

EL GLACIARISMO PLEISTOCENO DEL SISTEMA CENTRAL

Pleistocene Glaciations in Spanish Central System

Javier de Pedraza (*) y Rosa M. Carrasco (**)

RESUMEN

El Sistema Central Español es una montaña intraplaca, originada por la reactivación de una antigua penillanura durante la orogenia Alpina. Sus cimas alomadas tienen una altura media de 1700-1800 m, en algunos sectores 1900-2000 m y en macizos locales pueden llegar a los 2300-2500 m; se trata por tanto de una montaña media, de ambiente mediterráneo continentalizado.

Exceptuando Gata-Peña de Francia, en los macizos culminante de los demás sectores aparecen morfologías glaciares bien desarrolladas. Se trató de un glaciario de montaña con monteras y campos de hielo en algunas cimas, y glaciares de valle, ladera y circo; en etapas tardías se desarrollaron algunos glaciares rocosos. Durante la etapa de máximo avance, algunos glaciares de valle alcanzaron varios kilómetros de longitud.

Estos procesos se han asignado al Pleistoceno Superior (fase equivalente a la Würm alpina) por correlación y algunos criterios de datación relativa, y se han reconocido: un periodo de máxima extensión de los hielos, al que siguió un pequeño retroceso y la etapa mayor estabilización con el desarrollo de grandes vallums morrénicos; tras un periodo de retroceso se genera un nuevo avance de menor desarrollo y que está marcado por los complejos morrénicos internos. En ambas subetapas o estadios se produjeron varias pulsaciones que han quedado registradas por las diferentes crestas de los complejos morrénicos.

ABSTRACT

The Spanish Central System is an intraplate mountain range, originated during the Alpine Orogeny which caused an uplift of a former planation surface. The rolling summits reach an average altitude of 1700 to 1800 meters above sea level (m.a.s.l.), and up 2300 to 2500 at some specific massifs. It is therefore a medium height mountain, with a continental Mediterranean climate.

With the exception of the Gata-Peña de Francia areas, there are well-developed glaciated morphologies on the summits of other sectors of the Central System. These were mountain glaciers, small ice caps, and ice fields on several summits, valley slope, and cirque glaciers. During the maximum advance, some valley glaciers had a length of several kilometres. In late stages, rock glaciers were formed.

Correlation and relative dating, these processes have been interpreted to have occurred in the Upper Pleistocene (equivalent phase to the Alpine Würm). There are three recognized stages: 1) a period of maximum extension of the ice; 2) followed by a small retreat and the main stabilization phase, which developed big moraine vallums, and 3) a new less developed, smaller and shorter advance. This third stage is shown by internal moraine complexes. In both sub-stages one and three, several pulses took place, indicated by the different crests of the moraine complexes.

Palabras clave: Geomorfología glaciar, Tills, Sistema Central Español, Pleistoceno.

Keywords: Glacial morphology, Till, Spanish, Central System, Pleistocene.

INTRODUCCIÓN

La actividad glaciar pleistocena en el Sistema Central Español se localizó en aquellos macizos cuya cota absoluta supera los 1.900 m, así ocurre en Somosierra (Las Buitreras, Pico del Lobo, Cebollera), Guadarrama (Montes Carpetanos -entre los macizos del Peñalara y La Peñota, al NE del Puerto de Lozoya o Navafría- Sierra de la Cuerda Larga, en el Macizo de Cabezas y Valdemartín, y en Siete Pi-

cos) y Gredos (Sierra del Cabezo, Macizo de la Nava, Picos de Gredos, Sierra Llana, Macizo del Barco o la Nava y Sierra de Béjar, La Serrota).

Las primeras citas sobre la existencia en estas montañas de formas debidas al glaciario antiguo datan de finales del siglo XIX y, como en otros temas similares, se deben a los trabajos de la Comisión del Mapa Geológico; concretamente a Luján (1853) y de Prado (1864, 1882), responsables del

(*) Dpto. de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, Avda. Séneca, s/n, 28040 Madrid. E-mail: javierp@geo.ucm.es

(**) Dpto. Ingeniería Geológica y Minera, Facultad de Ciencias del Medio Ambiente, Universidad de Castilla-La Mancha, Avda. Carlos III, s/n, 45071 Toledo. E-mail: Rosa.Carrasco@uclm.es

reconocimiento y descripción de la Geología de la provincia de Madrid. Junto a los autores anteriores y en esta misma época, hay otros naturalistas destacado que también hacen alguna referencia en sus trabajos la morfología glacial del Sistema Central; es el caso de Baysse (1884), Cortazar (1891) y A. Penck (1894), entre otros.

En la primera década del siglo XX se inician los verdaderos estudios de Geomorfología España y puede decirse que los trabajos sobre el glaciario de las sierras de Gredos y Guadarrama fueron pioneros en este campo. Tras el precedente de Mazarrado (1910) y Fernández Navarro (1915), que abordan con cierto detalle algunos aspectos del glaciario en la Sierra de Guadarrama, el honor de ser los pioneros en este campo de los estudios geomorfológicos corresponde a Huguet del Villar (1915, 1917), Schmieder (1915) y Obermaier y Carandell (1916, 1917). Con estos precedentes y tras los trabajos de Carandell (1924), Hernández Pacheco (1925), Hernández Pacheco y Vidal Box (1934), Vidal Box (1929, 1932, 1934, 1936, 1948), puede decirse que el conocimiento de la Geomorfología glacial del Sistema Central Español era ya muy completo y de un gran nivel científico.

Tras la etapa anterior hay un notable paréntesis y únicamente aparecen algunos trabajos de síntesis que, en gran medida, resumen y completan los estudios previos; es el caso de los trabajos de Hernández Pacheco (1957), Fränzle (1959) y Martínez de Pisón y Muñoz Jiménez (1973).

Con la aplicación de nuevas técnicas de trabajo y modelos conceptuales renovados, se inicia otra etapa en los estudios de estas áreas y que llevan directamente al momento actual. Esta se caracteriza por una mayor especialización, manifiesta en la elaboración de Tesis Doctorales, cartografía geológica y geomorfológica, e investigaciones sectoriales en detalle; corresponden a esta etapa los trabajos de: Sanz Donaire (1976), Fernández (1976), Pedraza y Fernández (1981a y b), Pedraza y López (1980), Acaso (1983), Rubio (1984, 1990), Rubio *et al.* (1992) y Carrasco y Pedraza (1995), Carrasco (1997), en la Sierra de Gredos; y Ontañón y Asensio, (1974), Ontañón (1985), Bullón Mata (1988), Sanz Herraíz, (1988), Centeno *et al.* (1983), Pedraza y Centeno (1987), Pedraza *et al.* (1991), Fernández *et al.* (1991), Martín Duque (1992), Acaso *et al.* (1998).

