hielos (pulidos, estrías, acanaladuras, etc.) por lo que deben considerarse relieves extraglaciares tipo *nunataks*.

A partir de los resultados cronológicos obtenidos, puede decirse que la etapa de máxima extensión de los hielos en los glaciares del Macizo de Los Pelados-El Nevero es sincrónica con

Muestra	Latitud (DD)	Longitud (DD)	Altura (m)	¹⁰ Be (10 ³ at/g)	Espesor (cm)	Edad (ka BP) * [ε = 0 cm a ⁻¹]	
						(1)	(2)
HG-63	40,98314	3,82614	1935	263413 ± 7261	3	15,6 ± 0,6	16,2 ± 1,0
HG-64	40,98071	3,82365	1801	376952 ± 11578	3	24,5 ± 1,0	24,9 ± 1,5
HG-65	40,98059	3,82390	1800	285164 ± 7976	4	19,1 ± 0,7	19,8 ± 1,1
HG-66	40,98052	3,82374	1794	384507 ± 15152	4	25,9 ± 1,2	26,1 ± 1,7
HG-67	40,98261	3,82746	1923	251760 ± 6625	2,5	15,1 ± 0,6	15,7 ± 0,9
HG-68	40,98340	3,82734	1931	77413 ± 5248	2	4,6 ± 0,3	5,1 ± 0,4
NE-60	40,97945	3,84838	2200	1212521 ± 16232	4,5	60 ± 1,7	57,0 ± 3,3
NE-61	40,97939	3,84853	2197	683720 ± 9886	4	33,5 ± 0,9	32,5 ± 1,8
NE-62	40,97907	3,84938	2190	1013810 ± 14106	5	50,6 ± 1,5	47,8 ± 2,8

DD, grados decimales; la densidad de la muestra es 2,65 g cm⁻³; BP, antes del presente, donde “presente” se considera el año 1950 AD; ε = tasa de erosión; * escalado de acuerdo con LIFTON *et al.* (2005), se considera la incertidumbre externa. Para el cálculo de la edad se ha utilizado CRONUS-Earth v.2.2 (BALCO *et al.*, 2008) y la normalización 07KNSTD. La tasa de producción de ¹⁰Be utilizada es 4,03 ± 0,18 atom/gr/año. (1) CARRASCO *et al.*, 2016A. (2) OLIVA *et al.*, 2019.

Tabla 2. Concentración y edades de exposición ¹⁰Be (modificada de CARRASCO *et al.*, 2016A).

Table 2. ¹⁰Be concentrations and exposure ages (modified from CARRASCO *et al.*, 2016A).

la de los paleoglaciares del Macizo de Peñalara (PALACIOS *et al.*, 2012B, DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013), Gredos Central (PALACIOS *et al.*, 2011, 2012A, DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013) y Sierra de Béjar (DOMÍNGUEZ-VILLAR *et al.*, 2013; CARRASCO *et al.*, 2015). Estas correlaciones y las realizadas a nivel regional y global de la secuencia evolutiva del último de los paleoglaciares citados, permiten establecer que el MG en el Macizo de Los Pelados-El Nevero es sincrónico con el máximo glaciar global (LGM), ocurrió durante el estadio isotópico marino 2 (MIS2) y por lo tanto corresponde al estadal 3 de la cronología de Groenlandia (GS3). Sin embargo, no es sincrónico con los MG de los paleoglaciares del Macizo de la Mujer Muerta (Sierra de Guadarrama) y de la Sierra de la Estrella (Portugal), donde se ha obtenido cronologías en torno a los 30 ka (BULLÓN, 2016; VIEIRA *et al.*, 2001) y, por lo tanto, previos al LGM y dentro del MIS3. Las crestas adosadas a la ladera externa de la “morrena principal”, son el indicador de un proceso de solape de formaciones durante la etapa de reavance y mayor estabilización que marca la formación “morrena principal”. De acuerdo con las edades obtenidas en estos depósitos, este proceso de reavance y estabilización se desarrolló con posterioridad a ~ 19 ka (edad obtenida para la cresta externa correspondiente a la formación “depósitos periféricos”) y previo a ~ 15 ka (edad obtenida para la cresta interna de la formación “depósitos internos”). Considerando las edades obtenidas en la cresta de la formación PM, la deglaciación en este macizo de Los Pelados-El Nevero se inicia en torno a los 15,5 ka BP, una edad equivalente o ligeramente más tardía a las obtenidas en los trabajos previamente reseñados (en torno a los 16/17 ka BP) para el Macizo de Peñalara y las sierras de Gredos y Béjar.

