

APORTACIONES A LA GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO DE COTIELLA (PIRINEO OSCENSE)

Ánchel BELMONTE RIBAS¹

RESUMEN.— En el presente artículo se ofrece una visión de conjunto de los principales rasgos geomorfológicos del macizo de Cotiella (Pirineo oscense). Se repasan las formas estructurales, glaciares —tanto erosivas como deposicionales—, periglaciares y kársticas. También se tratan las abundantes coladas de derrubios funcionales que se dan en sus laderas, así como la relación espacio-temporal existente entre los diversos tipos de modelados presentes en el macizo.

ABSTRACT.— *Contributions to the Geomorphology of the Cotiella Massif (Huesca's Pyrenees)*. In this work, a global vision of the main geomorphological features of the Cotiella Massif is given. Structural landforms, glacial —not only erosive but also depositional ones—, periglacial and karstic ones are treated. Active debris flows, very usuals in its slopes, and the relations among the different kinds of landforms are also studied.

KEY WORDS.— Geomorphology, high mountain, Cotiella Massif, Huesca's Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

Situación geográfica

El macizo de Cotiella se sitúa en el interfluvio Zinca (Cinca)-Ésera, en las comarcas de Sobrarbe y Ribagorza, al norte de la provincia de Uesca

¹ anchelbr@unizar.es

(Huesca) (Fig. 1). Se trata de un macizo abrupto con alturas notables (Cotiella, 2.912 m; Pedra Bllanca, 2.823 m) que presenta fuertes desniveles (Barbaruens-Cotiella 1.700 m en 6,35 km). Está limitado al N por el río Zinqueta (Cinqueta) y el barranco de la Simierre, al E por la Aigüeta de Barbaruens, al S por el río Ésera, al SO por la Garona Cullubert y al O por el río Zinca y la Garona d'os Molinos. Las principales localidades que rodean al macizo son Plan, Sarabillo, L'Enfortunada, Biu de Foradada, Seira y Barbaruens.

Situación geológica

Las litologías aflorantes en Cotiella abarcan un amplio espectro de edades desde los yesos y ofitas triásicos hasta materiales cuaternarios. Sin embargo, mayoritariamente se encuentran potentes series de materiales carbonatados cretácicos, paleocenos y eocenos, cuya influencia en el modelado resulta determinante.

Este conjunto rocoso se enclava en la Unidad Surpirenaica Central (SEGURET, 1972), dentro de las Sierras Interiores comprendidas entre los

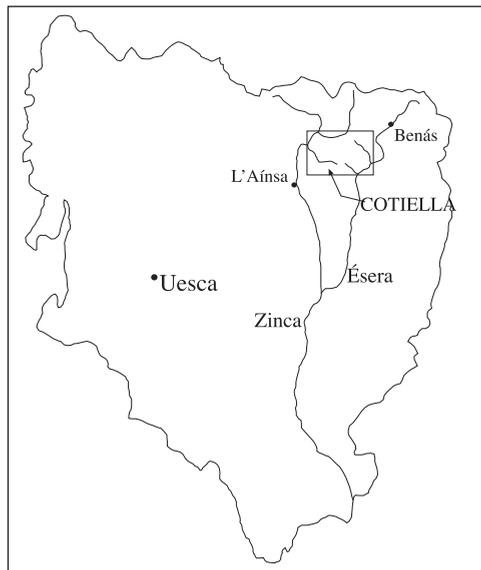


Fig. 1. Situación geográfica del macizo de Cotiella en la provincia de Uesca (Huesca).

ríos Zinca y Ésera. El macizo se estructura en una serie de láminas cabalgantes (MARTÍNEZ PEÑA, 1991) de las cuales las de Cullubert, Armeña-Entremón, sistema de Peña Madrid y Pui Alfar pertenecen a nuestra zona de estudio, quedando fuera las de Sierra Chía, Peña Montañesa, Peña Solana y Castiello Mayor. Un corte geológico representativo del macizo se expone en la figura 2.