FACTORES QUE CONDICIONARON EL DESARROLLO DEL GLACIARISMO

Al explicar la actividad glacial durante el Pleistoceno en el Sistema Central, es preciso tener en cuenta sus rasgos fisiográficos, ya que condicionaron en gran medida la eficacia del factor desencadenante de estos fenómenos. Si bien es cierto que la causa primaria de la presencia de glaciares en la Península Ibérica es la misma que en el resto del planeta, es decir, el balance global de energía solar y su distribución según las interrelaciones en el sistema atmósfera-oceános-masas continentales, la loca-

lización geográfica juega aquí un papel determinante, ya que toda la Península quedaba en la franja de transición entre las zonas de dominio de los frentes fríos septentrionales (áreas con desarrollo de grandes casquetes glaciares) y los templados de latitudes medias bajas (áreas subtropicales). En estas circunstancias, puede hablarse de un equilibrio inestable en lo referente a las masas de hielo acumuladas en muchos lugares de la Península y el desarrollo del glaciario quedó en gran medida determinado por factores locales de tipo geográfico (latitud, posición y trazado orográfico de cada cadena montañosa, orientación, etc.), topográfico (altitud, pendientes) o geomorfológicos (morfología previa del terreno).

En este contexto hay que considerar que el Sistema Central es una montaña media, siendo pocos los macizos cuyas cimas quedaban por encima de la cota establecida como nivel de nieves perpetuas durante el Pleistoceno, es decir: 1.700-1.800 m en la Sierra de la Estrella, 1.800-1.900 m en la Sierra de Gredos, y 1.900-2000 en las sierras de Guadarrama y Somosierra (Obermaier y Carandell, 1915). Este fue el factor determinante de la presencia o ausencia de masas de hielo glacial a lo largo de estas montañas y su desarrollo tuvo lugar en los macizos más elevados de los sectores de Somosierra, Guadarrama, Gredos y, ya en Portugal, La Estrella.

Por otra parte y dada su situación en el centro de la Península, el Sistema Central es un buen ejemplo para analizar la incidencia de los factores locales a que aludimos previamente, así:

- La “continentalidad” aumenta notablemente de oeste a este, siendo Somosierra el sector térmicamente más frío y pluviométricamente más árido, al quedar alejado de las masas de aire húmedo oceánico y muy expuesto a los frentes fríos y secos continentales (siberianos) que durante los periodos glaciares pudieron ser dominantes en la Península. El sector opuesto a Somosierra corresponde a la Sierra de la Estrella, donde la influencia oceánica es mayor y térmicamente más templado. Aunque hay otros factores a considerar y así lo veremos de inmediato, la incidencia más notoria de las diferencias debidas al factor continentalidad se hicieron notar en la cantidad de hielo acumulado en cada sector, en sus características térmicas y tipo de flujo, y en las cotas hasta las que descendieron las leguas glaciares, así: entre
- El factor “latitud” tuvo menor incidencia que el anterior en el desarrollo del glaciario, pero contribuyó a reforzar notablemente el “efecto térmico” de la continentalidad y ello repercutió en las características y comportamiento físico del hielo. Es importante considerar que con escasamente un grado de diferencia de latitud entre Somosierra (Pico del Lobo, 41°3' N) y La Estrella (Estrella, 40°4' N), actualmente se pueden apreciar notables contrastes en la actividad periglacial; esta es mucho más intensa en el dominio de Somosierra. En

estas condiciones y considerando que el glaciario del Sistema Central correspondió en su conjunto al tipo geofísico “templado”, puede suponerse que los glaciares orientales presentaban dichos caracteres algo más atenuados, es decir: con menos aguas de fusión intraglaciares y un flujo y una transformación de la nieve en hielo glaciar ligeramente más lentos.

- La “orientación” se ha manejado tradicionalmente para explicar la mayor acumulación de hielo en las vertientes septentrionales debido al efecto umbría. Sin embargo el funcionamiento es algo más complejo, ya que este factor tuvo incidencia a dos niveles: uno general que se refiere a la posición de cada macizo respecto a la dirección de los frentes atmosféricos y, por tanto, a su capacidad para retener la nubosidad; otro particular de cada cuenca o ladera y que determina la influencia de ese efecto solana o umbría a que aludíamos inicialmente, y del efecto abrigo respecto a los vientos dominantes. De acuerdo con ello y generalizando unos efectos que en realidad habría que analizar en detalle, puede resumirse que: los macizos de orientación norte y noroeste, así como las laderas de umbría, presentarían un ligero aumento en el rigor térmico (temperaturas mínimas absolutas más bajas y mayores contrastes entre máximas y mínimas); los macizos de orientación oeste y noroeste acumularían más nubosidad; y, finalmente, las vertientes, laderas y cuencas de orientación sur, sureste y suroeste serían las propensas para acumular algo más de nieve por el efecto abrigo respecto a los vientos dominantes.
- Al tratarse de un glaciario de montaña, la “morfología previa” fue el factor determinante del tipo de glaciares y su trazado dentro de cada macizo; en este caso también hay que considerar la tendencia general del relieve y los aspectos particulares de cada macizo. Respecto a lo primero, el Sistema Central es una montaña intraplaca reactivada durante la Orogenia Alpina a partir de una penillanura; esto implica una morfología de cimas planas muy propensa a la acumulación de coberteras de hielo con el desarrollo de glaciares de montera y similares, lo cual queda manifiesto en La Estrella, Gredos y Guadarrama, que son los sectores donde la morfología de bloques se muestra más nítida. Los aspectos particulares de cada macizo se establecen según varios elementos morfológicos que, en todos los casos y en primera instancia, están determinados por la estructura tectónica, así: trazado y densidad de las redes de fractura, condicionaron el desarrollo previo de cuencas y valles torrenciales aptos para la acumulación y el flujo de los hielos; densidad de fracturas y escarpes tectónicos, favorecieron el desarrollo de la meteorización de los materiales y la generación de

movimientos en masa en cuyas cabeceras de vaciado se pudieron instalar cuencas glaciares; la estructura en “cuña” de los bloques (caso notable es el del Macizo Central de Gredos) contribuyó, junto a otros factores, a restringir la longitud de las lenguas de hielo en la vertiente escarpada (graderío de bloques) y alargarlo en las tendidas.

Como se ha señalado, la interrelación de todos estos factores en cada caso particular (sector, macizo, valle, cuenca, etc.), son los que determinaron las características y dinámica específica de las masas de hielo, es decir, el tipo de glaciares.

TIPO DE GLACIARISMO

Dado que el glaciario del Sistema Central corresponde al Pleistoceno, lo que se analizan son sus morfologías resultantes; por ello y aunque puedan hacerse algunas referencias básicas a la clasificación geofísica, las que se han establecido en todos los casos son de bases geomorfológicas.