Las cronologías obtenidas en las muestras de superficie de roca *in situ* de la misma cima del Pico del Nevero no pueden considerarse indicadoras de ninguna etapa glaciar por la ausencia de los indicadores debidos a la acción de los hielos.

La edad obtenida en el arco morrénico más interno (~5 ka BP), no concuerda con ninguna de las asignadas en el Sistema Central para la etapa

glaciar, cuyo final se estima en torno a los 11/12 ka BP (en el límite Pleistoceno-Holoceno; PALACIOS *et al.*, 2011, 2012A, 2012B; CARRASCO *et al.*, 2015). Las interpretaciones posibles son dos: (1) que el bloque elegido presente algunos problemas no detectados en el muestreo (desplazamiento, giro, exhumación parcial, etc.); (2) que se trate de una morrena de név postglaciar que denunciaría una etapa de reactivación de las condiciones nivales. Esta segunda interpretación sería congruente con los datos que muestran esa fecha como el final del Máximo Térmico Holoceno (HTM) en el hemisferio norte (RENSEN *et al.*, 2009) y con la migración hacia el Sur del anticiclón subtropical (NASH) o de las Azores, proceso descrito para la Península mediante estudios paleoclimáticos (WALCZAK *et al.*, 2015).

Por último, y en lo relativo a la evolución postglaciar, hay que destacar que en ambientes de montaña los procesos glaciares suelen aparecer asociados a otros que condicionan su actividad, como los fluviales, periglaciares y de ladera. Esta incidencia, denominada paraglaciar, perdura una vez retirados los hielos. En la Sierra de Guadarrama se ha comprobado en el control de la estabilidad de las vertientes y en el desarrollo de los procesos nivales (PALACIOS & SÁNCHEZ-COLOMER, 1997). Especialmente notorias son las vertientes de derrubios (canchales o pedreras) en las laderas norte de los macizos de Peñalara, Mujer Muerta y Cabezas de Hierro que, como se ha comprobado, aparecen enmascarando las antiguas morfologías glaciares (SANZ-HERRÁIZ, 1988; BULLÓN, 2016; PEDRAZA *et al.*, 2019). Notorias también son las coladas solifluídales y los flujos de derrubios (*debris flow*) localizados en valles y circos de los antiguos glaciares. En muchos casos esos procesos están originados por la eclosión de hinchamientos del terreno (bojas o vejigas) debidos a las aguas subsuperficiales atrapadas en zonas de suelos turbosos (FRÄNZLE, 1954; SANZ-HERRÁIZ, 1988; PEDRAZA, 1994; PALACIOS *et al.*, 2003). Respecto a estas morfologías, hay que destacar el hinchamiento tipo hidrolacolito de las Calderuelas, identificado y descrito por primera vez en el contexto de este proyecto (Figura 5; CARRASCO *et al.*, 2020). Su configuración morfológica, perdurabilidad y sobre todo