GEOMORFOLOGÍA

Antecedentes

Desde el punto de vista geomorfológico, el macizo de Cotiella ha sido tradicionalmente olvidado por los estudiosos del Pirineo. Existen contribuciones pioneras (NUSSBAUM, 1949), en las que se señalan algunas características del glaciario y la morfoestructura de este sector. Otras aportaciones más actuales (CHUECA y LAMPRE, 1994; PEÑA, 1995; PEÑA *et al.*, 1997) ofrecen un planteamiento general de la fenomenología glaciario en el macizo. Hay que mencionar de igual modo un trabajo acerca de aspectos

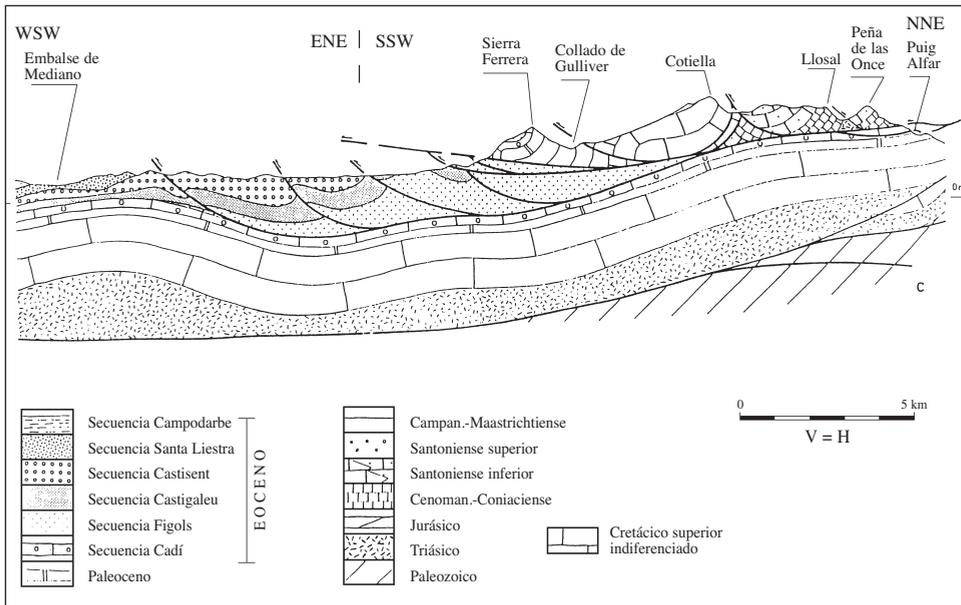


Fig. 2. Corte geológico del macizo de Cotiella (MARTÍNEZ PEÑA, 1991).

periglaciares (GARCÍA RUIZ *et al.*, 2000) que alude a derrubios estratificados en el perímetro del macizo. Un estudio más reciente pretende abarcar todos los modelados presentes en Cotiella y va acompañado de una primera cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 (BELMONTE, 2001). En los últimos tiempos se han realizado también trabajos que han datado con exactitud restos morrénicos del Zinqueta atribuibles al máximo glaciar pirenaico (SANCHO *et al.*, 2003).

A continuación se van a presentar las líneas generales del modelado del relieve en sus distintos aspectos: estructural, glaciar, periglaciar, kárstico y otras formas menores.

Modelado estructural

El macizo de Cotiella presenta una nítida delimitación morfoestructural. Tanto al N como al S se encuentra orlado por sendos corredores margosos que se descuellan a ambos lados de los collados de Coronas (N) y Cullubert (S). Por el E y O, la incisión de los ríos Ésera y Zinca-Zinqueta respectivamente, acaban de individualizar nuestra zona de estudio.

Pese a la homogeneidad litológica de Cotiella, es patente la existencia de marcados contrastes morfológicos. Puede diferenciarse una zona de cumbres, entre los 2.500 y los 2.900 m, bajo las que se ubican una serie de rellanos intermedios (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994) a alturas de entre 1.900 y 2.400 m. Bajo estos rellanos suelen existir enormes escarpes estructurales que dan paso a las zonas inferiores del macizo, las laderas que enlazan con los fondos de los valles limitantes. Dichos escarpes suelen relacionarse con cabalgamientos que superponen litologías de distinta dureza. El resultado son paredes de varios cientos de metros de altura de gran continuidad lateral que confieren a Cotiella un aspecto muy característico. La influencia de estos escarpes sobre otros tipos de modelado, esencialmente el glaciar, es determinante (BELMONTE, 2001).