En primera instancia y aunque sea obvio resaltarlo, hay que decir que se trató de un “glaciario de montaña” y, por su localización geográfica, geofísicamente templado. A partir de ello y en consonancia con lo descrito previamente acerca de los factores específicos en el Sistema Central, la tipología concreta de los glaciares fue variada.

Inicialmente y hasta la segunda mitad del siglo pasado, en todos los trabajos se citan únicamente glaciares de valle o alpinos y de circo o pirenaicos (Schmieder, 1915, ref. 1953; Obermaier y Carandell, 1916 y 1917; Carandell, 1924; Vidal Box, 1932, 1934, 1936; Franzle, 1959, Martínez de Pisón y Muñoz Jiménez, 1973; etc.).

Pedraza y López (1980) introducen un nuevo tipo de glaciares, el de ladera, que definen en la garganta de Bohoyo (Sierra de Gredos), cuya característica principal son: su condicionamiento por la pendiente que implica escasa excavación o poco importante, un rápido descenso de los hielos y un corto recorrido. Completando esta clasificación y asociado a los procesos periglaciares, Acaso (1983) añade los glaciares embrionarios y Rubio (1990) los rocosos.

Finalmente, Carrasco y Pedraza (1995) y Carrasco (1999) reinterpretan la modalidad de este glaciario en base a los datos obtenidos en las cimas de las Sierras de Béjar y La Nava (sectores occidental y central de la Sierra de Gredos); se trata de una aproximación al glaciario definido en la Sierra de la Estrella y de la confirmación de lo que ya insinuara Carlos Vidal Box a lo largo de sus trabajos en el sector central de Gredos.

En la Sierra de Béjar consistieron en monteras de hielo tipo «glaciares de meseta», con una fisonomía cupuliforme condicionada por el lecho subglaciar y asociada a altiplanicies o mesetas del terreno; eran masas de hielo no confinado, de circulación extrusiva desde el centro de acumulación a los bor-

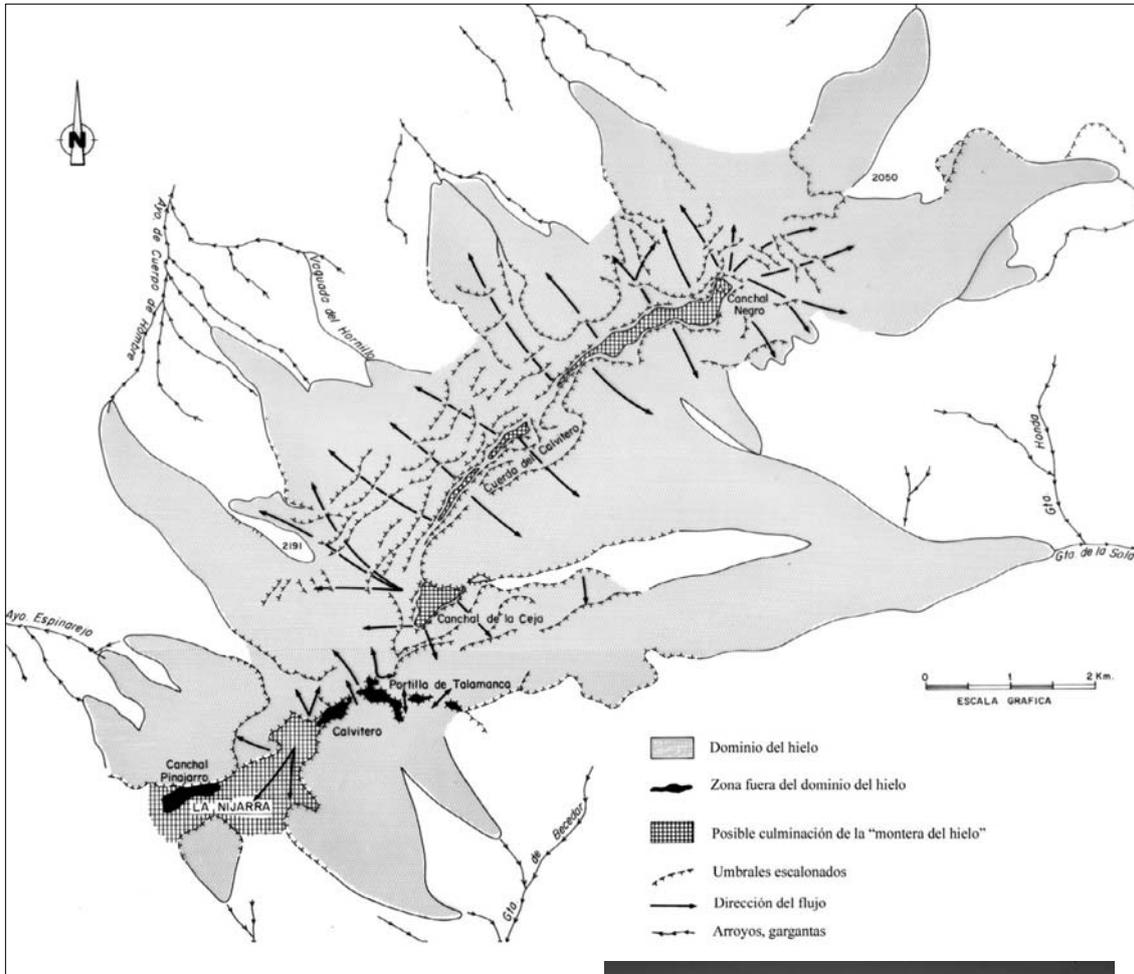
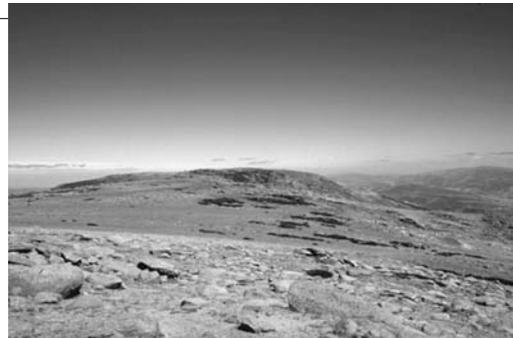


Fig. 1. Reconstrucción de la masa de hielo durante el máximo glacial en sistema "montera-valles" de la Sierra de Béjar (según Carrasco y Pedraza, 1995).