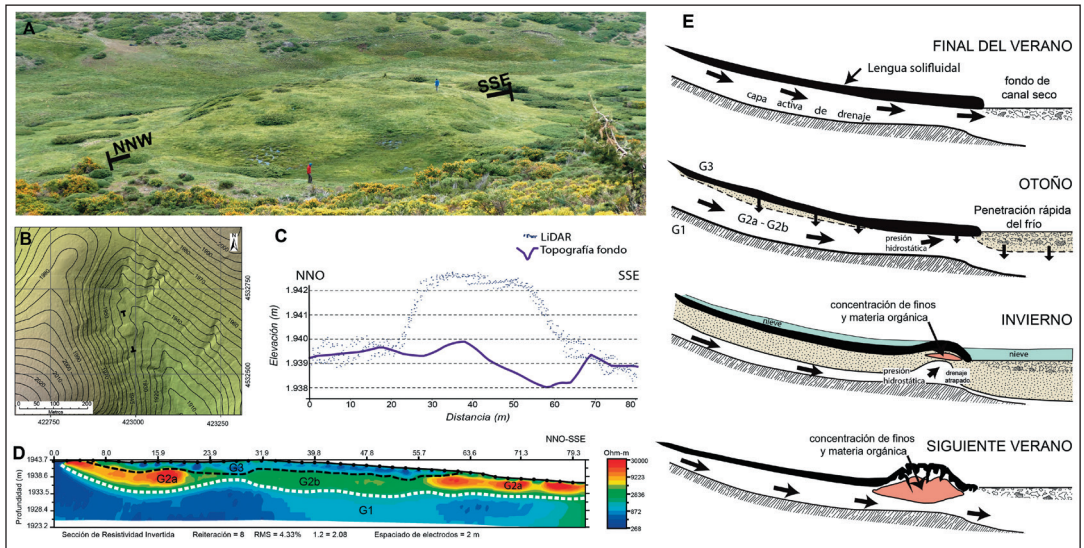


Figura 5. El hidrolacolito de las Calderuelas (modificado de CARRASCO et al., 2020). A) Vista panorámica del hidrolacolito localizado en el fondo de valle del arroyo de las Calderuelas, indicando la localización del perfil geoelectrónico. B) MDT y curvas de nivel (equidistancia 5 m) obtenidos del LiDAR-2010 (IGN). C) Nube de puntos LiDAR y morfología de la base del hidrolacolito obtenida de los perfiles geoelectrónicos. D) Perfil geoelectrónico principal en dos dimensiones mostrando los límites de las unidades georesistivas (líneas discontinuas). E) Interpretación genética del hidrolacolito (modificado de BALLANTYNE & HARRIS, 1994).

Figure 5. Calderuelas hydroglacial floor (modified from CARRASCO et al., 2020). A) Panoramic view of the hydroglacial floor located on the Calderuelas valley floor and location of the geoelectric profile. B) 2010 LiDAR-derived DTM (IGN) and contour lines (5 m equidistance). C) LiDAR point cloud and bottom surface obtained from geoelectric sections. D) 2D main geoelectric section and pseudo-sections indicating the limits of each geo-resistivity unit (dashed lines). E) Genetic interpretation of the hydroglacial floor (modified from BALLANTYNE & HARRIS, 1994).

sus dimensiones, hacen que este hidrolacolito deba catalogarse como un ejemplo único en el Sistema Central.

CONCLUSIONES

El glaciario de la Sierra de Guadarrama, aunque más limitado en extensión que el de las sierras de Gredos y Béjar, presenta valores científicos y educativos similares. Junto al sistema glaciar del Macizo de Peñalara, ya destacado desde principios del siglo pasado por la excelente estructuración de sus complejos morrénicos, en este proyecto se pone en valor también el Macizo de Los Pelados-El Nevero y su glaciar de meseta. Tanto la meseta glaciar como el sistema de lenguas emergentes en la vertiente septentrional y los glaciares de ladera conectados de la vertiente meridional, presentan un notable valor

como ejemplo de esta tipología de morfologías y muy aptos para el estudio de las lenguas tipo *outlet*, las interconexiones entre las masas de hielo de ambas vertientes y los procesos de deriva nival como indicadores paleoclimáticos.

La secuencia crono-evolutiva de los paleoglaciares de la Sierra de Guadarrama concuerda con la general establecida en otras áreas del Sistema Central como patrón. Aquí también se han identificado las principales formaciones morfoestratigráficas ya definidas: depósitos perifericos que marca el máximo glaciar (establecido en torno a los 26 ka BP); morrena principal, que marca un notable reavance y el inicio de la deglaciación (ambos procesos se desarrollaron entre los 19 ka BP y los 15 ka BP); y depósitos internos que, en general, están representados por bloques erráticos dispersos y escasas morrenas de retroceso, indicando que el proceso de deglaciación fue

muy rápido y ocurrió en unos 3-4 ka (entre los 15 ka BP y los 12-11 ka BP).

La disposición dominante de los circos en las laderas orientales, junto a la casi total ausencia de glaciares en las vertientes occidentales, son indicadores de un sistema de vientos dominantes durante las etapas glaciares muy similar al actual. Vientos responsables de notables proceso de deriva nival desde poniente a levante que sobrealimentó a los glaciares. Estas conclusiones concuerdan con los datos obtenidos recientemente en otras áreas de la Península Ibérica mediante otros indicadores proxy.