La red de fracturas condiciona el trazado de varios valles. Ejemplos de ellos son la cabecera de Galliners y el sector de la Basa de la Mora. De igual modo, el Zinqueta aprovecha una fosa tectónica para discurrir entre Peña Lierga y Peguera.

Otros modelados menores como *chevrons* y cuestas se encuentran también presentes en el macizo. Los primeros abundan en la margen derecha de la Garona d'os Molinos mientras que el flanco S de la propia cima de Cotiella constituye un claro relieve en cuesta.

Modelado glaciar

Durante el último ciclo glaciar, el macizo de Cotiella desarrolló un notable glaciario autóctono que, aunque no llegó a tener la entidad de los macizos axiales, protagoniza el relieve de toda la zona estudiada. La situación meridional del macizo, alejada de los principales focos de precipitaciones y con una mayor insolación, ha influido en el menor desarrollo de la fenomenología glaciar. No obstante, la altura media de la zona (mayor por ejemplo que la del vecino macizo de Turbón) ha hecho posible la presencia de varias lenguas generadas en la zona de estudio.

1. Rasgos erosivos

— **Circos:** en todo el macizo se superan la veintena de circos glaciares. La orientación en la que se desarrollan es mayoritariamente la N, NE y NO, si bien existen circos en todas las orientaciones salvo la SO. Los fondos de circo suelen ubicarse a alturas comprendidas entre los 2.000 y 2.400 m, como sucede en otros macizos pirenaicos (JULIÁN *et al.*, 2000). En cuanto a la variable litoestructural, todos los circos de Cotiella están excavados en calizas o areniscas calcáreas con un grado de fracturación similar.

Los circos más importantes, atendiendo a su tamaño, son los de Armeña y Es Leners (flanqueando el pico de Cotiella por el E y el W, respectivamente), La Ribereta (al N de Pedra Bllanca) y La Fueba, Es Ordizez y Saraminas (en la vertiente N del cordal Peña d'el Mediodía-Peña las Diez, figura 3).

Se encuentran también depresiones de origen glaciokárstico en las que se alojan pequeños lagos de montaña que desaguan por emisarios subterráneos (Armeña e Ibonet de Labasar).

— **Artesas:** existen varios tramos de valles en artesa en el macizo, sin embargo, su estado de conservación es en general malo debido, principal-

mente, a extensos tapices de gelifractos y de derrubios estratificados que se adosan a los laterales de los valles, desdibujando la morfología inicial. El desarrollo de estas geoformas se vio condicionado por dos factores. Uno de ellos es de tipo climático debido a la escasa alimentación nival y, por lo tanto, el menguado espesor de las lenguas y su consiguiente menor poder erosivo. Por otro lado, la existencia de grandes escalones estructurales rodeando el macizo dificultó el desarrollo longitudinal de las lenguas de hielo, que quedaron acantonadas en las zonas altas. No obstante lo anterior, se observan buenos ejemplos en el barranco Bilsé (que proviene de Armeña) y en el perímetro del macizo (lengua del glaciar del Zinqueta) entre la Inclusa y el estrecho de Latre.

— Cubetas de sobreexcavación: en el macizo de Cotiella se ha localizado una sola cubeta de sobreexcavación glaciar, en cuyo fondo se ubica la Basa de la Mora o Ibón de Plan. En este punto confluían distintas lenguas (siendo la principal la de la Ribereta) y aflora un sustrato yesífero y ofítico fácilmente erosionable. Además, una importante fractura en dirección NO controla la línea de erosión preferente del sector. La combinación de estos factores posibilitó la génesis de una importante cubeta en la que se pudieron almacenar unos 300 m de espesor de hielo en el máximo glaciar.

Otras formas erosivas menores que se encuentran en Cotiella son umbrales (como los de Pllana Angón, Armeña o Basa de la Mora), rocas aborregadas y pulidas (umbral de la Basa de la Mora, circo de Cotiella), que suelen estar afectados por procesos kársticos posteriores.