Fig. 2. Morfología glacial en las cimas de la Sierra de Béjar: bloque erráticos (till supraglacial de ablación) y pulidos (en primer término), surco de abrasión de pendiente contrapuesta (en el centro), y umbrales, escalones y ombligos (al fondo y en el centro a la derecha).



des de ablación, dando lugar en sus zonas marginales a desbordamientos tipo "outlet" (caso de El Canterón, El Endrinal, etc.) y lenguas encajadas en valles (La Serrá, Cuerpo de Hombre, El Trampal, etc.) (figura 1 y 2). Dada la morfología de las cimas de Gredos y Guadarrama, este tipo de glaciario puede hacerse extensible a esas sierras, si bien deberá confirmarse como se ha hecho en Béjar; anotemos que la hipótesis de Carlos Vidal Box a que hemos hecho alusión la elaboró a partir de los estudios en el Alto Gredos.

En la Sierra de la Nava se formó un sistema coalescente de cuencas de alimentación y por tanto deben calificarse como «campos de hielo» (ice field); eran masas de hielo confinadas al relieve subglacial, con circulación gravitacional y despla-

zamiento lineal desde las cabeceras hacia las zonas marginales donde se formaban verdaderos glaciares de valle o ladera (figura 3 y 4).

Por lo que respecta al desarrollo concreto de los glaciares en cada sector, puede resumirse como sigue (Pedraza, 1994):

- El modelado glacial en Somosierra se debe a pequeños aparatos de circo entre los que destacan los de Cebollera y el Pico del Lobo. Junto a estas formas se diferencian múltiples circos incipientes, a veces degradados, así como algunos nichos de nivación. Todas estas morfologías, que se localizan indistintamente en la vertiente meridional o septentrional, se sitúan por encima de los 1900 m. (figuras 5 y 6).

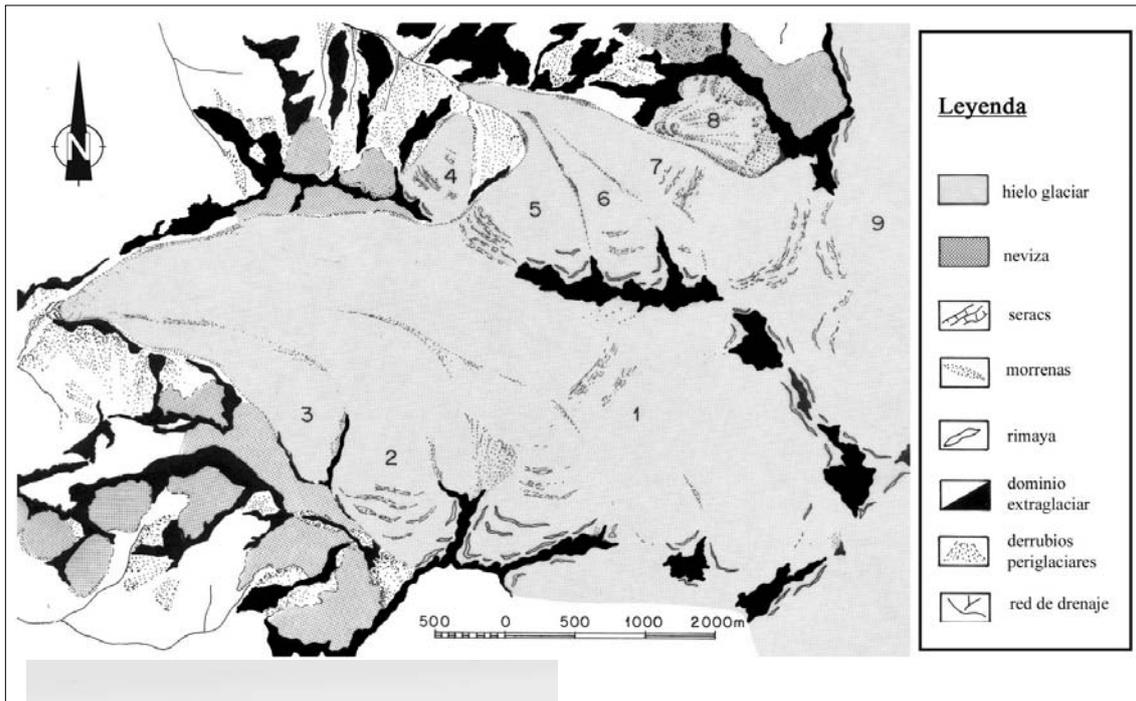


Fig. 3. Reconstrucción de la masa de hielo durante el máximo glaciar en el sistema campos de hielo” de la Sierra de la Nava (según Carrasco, 1997, 1999).



Fig. 4. Detalle de la morfología glaciar en las cabece-
ras de las gargantas de San Martín y la Vega (Sierra
de la Nava). En la parte superior derecha de la imagen
aparece la garganta de la Serrá. El sistema formado
por estos tres glaciares interconectados es el que apa-
rece reconstruido en la figura 2.

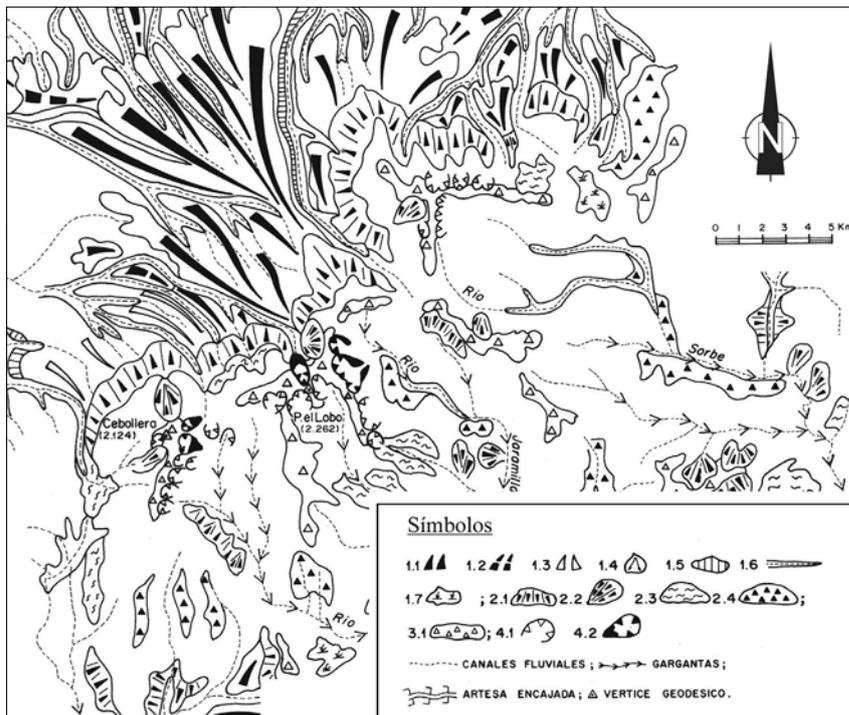


Fig. 5. Esquema del desarrollo del glaciario en Somosierra (según Pedraza, 1994).