Los trabajos de revisión/modificación de las cartografías durante este proyecto, han permitido precisar los límites de algunas formaciones glaciares previas e identificar otras nuevas, glaciares y periglaciares. En el primer caso destacan todos

los circos y el sistema glaciar de la Laguna de Peñalara-Dos Hermanas. En el segundo están el glaciar de meseta ya reseñado en el primer párrafo de estas conclusiones, nuevos glaciares de circo enmascarados por los derrubios de ladera en el Macizo de Cabezas de Hierro y un hidrolacolito de grandes dimensiones localizado en la cabecera de la cuenca del arroyo del Artiñuelo. Tanto por sus dimensiones, excelente definición y perdurabilidad, este hidrolacolito es un ejemplo único de este tipo de morfologías en el Sistema Central.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los responsables científicos del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama, su inestimable colaboración y ayuda en estas investigaciones. También queremos agradecer a nuestro compañero Xavier Ros su con-

tribución en los trabajos de campo. Este trabajo ha sido financiado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (MAGRAMA, proyecto 1092/2014) y por el Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO, proyecto CGL2016-78380).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACASO, E., CENTENO, J. & PEDRAZA, J. 1998. Nuevas aportaciones al modelo evolutivo del glaciar de Peñalara, Sistema Central Español. En: A. Gómez Ortiz & S. Franch (eds.), *Investigaciones recientes de la geomorfología española*. SEG-Geoforma, pp. 691-696. Granada.
- AEMET-IPM. 2011. Atlas Climático Ibérico-Iberian Climate Atlas. Agencia Española de Meteorología (AEMET) e Instituto Portugués de Meteorología (IPM). Madrid y Lisboa. http://www.aemet.es/es/conocermas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/Atlas-climatologico
- ALÍA MEDINA, M., MENÉNDEZ AMOR, J. & VIDAL BOX, C. 1957. Livret-guide de L'excursion C3 et C4: Guadarrama, Massif Peñalara et variation El Escorial-Manzanares el Real. V Congrès International, INQUA. Madrid-Barcelona, 41pp.
- ALLEN, R., SIEGERT, M. J. & PAYNE, A. J. 2007. Reconstructing glacier-based climates of LGM Europe and Russia - Part 2: A dataset of LGM climates derived from degree-day modelling of palaeo glaciers. *Climate of the Past Discussions* 3: 1167-1198.
- BALCO, G., STONE, J., LIFTON, N. & DUNAI, T., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰Be and ²⁶Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3: 174-195.
- BARR, I. D. & SPAGNOLO, M. 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. *Earth-Science Reviews* 151: 48-78.
- BERNALDO DE QUIRÓS, C. & CARANDELL, J. 1915. Guadarrama. Trabajos del museo nacional de ciencias naturales, Serie geológica 11.
- BULLÓN, T. 1988. El Guadarrama occidental. 283 págs. Consejería de Política Territorial, Comunidad de Madrid.
- BULLÓN, T. 2016. The upper Pleistocene on the northern face of the Guadarrama Mountains (Central Spain): Palaeoclimatic phases and glacial activity. *Geomorphology* 268: 233-245.
- BUTZER, K. V. & FRÄNZLE, O. 1959. Observations on Pre-Würm glaciation of the Iberian Peninsula. *Zeits. für Geomorphologie*, N. F. Band 3.
- CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., VILLA, J. & WILLENBRING, J. K. 2013. The plateau glacier in the Sierra de Bejar (Iberian Central System) during its maximum extent. *Reconstruction and chronology. Geomorphology* 196: 83-93.
- CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., WILLENBRING, J. K. & VILLA, J. 2015. Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglaciar (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 129: 163-177.
- CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., WILLENBRING, J. K., KARAMPAGLIDIS, T. & SOTERES, R. L. 2016A. Morfología glaciar del Macizo de Los Pelados-Pico del Nevero (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama). Nueva interpretación y cronología. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 110: 49-66.
- CARRASCO, R. M., SAIZ, A., PEDRAZA, J., KARAMPAGLIDIS, T., VILLA, J., CENTENO, J., SANZ, M. A. 2016B. Nuevos datos sobre la extensión y tipo de glaciario en Somosierra (Sistema Central Ibérico). *GeoTemas* 16: 320-322.
- CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., KARAMPAGLIDIS, T., SOTERES, R. L., WILLENBRING, J. K., MARTÍN-DUQUE, J. F. & GALLARDO, J. L. 2018. The plateau glacier of Los Pelados-El Nevero (Sierra de Guadarrama National Park). Reconstruction and chronology. EGU General Assembly 2018, Poster. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 20, EGU2018-2859.
- CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., FERNÁNDEZ-LOZANO, J., SÁNCHEZ-VIZCAÍNO, J., SOTERES, R. L., KARAMPAGLIDIS, T., TURU, V., ROS, X. & MERLO, O. 2020. El hidrolacólito de las Calderuelas (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama), una morfología periglacial singular. *Geogaceta* 67: 91-94.
- CENTENO, J. D., PEDRAZA, J. & ORTEGA, L. I. 1983. Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar. *Boletín de la Real Sociedad Española Historia. Natural (Geol)* 81(3-4):153-171.
- DELMAS, M., GUNNELL, Y. & CALVET, M. 2014. Environmental controls on alpine cirque size. *Geomorphology* 206: 318-329.
- DEMEK, J. (ed.). 1972. *Manual of detailed geomorphological mapping*. IGU Commission for Geomorphological Mapping, Academia, Prague.