2. Rasgos deposicionales

— Morrenas: podemos distinguir dos tipos de morrenas dentro de la zona de estudio. Por un lado se encuentran morrenas pertenecientes a los glaciares de Zinca y Zinqueta. Se trata esencialmente de morrenas laterales y un posible arco frontal (Zinqueta), siendo más escasos los materiales morrénicos atribuibles al Zinca. Por otro lado, existe un notable número de morrenas que corresponden a glaciares originados en el propio macizo. Destacan los conjuntos morrénicos de Ordizez-Saraminas (Fig. 3), Pllana Angón, Fornet (Fig. 4) y las morrenas laterales de San Cristóbal, cerca de Barbaruens.

La distribución de los distintos cordones se ve influenciada de nuevo por la peculiar morfoestructura del macizo, quedando muchas morrenas confinadas en pequeños espacios merced a los escalones estructurales que influyeron en la extensión de las lenguas.

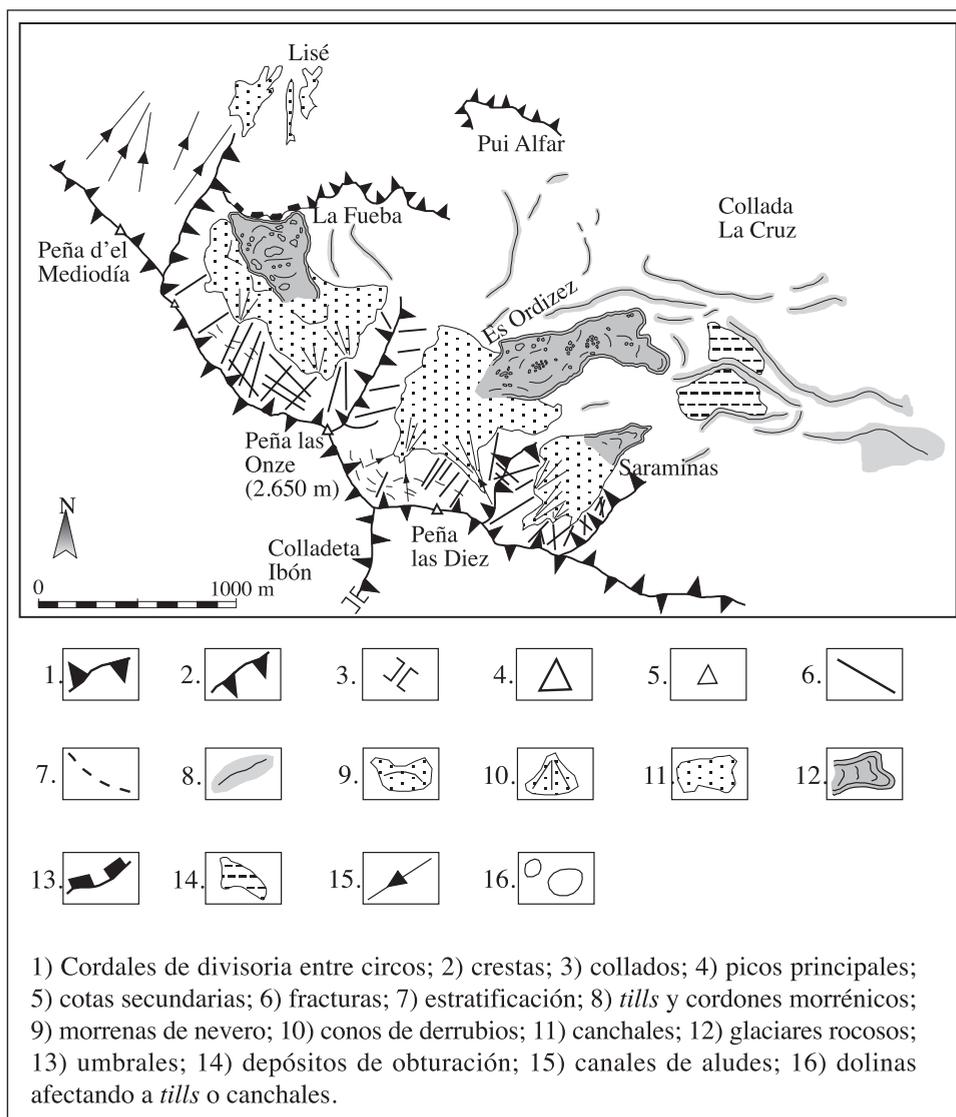


Fig. 3. Esquema geomorfológico del modelado glaciar y periglaciar en Es Ordizez-Saraminas (BELMONTE, 2001).