Legenda: 1, formaciones fluvio torreciales (1, abanicos aluviales; 2, abanicos aluviales degradados, 3, glacis; 4, conos de deyección; 5, terrazas; 6, fondos aluviales; 7, fondos de navas); 2 formaciones gravitacionales y de ladera (1, taludes de derrubios antiguos; 2, cuencas de derrubios, 3, suelos solifluidales; taludes de derrubio recientes); 3, formaciones periglaciares (1, suelos estructurados); 4, formaciones glaciares (1, incipientes o degradados; 2, bien conservadas).

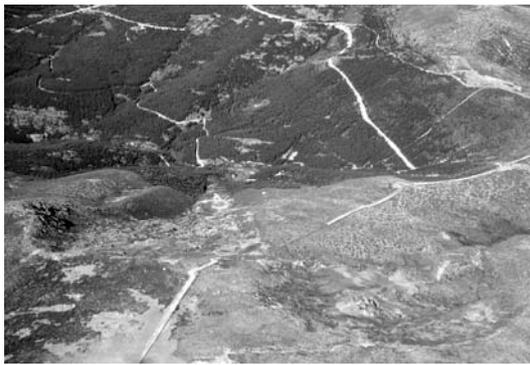


Fig. 6. Morfología del antiguo glaciar de circo de la Cebollera o Pico Tres Provincias (en la zona central de la imagen); se puede apreciar la excavación generada por el hielo y los vallums morrénicos.

– En Guadarrama, los glaciares se redujeron a las zonas superiores de las cimas y laderas de macizos como el de los Montes Carpetanos, básicamente su vertiente meridional, y la sierra de la Cuerda Larga, en ambas vertientes. Resultado de ellos son las cuencas de acumulación modeladas en circo (donde aparecen pulidos, umbrales, lagunas de sobreexcavación, ombligos colmatados desarrollando turberas, etc.) y zonas de descarga definiendo arcos morrénicos y, sólo excepcionalmente, complejos de lengua (caso de los glaciares de Hoyo de Pepe Hernando, La Laguna Grande en su etapa de máximo desarrollo y Valhondi-

llo). En definitiva pues, se trató fundamentalmente de glaciares de circo, a veces de ladera y ocasionalmente tendían hacia los de valle, como ocurre en el de Valhondillo.

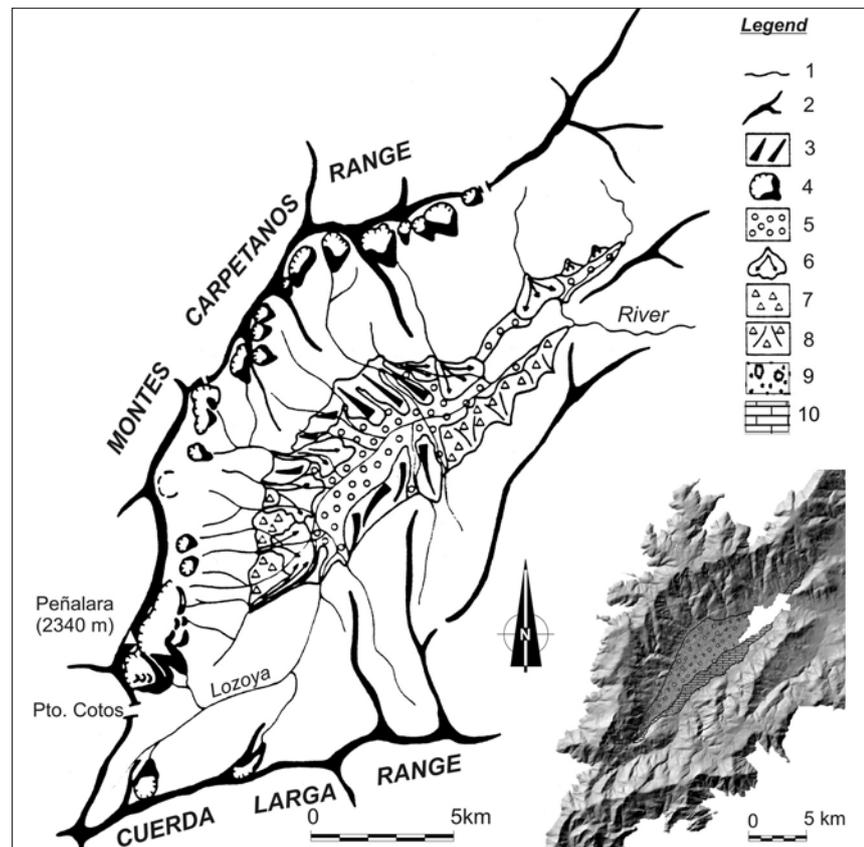
– Macizo de Peñalara, Peña Cabras, ambos en los Montes Carpetanos, y Cabezas, en la Sierra de la Cuerda Larga, son las zonas donde tuvieron su máximo desarrollo los glaciares. Las cuencas de alimentación se iniciaban alrededor de los 2000 m. y los frentes finales de fusión llegaban a cotas variadas; citemos como extremas la de 2170, complejo de la laguna de los Pájaros y la de 1640-1650, final de Hoyocerrado (Figura 7 y 8).



Fig.8. Morfología glaciar del Macizo de Peñalara en la que se aprecian los cuencos y los complejos morrénicos de los antiguos glaciares de la Laguna o Peñalara y de la Hoya de Pepe Hernando.

Fig. 7. Esquema del desarrollo del glaciarismo en Guadarrama (según Pedraza et al. 2005).

Leyenda: 1, red fluvial; 2, cuerdas divisorias; 3, glacis; 4, complejos glaciares; 5, terrazas; 6, conos de deyección; 7, taludes de derrubios; 8, conos de derrubios; 9 (arcosas) y 10 (calizas, dolomías y arenas), formaciones del sustrato en el fondo del valle.



– Donde el glaciario alcanzó mayor extensión e intensidad fue en la Sierra de Gredos. Sierra del Cabezo (con un pequeño glaciar incipiente), La Serrota, Alto Gredos, Sierra Llana, La Nava o de El Barco, Tormantos y Candelario o Béjar, son zonas donde el modelado glaciar es muy notable. Este quedó definido por montañas y campos de hielo, así como glaciares de valle, con recorridos a veces superiores a los 9 Km., glaciares de ladera y de circo; estos dos últimos tipos aparecían en ambas vertientes. Todos ellos configuraron el modelado que se extiende entre los 2200-2300 m. (en algún lugar algo más), hasta cotas del frente de fusión a los 1380-1400 m. (vertiente norte) o 1500-1540 m. (vertiente meridional) (figura 9 y 10).

Resultado de esta actividad glaciar y junto a los depósitos, que luego se describen brevemente, apare-

ce toda una serie de morfologías bien desarrolladas en la Sierra de Gredos y más limitadas en las otras áreas, así: aristas, cuchillares, ombligos y lagunas de sobreexcavación o cierre morrénico, éstos muy escasos, umbrales, hombreras y, en general, circos y valles.