- DOMÍNGUEZ-VILLAR, D., CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., CHENG, H., EDWARDS, R. L. & WILLENBRING, J. K. 2013. Early maximum extent of paleoglaciers from Mediterranean mountains during the last glaciation. *Sci. Rep.* 3 (2034): 1-6.
- EVANS, I. S. 1977. World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler* 59A (3-4): 151-175.
- EVANS, I. S. & COX, N. J. 1974. Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area* 6: 150-153.
- EVANS, I. S. & COX, N. J. 2017. Comparability of cirque size and shape measures between regions and between researchers. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 61 (2), 81-103.
- FEDERAL GEOGRAPHIC DATA COMMITTEE (FGDC). 2006. FGDC digital cartographic standard for geologic map symbolization: Reston, VA, Federal Geographic Data Committee Document Number FGDC-STD-013-2006, 290 p., 2 plates. https://ngmdb.usgs.gov/fgdc_gds/geosymstd/fgdc-geosym-all.pdf
- FEBREL, T., FÚSTER, J. M. & DE PEDRO, F. 1958. Mapa Geológico de Buitrago de Lozoya. Hoja número 494, Primera Serie. IGME, Madrid.
- FERNÁNDEZ, P., CENTENO, J. D., BARDAJÍ, T. & SANZ, M. A. 1991. Mapa Geológico de Buitrago de Lozoya (Geomorfología y Cuaternario). Hoja nº 484 del Mapa Geológico Nacional 1:50000 (MAGNA). ITGE, Madrid.
- FERNÁNDEZ-CAÑADAS, J. A. 2014. Los aludes de nieve en el Macizo de Peñalara. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Madrid, 58 pp.
- FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. 1915. Monografía Geológica del Valle del Lozoya (Madrid). Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, nº 12. 100 págs. Madrid.
- FRÄNZLE, O., 1959. Glaziale und Periglaziale Formbildung im östlichen KYstillichen Scheibegebirge Zentral-Spanien. *Bonner Geographische Abhandlungen*, Bonn.
- GARCÍA-RUIZ, J. M., GÓMEZ-VILLAR, A., ORTIGOSA, L. & MARTÍ-BONO, C. 2000. Morphometry of glacial cirques in the Central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 82: 433-442.
- GEODE 2004. Cartografía geológica digital continua a escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Geode.aspx>.
- GÓMEZ-VILLAR, A., SANTOS-GONZÁLEZ, J., GONZÁLEZ-GUTIÉRREZ, R. B. & REDONDO-VEGA, J. M. 2015. Glacial cirques in the southern side of the Cantabrian Mountains of southwestern Europe. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 97: 633-651.
- GUERRA-ZABALLOS, A. M. & SANZ-DONAIRE, J. J. 1985. Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico. V-1, pp. 105-117. GETC y GTPEQT, Lisboa.
- GUERRA-ZABALLOS, A. M. & SANZ-DONAIRE, J. J. 1987. Consideraciones acerca de la glaciomorfología del Sistema Central Español. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense* 7: 113-122.
- GOSSE, J. C. & PHILLIPS, F. M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Review* 20: 1475-1560.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (Dir.) 1931. Sierra Guadarrama. Guía de los Sitios Naturales de Interés Nacional, 1. Junta de Parque Nacionales y Patronato Nacional de Turismo. Madrid
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. & VIDAL-BOX, C. 1934. El glaciario cuaternario de la Serrota (Ávila). Comisión de Investigaciones Geográficas, Geológicas y Prehistóricas. Memorias, 1, 83 págs. Junta para la Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas. Madrid.
- KARAMPAGLIDIS, T., BENITO-CALVO, A. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 2014. Geomorphology of the Lozoya river drainage basin area (Community of Madrid, Spanish Central System). *Journal of Maps* 1-12.
- LIFTON, N., BIEBER, J., CLEM, J., DULDIG, M., EVENSON, P., HUMBLE, J. & PYLE, R., 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth and Planetary Science Letters* 239: 140-161.
- LOPES L., OLIVA M., FERNANDES M., PEREIRA, P., PALMA. P. & RUIZ-FERNÁNDEZ, J. 2018. Spatial distribution of morphometric parameters of glacial cirques in the Central Pyrenees (Aran and Boí valleys). *Journal of Mountain Science* 15(10): 2103-2119.
- LUDWIG, P., SCHAFFERNICHT, E. J., SHAO, Y. & PINTO, J. G. 2016. Regional atmospheric circulation over Europe during the Last Glacial Maximum and its links to precipitation, *J. Geophys. Res. Atmos.* 121: 2130-2145.
- LUDWIG, P., SHAO, Y., KEHL, M. & WENIGER, G-CH. 2018. The Last Glacial Maximum and Heinrich event I on the Iberian Peninsula: A regional climate modelling study for understanding human settlement patterns. *Glob. Planet. Change* 179: 34-47.
- LUJÁN, F. 1853. Memoria de los trabajos realizados en el año 1852 por la Comisión encargada de formar el Mapa Geológico de la provincia de Madrid y general del reino. Junta General Estadística, Madrid.
- MARTÍN-DUQUE, J. F. 1992. Nuevos datos sobre el glaciario Pleistoceno en la Sierra de Guadarrama: los glaciares del arroyo de las Pozas y del arroyo del Chorro y el circo pantanoso (bog cirque) de las Regajeras. In: F. López