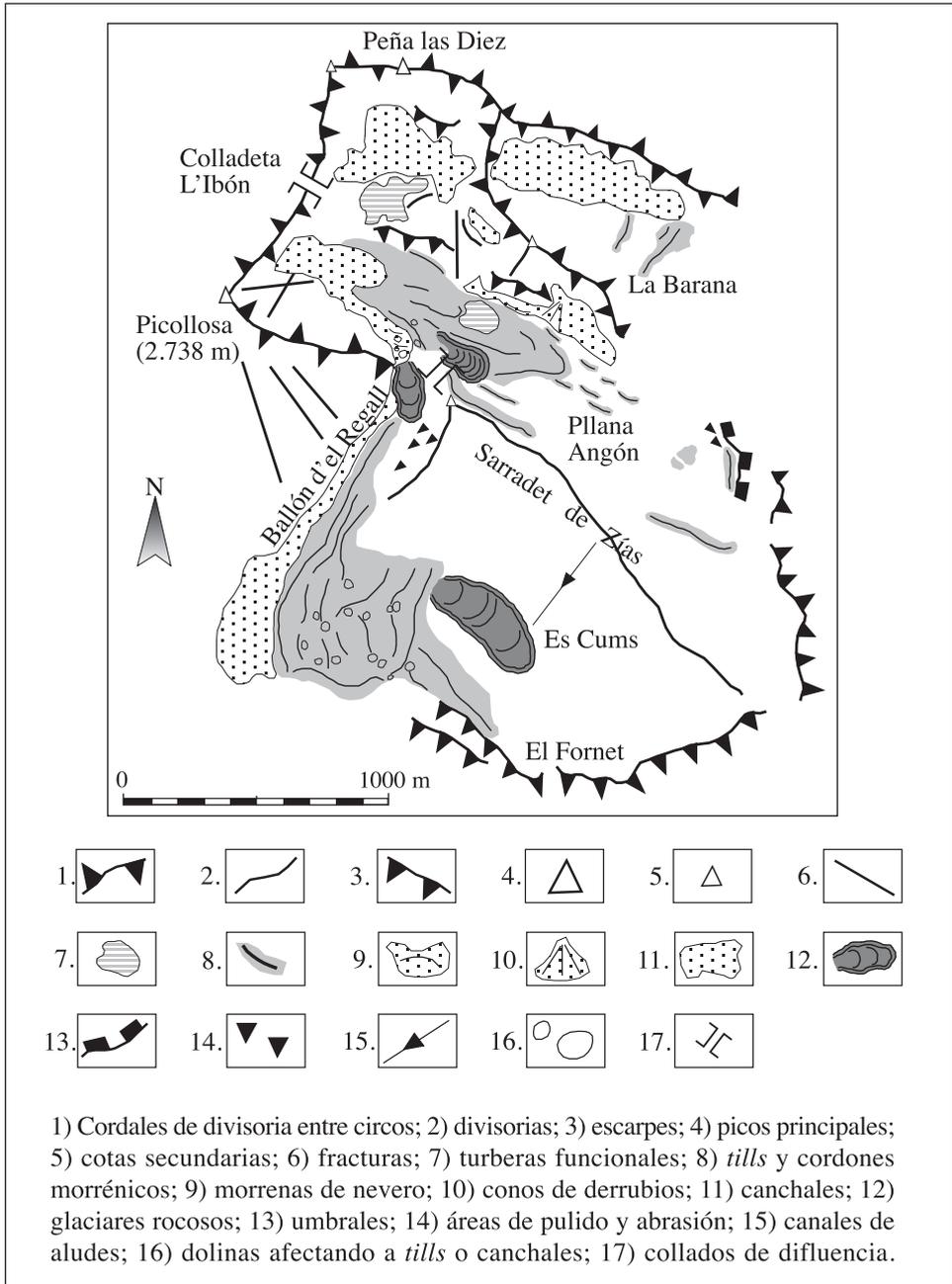


Fig. 4. Esquema geomorfológico del modelado glaciar y periglacial en la Pllana Angón y Es Cums-El Fornet (BELMONTE, 2001).