CARACTERÍSTICAS SEDIMENTO-DINÁMICAS

El estudio sedimentológico de los depósitos glaciares del Sistema Central y más concretamente de la Sierra de Gredos, lo inician Fernández (1976) y Acaso (1983) mediante la aplicación de técnicas de análisis mecánicos. Posteriormente Rubio (1990) establecería los diversos tipos de tills presentes Gredos Occidental, concretamente en la Garganta de los Caballeros (sector occidental de la Sierra de la Nava) y en la vertiente septentrional de la Sierra de Béjar.



Fig. 10. Valle y morrena lateral izquierda del antiguo glaciar de la Garganta de Gredos. Hacia la izquierda de la imagen se pueden apreciar también los complejos morrénicos del antiguo glaciar de la Garganta del Pinar o Cinco Lagunas.



Fig. 9. Esquema del desarrollo del glaciario en la Sierra de Gredos (simplificado a partir de Pedraza, 1994). Leyenda: 1, formaciones fluvio torrenciales (1, fondos aluviales; 2, depósitos fluvioglaciares; 3, complejo de terrazas bajas; 4 y 5, complejo de terrazas medias; 6, complejo de terrazas altas; 7, 8 y 9, sistema de abanicos aluviales; 10, glaciares-terrazas; 11 cuencas torrenciales); 2, formaciones glaciares (1, cuencas incipientes o degradadas; 2, complejos glaciares de ladera y valle; 3, complejos glaciares de circo; 4, lagunas y ombligos).

La correlación de estos depósitos analizados por Rubio (op. cit.) con los de otros sectores (Valles de las gargantas del Prado de la Casa, Barbellido, Gredos, Caballeros y Serrá) dio como resultado una síntesis general de los tipos de *till* aplicable a todas las áreas glaciadas de la Sierra de Gredos (Rubio et al., 1992, Carrasco, 1997, 1999).

En conjunto corresponden a *till* primarios. Los marginales al valle presentan gran profusión de bloques y una matriz sefito-samo-pelítica sin elaborar; los del fondo, en la mayoría de los casos, denunciando una fusión de retroceso rápido, se componen de dos tramos: uno inferior característico de un *till* subglaciar con predominio de elementos finos (samo-pelítico), a veces muy compactados y deformados, con presencia de pequeños canales de depósito por aguas subglaciares e incluso algún pequeño nivel de tipo lacustre en el frente de fusión; el nivel superior corresponde a *tills* supraglaciares formados en su mayoría por bloques abandonados en el proceso de fusión rápida (*till* de ablación). En algunas zonas de los valles se detectan también *tills* de deformación (bloques del lecho arrancado durante el avance de los hielos) y de *acreción* (materiales sefito-samo-pelíticos ligeramente estructurado y con bloques soportados, que corresponde a los periodos de estabilización de los hielos) (figura 11).

Finalmente hay que señalar la presencia de tills secundarios o alo-tills debido a procesos gravitacionales asociados a estabilizaciones o avances del



Fig. 11. *Tills* subglaciares en la garganta de los Caballeros. En la parte superior se aprecia un *till* de *acreción* con los característicos bloques soportados, en la inferior otro de fusión con pequeños lentejones de depósitos fluvio-glaciares.

glaciar con “empujes”. Aparecen en formaciones morrénicas marginales o frontales, y origina crestas o alineaciones morrénicas que aparecen superpuestas a otros tills, en general subglaciares de fusión, o directamente sobre el sustrato rocoso extraglaciario.

Los depósitos fluvio-glaciares aparecen en la práctica totalidad de los antiguos valles glaciares. En general se trata de depósitos de bloques, a veces de grandes bloques, con matriz de tamaño sefito-samo-pelítica, que actualmente está siendo removilizada por los cauces fluvio-torrenciales.

EVOLUCIÓN Y EDAD DEL GLACIARISMO.

Teniendo en cuenta la presencia de dos complejos morrénicos identificados en algunos macizos glaciados, en las primeras interpretaciones sobre el glaciario del Sistema Central (Huguet del Villar, 1915, 1917; Obermaier y Carandell, 1916; Vidal Box, 1929, 1932, 1943, 1936, 1948; etc.), se correlacionaron estos fenómenos con los alpinos y, de acuerdo con las ideas dominantes en ese momento, se definió una glaciación Riss y otra Würm.

Los estudios de Fränzle (1959) en las sierras de Guadarrama y Somosierra aportan una nueva cronología. De acuerdo con el estado de conservación de la morfología original y el de alteración meteórica de los *tills*, y dada su asociación con los niveles fluviales y fluvio-glaciares, este autor asignó a todo el glaciario del Sistema Central una edad equivalente a la del Würm en los Alpes.

Con los trabajos de cartografía detallada, pudieron separarse diferentes complejos morrénicos internos y externos y en cada uno de ellos varias crestas de estabilización. Esto permitió concretar una secuencia definida por un «estadial» (Würm) con dos «pulsaciones» (A y B); así comenzó a referirse a partir de los trabajos de Pedraza y López (1980) y Pedraza y Fernández (1981a y b) en la Sierra de Gredos.

Rubio (1990) y Rubio *et al.* (1992) plantean una secuencia evolutiva que se apoya en las distintas tipologías de *tills* presentes en la Sierra de Gredos. En conjunto y por simple correlación se establece como Pleistocena y se establece en base a tres etapas mayores: un “máximo glaciar” al que sigue un retroceso limitado, un “reavance” que no llega a sobrepasar el máximo en ningún caso, y finalmente un “retroceso” rápido y generalizado.

En todos los modelos evolutivos previos, el “máximo glaciar” o máxima extensión de los hielos se determinó en función del *vallum* morrénico más externo. Sin embargo, la identificación en el glaciar de la Serrá (Sierra de la Nava, sector centro-occidental de Gredos) de depósitos de *till* que desbordan el dominio de ese *vallum* morrénico más externo, permitieron separar un “máximo glaciar o máximo absoluto en el avance de los hielos” y, tras un ligero retroceso, una etapa de “máxima estabilización” que esta representada por ese *vallum* considerado hasta entonces como máximo avance de los hielos (Carrasco, 1997, 1999).

Tras nuevas investigaciones, se pudo comprobar que la evolución determinada en La Serrá era identificable en otros muchos áreas glaciadas de Gredos, así (Carrasco, op. cit.): en el Endrinal (Sierra de Béjar) el límite de la morrena lateral derecha fue situado en el *vallum* más externo localizado en la Peña del Hombre (1977 m), sin embargo tras él aparece un depósito de *till* que indica un desbordamiento del hielo hacia los Basares y Jardineras, dando lugar en su retroceso a varios *vallums* con morfología de acordeón; la máxima extensión de los hielos en el macizo occidental de Gredos se ha venido determinando en base a la hombrera que se localiza a 1860 m en el glaciar de la Serrá, sin embargo sobre ella y a una altura de 2000 a 2070 m, aparece un segundo nivel de hombreras que hacia el valle enlaza con el *vallum* de mayor desarrollo: por ello, debe concluirse que la primera gran estabilización no coincide con la máxima extensión de los hielos.