- Bermúdez, C. Conesa García, M. A. Romero Díaz, Estudios de Geomorfología en España, v.1. págs.392-401. Universidad de Murcia.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (ED.). 2006. En torno al Guadarrama, La Librería, Madrid, 274 pp.
- NAUGHTON, F., SANCHEZ GOÑI, M.F., RODRIGUES, T., SALGUEIRO, E., COSTAS, S., DESPRAT, S., DUPRAT, J., MICHEL, E. ROSSIGNOL, L., ZARAGOSI, S., VOELKER, H. A. L. & ABRANTES, F. 2016. Climate variability across the last deglaciation in NW Iberia and its margin. *Quat. Int.* 414: 9-22.
- OBERMAIER, H. & CARANDELL, J. 1915. Datos para la climatología cuaternaria en España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 15: 402-411.
- OBERMAIER, H. & CARANDELL, J. 1917. Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trabajos del Museo Nacional de CC. Naturales*, v. 19. 94 págs. Madrid.
- OBERMAIER, H. & CARANDELL, J. 1926. Sierra de Guadarrama. Excursión B-2. XI^o Congrès Géologique International. Instituto Geológico de España. Madrid.
- OLIVA, M., PALACIOS, D., FERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ, J. M., RODRÍGUEZ-RODRÍGUEZ, L., GARCÍA-RUIZ, J. M., ANDRÉS, N., CARRASCO, R. M., PEDRAZA, J., PÉREZ-ALBERTI, A., VALCÁRCCEL, M. & HUGHES, P. D. 2019. Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth Sci. Rev.* 192: 564-600.
- OLYPHANT, G. A. 1977. Topoclimate and the depth of cirque erosion. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 59 (3/4): 209-213.
- ONTAÑÓN, J. M. 1985. Evolución cuaternaria del valle del Paular. Aportaciones edafológicas y geomorfológicas. 230 págs. Tesis Doctoral. Editorial Complutense. Madrid.
- ONTAÑÓN, J. M. & ASENSIO, I. 1974. El circo nivoglaciar del collado de Siete Picos en la Sierra de Guadarrama. In: T. Aleixandre, J. Gallardo. A. Pérez-González (Eds.), *Actas de la I Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*, págs. 113-117. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 2. CSIC. Madrid.
- PALACIOS, D. & SÁNCHEZ-COLOMER, M. G. 1997. The influence of geomorphologic heritage on present nival erosion: Peñalara, Spain. *Geogr. Ann.* 79 A (1-2): 25-40.
- PALACIOS, D., ANDRÉS, N. & LUENGO, E. 2003. Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain). *Geomorphology* 54: 157-178.
- PALACIOS, D., MARCOS, J., ANDRÉS, N. & VÁZQUEZ, L. 2007. Last glacial maximum and deglaciation in central Spanish mountains. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 05634. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-05634