Respecto a las características sedimentarias de estos depósitos, en líneas generales puede decirse que incluyen cantos no muy grandes (tamaño decimétrico, pocas veces métrico) que se encuentran englobados en una matriz anaranjada.

Las cotas más bajas en las que se encuentran morrenas son 1.320 m en la vertiente N (San Cristóbal) y 1.460 m en la S (Cullubert).

— Depósitos de obturación: se han localizado pequeños depósitos ligados a la actividad glaciaria en la margen izquierda del barranco Bilsé (depósito de Las Bordas) y en la zona de Es Ordizez-Saraminas.

— Otros depósitos: existen turberas activas en el entorno de la Basa de la Mora y Angón, así como depósitos fluvioglaciares al S del Paso d'as Debotas —ligados al glaciar de la Zinca— y otros pequeños afloramientos en los taludes de la carretera de la Bal de Chistau (relacionados con el glaciar del Zinqueta).

Resulta difícil determinar las fases glaciares representadas en el macizo de Cotiella, si bien todas ellas parecen estar presentes, desde las fases anti-



Fig. 5. Glaciar rocoso bajo la cima de Cotiella.

guas pre-máximo glaciar hasta la Pequeña Edad del Hielo. Sí se han realizado ya dataciones absolutas de la morrena terminal del Zinqueta (arco de Salinas) dando para el máximo una edad de $53,2 \pm 6,6$ ka (SANCHO *et al.*, 2003). Un primer intento de asignar los depósitos existentes a cada una de las fases establecidas para el Pirineo se realiza en BELMONTE (2001).

Modelado periglacial

La actividad periglacial ha sido, y en determinadas cotas aún lo es, bastante intensa en la zona de estudio. Dentro de las formas que aparecen diseminadas por el macizo destacan los glaciares rocosos, morrenas de nevero y en especial los derrubios estratificados. Asimismo, alcanzan gran extensión los canchales, que llegan a borrar otras formas previas por superposición.

— Glaciares rocosos: las características litoestructurales del macizo de Cotiella no son las más idóneas para la génesis de estas geoformas, que se desarrollan preferentemente en rocas cristalinas muy fracturadas y en macizos occidentales o próximos al eje axial (CHUECA, 1991). Aún así existen buenos ejemplos dentro de la zona (Fig. 5). Algunos pequeños glaciares se han desarrollado ligados a complejos morrénicos como es el caso de la Pllana Angón o del glaciar rocoso de Es Cums. Los glaciares rocosos más espectaculares son los de Es Ordizez, Saraminas y La Fueba (Fig. 3), situados todos ellos en la vertiente N del cordal Peña las Diez-Peña d'el Mediodía. Todos ellos se orientan hacia el N o NE y alcanzan una longitud máxima de un kilómetro. Los fondos de los circos donde se asientan se sitúan a unos 2.000 m y en los tres casos están rodeados por paredes de hasta 600 m de altura, compuestas por roca caliza muy fracturada que favorece un generoso aporte de gelifractos.

— Morrenas de nevero: cabe distinguir dos grupos de morrenas de nevero o *protalus ramparts*. Uno son las morrenas de posible génesis durante la Pequeña Edad del Hielo. Se encuentran en los circos de La Fueba, Leners y valle de Labasar a alturas que rondan los 2.000 ó 2.200 m. Por otro lado, hay una serie de morrenas de nevero funcionales ubicadas en la parte alta del circo de Armeña, a unos 2.500 m y con orientaciones N y NE. Durante la campaña de campo del verano del 2001 se ha constatado la permanencia de la nieve enlazando el área fuente de fragmentos rocosos y el *protalus rampart*.