En el mismo macizo central de Gredos, la garganta del Pinar presenta un desbordamiento morrénico que penetra en la hoya de El Cervunal dejando una laguna intramorrénica entre dos crestas; la cresta exterior es de menor entidad y queda fosilizada por la interior que es la correspondiente al *vallum* de máxima estabilización. También, y lo cual se anota en muchos trabajos casi como un hecho anecdótico, ciertos valles glaciares parecen prolongar su morfología de artesa más allá de su frente morrénico, denunciando una posible mayor extensión de los hielos antes de quedar confinados a su *vallum* morrénico exterior.

De acuerdo con esos datos y partiendo del modelo evolutivo establecido por Rubio *et al.* (1992), Carrasco (1997) propuso una nueva secuencia evolutiva para el glaciario de la Sierra de Gredos; dicha secuencia, que no demasiadas variaciones podría también aplicarse al glaciario en la Sierra de Guadarrama, es como sigue (figura 12):

- Etapa A. Máximo glaciar absoluto y generación del complejo morrénico externo, con: máximo avance y desarrollo del glaciario tipo montera; retroceso posiblemente limitado, y confinamiento del hielo en circos y valles; estabilización generando el *vallum* de mayor desarrollo y hombrera superior; retroceso rápido y generalizado, compartimentación glaciar.
- Etapa B. Máximo glaciar secundario, con: estabilización que genera los complejos morrénicos internos y el nivel inferior de hombreras; retroceso rápido con morrenas de ablación (tills supraglaciares de fusión total).
- Etapa C. Tardiglacial y finiglacial, con glaciares rocosos incipientes, pequeñas reorganizaciones de material periglacial en los circos y, muy localizados, pequeños glaciares de circo residuales en los principales aparatos.
- Etapa Postglacial con desarrollo generalizado de periglaciario en las antiguas zonas glaciadas. Caracteriza a la etapa A un máximo avance de los hielos dando lugar al desarrollo de un glaciario tipo «montera» que, a pesar de su magnitud, únicamente retoca la morfología previa.

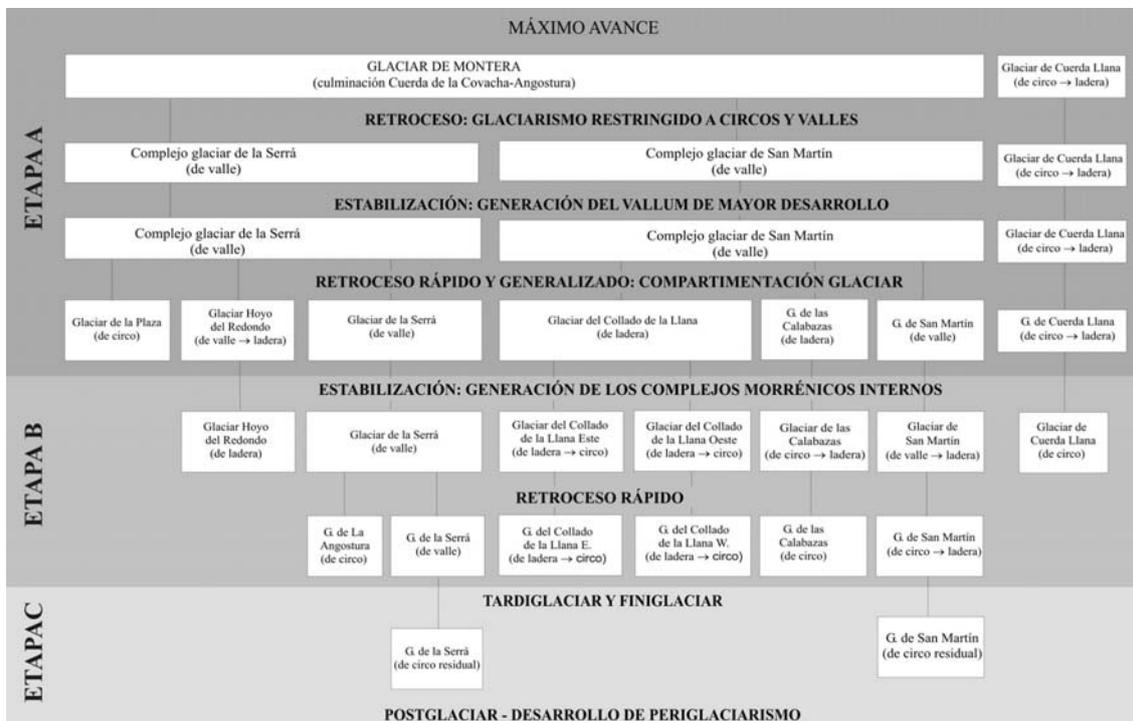


Fig. 12. Esquema evolutivo de los fenómenos glaciares en la vertiente meridional de la Sierra de la Nava según Carrasco (1997). Los datos obtenidos en esta zona fueron la base para establecer el modelo evolutivo general que se propone en el texto.