- PALACIOS, D., MARCOS, J. & VÁZQUEZ-SELEM, L. 2011. Last glacial maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233: 16-26.
- PALACIOS, D., DE 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.
- PALACIOS, D., DE ANDRÉS, N., MARCOS, J. & VÁZQUEZ-SELEM, L. 2012B. Glacial landforms and their paleoclimatic significance in the Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology* 139-140: 67-78.
- PEDRAZA, J. 1984. La Sierra de Guadarrama, de un pasado prometedor a un presente lamentable. *Alfoz*, n° 6.
- PEDRAZA, J. 1994. El Periglaciario del Sistema Central Español. In: A. Gómez-Ortiz, M. Simón, F. Salvador (Eds), *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias, y Baleares*. págs. 147-164. Universidad de Granada. Granada.
- PEDRAZA, J. 1999. Peñalara: ¿un paradigma para la conservación de las montañas? *Segundas Jornadas Científicas del Parque Natural de Peñalara y del Valle de El Paular*. Consejería De Medio Ambiente, pp. 9-18. Comunidad de Madrid. Madrid.
- PEDRAZA, J. & FERNÁNDEZ, P. 1981A. Mapa Geológico de Bohovo (Cuaternario y Geomorfología). H-577 del Mapa Geológico Nacional 1:50000 (MAGNA). ITME, Madrid.
- PEDRAZA, J. & FERNÁNDEZ, P. 1981B. Mapa Geológico de Arenas de San Pedro (Terciario, Cuaternario y Geomorfología). H-578 del Mapa Geológico Nacional 1:50000 (MAGNA). ITME, Madrid.
- PEDRAZA, J. & CENTENO, J. 1987. Nuevo foco glaciario pleistoceno en la Sierra de Guadarrama. *Actas de la VII reunión sobre el Cuaternario*, pp.183-185. AEQUA. Santander.
- PEDRAZA, J., VILLASANTE, R., CENTENO, J. D. & FERNÁNDEZ, P. 1990. Mapa Geológico de Cercedilla (Geomorfología y Cuaternario). H-508 del Mapa Geológico Nacional 1:50000 (MAGNA). ITGE, Madrid.
- PEDRAZA, J., BARDAJÍ, T., CENTENO, J. D. & FERNÁNDEZ, P. 1991. Mapa Geológico de Segovia (Geomorfología y Cuaternario). H-483 del Mapa Geológico Nacional 1:50000 (MAGNA). ITGE, Madrid.
- PEDRAZA, J. MARTÍN-DUQUE, J. F., CARRASCO, R. M., SANZ, M. A. & GODFREY, A. 2005. The Guadarrama Mountains (Spanish central System): Geomorphology, Landscape and Environmental Problems. *Field Trip Guide*, C-7. Sixth International Conference on Geomorphology. IAG y SEG, Zaragoza, 42 págs.
- PEDRAZA, J. & CARRASCO, R. M. 2006. El glaciario pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 13 (3): 278-288.