— Derrubios estratificados: este tipo de depósitos alcanza un desarrollo espectacular en el macizo de Cotiella. Los principales lugares donde aparecen son los valles de Los Neis y el barranco Yali, en la vertiente meridional de la zona de estudio y en cotas entre 1.000 y 2.000 m. Otros lugares donde también se encuentran dichos depósitos son el barranco de Sesuans y el entorno del Paso d'as Debotas, que han sido asignados al Tardiglaciario (GARCÍA RUIZ *et al.*, 2000).

— Otras formas periglaciares: se encuentran extendidos por todo el macizo enormes canchales. Forman mantos que llegan a coalescer con los de las vertientes opuestas borrando de los valles las morfologías en artesa o posibles substratos karstificados. Por otra parte, existen también fenómenos activos de avalanchas que aprovechan canales de origen inicialmente estructural. En muchas ocasiones es perfectamente visible la estructura completa desde la zona de acumulación nival hasta el cono de derrubios que la nieve arrastra. Uno de los mejores ejemplos se encuentra en las faldas occidentales de la Peña d'el Mediodía, frente al refugio de Labasar.

Modelado kárstico

El macizo de Cotiella destaca por la profusión de formas kársticas tanto externas como internas. Las características del macizo, tanto litológicas como estructurales, de precipitaciones y persistencia del manto nival, favorecen la disolución de las rocas que componen la zona.

1. Formas exokársticas

A lo largo y ancho de todo el macizo se encuentran distintos tipos de lapiaces. Concretamente, y en distintas localizaciones, se pueden observar lapiaces acanalados (*rillenkarren*), *rinnenkarren*, lapiaz estructural (*kluftkarren*), zanjones (*bogaz*), lapiaz redondeado (*rundkarren*) y lapiaz oqueroso (*holkarren*) (BELMONTE, 2001).

Los campos de dolinas son también abundantes, siendo la mayoría de ellas en embudo. Destacan los campos formados en la cara norte de la Peña las Onze, pero, sobre todo, los desarrollados en los circos de Armeña, Es Leners y Batiziellas.

Se trata de tres áreas holokársticas según la terminología de CVIJC (1960), en las que la densidad de formas kársticas impide un reflejo detallado en la cartografía. Carecen de una red de drenaje definida y presentan una densidad de lapices, dolinas y entradas a cavidades solo comparable a determinadas zonas pirenaicas como la Piedra de San Martín, en la confluencia de Uesca, Navarra y el Béarn.

Otras zonas con profusión de dolinas son la culminación de Peña Lierga y la Pllana Angón. En la propia cima de Cotiella (2.912 m) se desarrolla un pequeño campo de dolinas de claro control estructural.

Otro elemento importante dentro del modelado exokárstico son los cañones fluviokársticos. Corresponden a cauces que han atravesado potentes paquetes calizos o margocalcáreos del perímetro del macizo. Los ejemplos mejor desarrollados se localizan en el río Irués y la Aigüeta de Barbaruens, si bien existen un total de 11 cañones de este tipo (BELMONTE, 2001).

2. Formas endokársticas

Las simas y cuevas del macizo, pese a las características óptimas del entorno geológico, han sido poco estudiadas desde el punto de vista espeleológico. Se han localizado 207 cavidades, entre las que destaca la sima A-11 con 1.500 m de desarrollo y 460 m de profundidad máxima alcanzada (CUCHÍ y SANCHO, 1990).

Existe un claro control estructural en el desarrollo de las distintas cavidades, al igual que ocurre en otros macizos pirenaicos como la Piedra de San Martín (LÓPEZ MARTÍNEZ, 1987). En el caso del circo de Armeña, las cavidades se adaptan a la estratificación vertical y a fracturas de orientación N120E y N30E (CUCHÍ y SANCHO, 1990).

En cuanto a otras formas kársticas menores, se han citado travertinos con especial desarrollo en surgencias del barranco de Irués, clasificados como de tipo fluvial y, dentro de este, como surgencias colgadas (*perched springline*) (BELMONTE, 2001).

Los procesos kársticos en el macizo de Cotiella pueden considerarse como plenamente activos. Su posible origen debe cifrarse a partir del Plioceno superior, aunque es seguro que existieron fases kársticas anteriores,

como demuestra la existencia de cavidades desconectadas del karst actual (Cueva 5 de Agosto, Santa Isabel).