BIBLIOGRAFÍA

- Acaso, E. (1983). Estudio del Cuaternario en el Macizo Central de Gredos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá de Henares (Madrid), 230 págs. (Inédita).
- Acaso, E.; Pedraza, J. y Centeno, J. (1998). Nuevas aportaciones al modelo evolutivo del glaciar de Peñalara (Sistema Central Español). En A. Gómez Ortiz y F. Salvador Franch (eds.), *Investigaciones recientes en la geomorfología española*, Geoforma Ediciones, Logroño, 691-696.
- Baysse, E. (1884). Quelques traces glaciaires en Espagne. *Annuaire du Club Alpin Française*, 10, 410-416.
- Bullón Mata, T. (1988). El Sector Occidental de la Sierra de Guadarrama. *Consejería de Política Territorial, Comunidad Autónoma de Madrid*, Madrid, 283 págs.
- Carandell, J. (1924). La topografía glacial del macizo Trampal-Calvitero (Béjar). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 5(14), 1-24.
- Carrasco, R.M. 1997. Estudio geomorfológico del Valle del Jerte (Sistema Central español): secuencia de procesos y dinámica morfológica actual. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 343 págs.
- Carrasco, R.M. 1999. Geomorfología del Valle del Jerte. Las líneas maestras del paisaje. *Univ. de Extremadura (UEX)*, Cáceres, 246 págs.
- Carrasco, R.M. y Pedraza, J. (1995). Morfología glacial de las cimas en la Sierra de Gredos: monteras de hielo. En T. Aleixandre y A. Pérez-González (eds.), *Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC), Madrid, 227-238.
- Centeno, J. de D.; Pedraza, J. y Ortega, I. (1983). Estudio geomorfológico, clasificación del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glacial. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 81 (3-4), 153-171.
- Cortazar, D. (1891). Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Comisión del Mapa Geológico de España*, nº 17, 234 págs.
- Fernández, P. (1976). Estudio Geomorfológico del Macizo Central de Gredos. Tesis de Licenciatura, Facultad de Geología, UCM, 111 págs. (Inédita).
- Fernández, P., Centeno, J., Bardají, T. y Sanz, M.A. (1991). Geomorfología de la Hoja Geológica de Buitrago del Lozoya. En F. Bellido y L.R. Rodríguez (dirs.), *Mapa Geológico de Buitrago del Lozoya*. Serie MAGNA, H. 484, IGME, Madrid.
- Fernández Navarro, L. (1915). *Monografía Geológica del Valle del Lozoya* (Madrid). *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*, nº 12, 100 págs.
- Fränze, D. (1959). Glaziale un periglaziale Formbildung im östlichen Kastilichen Scheidegebirge (Zentralspanien). *Bonner Geogr. Abh.*, 80 págs. Publicado en castellano en *Est. Geogr.*, 39 (151 y 152), 1978.
- Hernández Pacheco, F. (1925). El glaciar cuaternario de tipo pirenaico de la Buitrera, Riaza (Segovia). *Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*, Congreso de Coimbra, Tomo VI, 185-192 y III láminas.
- Hernández Pacheco, F. (1957). *Livret-Guide de l'excursion C1 Gredos*. V Congreso del INQUA, 58 p.
- Hernández Pacheco, F. y Vidal Box, C. (1934). El glaciarismo cuaternario de la Serrota (Ávila). *Publicaciones de la Junta de Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas*. Memoria nº 1, 59 págs.
- Huguet del Villar, E. (1915). Los glaciares de Gredos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 15, 379-390.
- Huguet del Villar, E. (1917). Nueva contribución a la glaciología de Gredos, Las Hoyuelas del Hornillo. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 17, 558-567.
- 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 glaciarismo 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. En López. Bermúdez et al. *Estudios de Geomorfología en España*, 1, SEG, Murcia, 393-401.
- Martínez de Pisón, E. y Muñoz, Jiménez, J. (1972). Observaciones sobre la geomorfología del Alto Gredos. *Estu. Geográficos*, XXXIII, 129, 597-690.
- Mazarredo, C. (1910). La cuenca de abastecimiento del Canal de Isabel II y medios para aumentar y regularizar su caudal. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, X.
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1915). Datos para la climatología cuaternaria en España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XV.
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1916). Nuevos datos para la extensión del glaciarismo cuaternario en la Cordillera Central. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVII, 252-260.
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1917). Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trab. Mus. Nac. CC. Nat.*, nº 19, 94 págs.
- Ontañón, J.M. (1985). Evolución cuaternaria del valle del Paular. Aportaciones edafológicas y geomorfológicas. Tesis Doctoral. Editorial Complutense, Madrid, 230 págs.
- Ontañón, J.M. y Asensio, I. (1974). El circo nivoglacial del collado de Siete Picos en la Sierra de Guadarrama. *Actas de la I Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*, 113-117.
- Pedraza, J. y Centeno, J. (1987). Nuevo foco glacial pleistoceno en la Sierra de Guadarrama. *Actas de la VII reunión sobre el Cuaternario*, AEQUA. 183-185.
- Pedraza, J. y Fernández, P. (1981a). Cuaternario del Mapa Geológico de de Bohovo. En P. Ruiz y V. Gabaldón (supervis.), *Mapa Geológico de Bohoyo*. Serie MAGNA, H. 577, IGME. Madrid.
- Pedraza, J. y Fernández, P. (1981b). Cuaternario del Mapa Geológico de de Arenas de San Pedro. En P. Ruiz y V. Gabaldón (supervis.), *Mapa Geológico de Arenas de San Pedro*. Serie MAGNA, H. 578, IGME. Madrid.
- Pedraza, J. y López J. (1980). Gredos: geología y glaciarismo. *Obra Social de la Caja de Ahorros de Ávila*, Ávila, 31 págs.
- Pedraza, J.; Martín-Duque, J.F.; Carrasco, R.M., Sanz, M.A. y 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.
- Penck, A. (1894). Studien über das Klima Spanien während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zur Berlin*. XIX, 109-141.
- Prado, C. (1864-1975). Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid. *Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos de Madrid* (reedición de 1975), Madrid, 325 págs.

Prado (1882). Reseña geológica de la provincia de Ávila y de la parte occidental de la de León. Com. Nac. del Mapa Geológico de España, Junta General Estadística, Madrid.

Rubio, J.C. (1984). La morfología glaciaria de la Sierra de la Nava. Tesis de Licenciatura (Inédita), Facultad de Geología, UCM, 182 págs.

Rubio, J.C. (1990). Geomorfología y Cuaternario de la sierras de la Nava y Béjar (Sistema Central Español). Tesis Doctoral (Inédita), Facultad de Geología, UCM, 319 págs.

Rubio, J.C.; Pedraza, J. y Carrasco, R.M. (1992). Reconocimiento de tills primarios en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español). En López Bermúdez et al. (eds.), Estudios de Geomorfología en España, I, SEG, Murcia, 413-422.

Sanz Donaire, J.J. (1976). Mas huellas glacionivales en los Montes Carpetanos, al Este del Puerto del Lozoya. Bol.R. Soc. Geogr., 112, 519-534.

Sanz Herraiz, C. (1988). El relieve del Guadarrama Oriental. Consejería de Política Territorial, CAM, Madrid, 547 págs.

Schmieder, O. (1915-1953). Die Sierra de Gredos. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Manchen. Tomo X(1). Publicado en castellano en 1953 en Estudios Geográficos, nº 52 y nº 53.

Vidal BOX, C. (1929). Nuevos estudios sobre glaciario cuaternario Ibérico. Mem. de la Real Soc. Española de Hist. Nat., XV, 585-592.

Vidal Box, C. (1932). Morfología glaciaria cuaternaria del Macizo Oriental de la Sierra de Gredos. Bol. Soc. Española de Hist. Nat., XXXII, 117-135.

Vidal Box, C. (1934). Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Bohoyo (Ávila). Bol R. Soc. Esp. Hist. Nat., 34, 485-486.

Vidal Box, C. (1936). Contribución al conocimiento morfológico del segmento Occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo). Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., XXXVI (1), 1737.

Vidal Box, C. (1948). Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central. Estud. Geográficos, IX (30), 5-52. ■