- PEDRAZA, J., CARRASCO, R. M., DOMÍNGUEZ-VILLAR, D. & WILLENBRING, J. K., 2011. Late Pleistocene evolutionary stages in the Spanish Central System. Poster. Abstract 1438. Quaternary International (2012), 279–280: 371-372. XVIII INQUA Congress, 21st–27th July 2011, Bern, Switzerland.
- 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.
- PEDRAZA, J., CARRASCO, R. M., VILLA, J., SOTERES, R. L., KARAMAGLIDIS, T. & FERNÁNDEZ-LOZANO, J. 2019. Cirques in the Sierra de Guadarrama and Somosierra Mountains (Iberian Central System): Shape, size and controlling factors. Geomorphology 341: 153-168.
- PELLITERO, R., REA, B. R., SPAGNOLO, M., BAKKE, J., HUGHES, P., IVY-OCHS, S., LUKAS, S. & RIBOLINI, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. Comput. Geosci. 82: 55-62.
- PELLITERO, R., REA, B. R., SPAGNOLO, M., BAKKE, J., IVY-OCHS, S., FREW, C. R., HUGHES, P., RIBOLINI, A., LUKAS, S. & RENNSSEN, H. 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciérs. Comput. Geosci. 94: 77-85.
- PENCK, A., 1894. Das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiär periode und der Diluvial periode; Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 3: 130-134.
- PRADO, C. 1864. Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid. Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos de Madrid. Reimpresión facsímil, 1975, Madrid, 325 pp.
- RENNSSEN, H., SEPPÄ, H., HEIRI, O., ROCHE, D. M., GOOSSE, H. & FICHEFET, T. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. Nature Geoscience, 2: 411–414.
- RUIZ-FERNÁNDEZ, J., POBLETE-PIEDRABUENA, M. A., SERRANO-MUELA, M. P., MARTÍ-BONO, C. & GARCÍA-RUIZ, J. M. 2009. Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (northwest Spain). Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 53: 47–68.
- SÁNCHEZ-HERRERA, F. 1999. La restauración ambiental de la antigua estación de esquí de Valcotos y el programa de conservación del Parque Natural de Peñalara. Segundas Jornadas Científicas del Parque Natural de Peñalara y del Valle de El Paular. Consejería De Medio Ambiente, pp. 19-25. Comunidad de Madrid. Madrid.
- SANTOS-GONZÁLEZ, J. 2010. Glaciario y periglaciario en el Alto Sil, provincia de León (Cordillera Cantábrica). Tesis Doctoral, Universidad de León, 689 págs.
- SANZ-DONAIRES 1976. Mas huellas glacio-nivales en los Montes Carpetanos al Este del Puerto de Lozoya (Provincia de Madrid). Boletín de la Real Sociedad Geográfica, 112 (2): 519-533.
- SANZ-HERRÁIZ, C. 1988. El Relieve del Guadarrama Oriental. 547 págs. Consejería de Política Territorial, Comunidad de Madrid.
- SPAGNOLO, M., PELLITERO, R., BARR, I. D., ELY, J. C., PELLICER, X. M. & REA, B. R. 2017. ACME, a GIS tool for Automated Cirque Metric Extraction. Geomorphology 278: 280–286.
- VÍAS, J. 2011. Memorias del Guadarrama: Historia del descubrimiento de unas montañas. La Librería. Madrid, 320 pp.
- VIEIRA, G., FERREIRA, A. B., MYCIELSKA-DOWGIALLO, E., WORONKO, B. & OLSZAK, I. 2001. Thermoluminescence Dating of Fluvioglacial Sediments (Serra da Estrela, Portugal). Actas V REQUI/1 CQPLI., pp. 85-92. Universidad de Lisboa.
- VIELVA, J. A., PRIETO, D. & GRANADOS, I. 2004. Restauración de ecosistemas de montaña: el Parque Natural de Peñalara (Madrid, España). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.), 99 (1-4): 209-216.
- WALCZAK, I. W., BALDINI, J. U. L., BALDINI, L. M., MCDERMOTT, F., MARSDEN, S., STANDISH, C. D., RICHARDS, D. A., ANDREO, B. & SLATER, J. 2015. Reconstructing high-resolution climate using CT scanning of un-sectioned stalagmites: A case study identifying the mid-Holocene onset of the Mediterranean climate in southern Iberia. Quaternary Science Reviews 127: 117–128.
- WOLF, D., RYBORZ, K., KOLB, T., CALVO-ZAPATA, R., SANCHEZ-VIZCAINO, J., ZÖLLER, L. & FAUST, D., 2018. Origins and genesis of loess deposits in central Spain, as indicated by heavy mineral compositions and grain-size variability. Sedimentology. <https://doi.org/10.1111/sed.12539>.
- YOUNG, N. E., SCHAEFER, J. M., BRINER, J. P. & GOEHRING, B. M. 2013. A ¹⁰Be production-rate calibration for the Arctic. Journal of Quaternary Science 28 (5): 515–526.