Otras morfologías

Entre todas las geoformas que afectan a las laderas del macizo destacan por su profusión las coladas de derrubios o *debris flows*. Encontramos tanto los canalizados como los no canalizados o alpinos. Los primeros son fácilmente observables en las canales que descienden de Peña Lierga hacia el cauce de la Zinca, así como en los torrentes afluentes al barranco Yali. El segundo tipo se encuentra en múltiples puntos de la zona de estudio. Son especialmente visibles en los canchales de la Basa de la Mora y valle de Labasar.

Es destacable el caso de una importante colada que se desarrolló en julio del 2001 merced a unas grandes precipitaciones tormentosas sucedidas a principios de mes (Fig. 6). En una noche se registraron en Sarabillo más de 200 mm de agua y granizo. Esto movilizó un gran volumen de rocas desde las faldas septentrionales de Peña Lierga originando una lengua de más de medio kilómetro de longitud y una anchura en su frente superior a 20 m, que se detuvo en unos prados de siega próximos al pueblo (BELMONTE, 2001). Este hecho demuestra la vitalidad de ciertos procesos geomorfológicos en la alta montaña pirenaica.

CONCLUSIONES

El macizo de Cotiella, enclavado en el interfluvio Zinca-Ésera, posee una rica variedad de geoformas. Destacan las estructurales, kársticas y glaciares, constatándose una intensa relación e influencia entre ellas. La acusada individualidad estructural del macizo ha supuesto un factor limitante a la extensión del glaciario y este, a su vez, se relaciona intensamente con el modelado kárstico dando lugar a un interesante abanico de formas mixtas que van desde los lagos glaciokársticos a la superposición de morfologías en umbrales y superficies pulidas.

Por otro lado, son destacables los rasgos periglaciares —esencialmente glaciares rocosos, morrenas de nevero y derrubios estratificados— y el



Fig. 6. *Debris flow* de Sarabillo.

modelado de ladera con un gran número de zonas afectadas por coladas de derrubios que incluso afectan al entorno de áreas pobladas.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo está basado en un trabajo realizado gracias a una Ayuda a la Investigación concedida por el Instituto de Estudios Altoaragoneses en la convocatoria del 2000.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELMONTE RIBAS, Á. (2001). *Análisis geomorfológico del macizo de Cotiella*. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca. 133 pp. + 1 mapa. Inédito.
- CHUECA, J. (1991). Análisis de la distribución espacial de los glaciares rocosos en el Pirineo central oscense. *Geographicalia*, 28: 85-99.
- CHUECA, J., y LAMPRE, F. (1994). *Los glaciares altoaragoneses*. Cuadernos Altoaragoneses de Trabajo, 21. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca. 32 pp.
- CUCHÍ, J. A., y SANCHO, C. (1990). *El karst en la provincia de Huesca*. Instituto de Estudios Altoaragoneses. Huesca. 189 pp.
- CVJIJC, J. (1960). *La géographie des terrains calcaires*. Monogr. Serbian Acad. Sci. Arts., 341.
- GARCÍA RUIZ, J. M.; MARTÍ, C.; VALERO, B.; GONZÁLEZ, P.; LORENTE, A.; BEGUERÍA, S., y EDWARDS, L. (2000). Derrubios de ladera en el Pirineo central español: significación cronológica y paleoclimática. En PEÑA, J. L.; SÁNCHEZ-FABRE, M., y LOZANO, M. V. (eds.). *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*: 63-79. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel.
- JULIÁN, A.; CHUECA, J., y PEÑA, J. L. (2000). El relieve del Alto Gállego (Pirineo aragonés). En CHUECA, J. y PEÑA, J. L. (eds.). *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1: 45-79. Depto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. Zaragoza.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994). *Relieves del Alto Pirineo Aragonés. Itinerarios geográficos*. CAI. Zaragoza. 151 pp.
- MARTÍNEZ PEÑA, B. (1991). *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis doctoral. 380 pp. + planos. Inédita.
- NUSSBAUM, F. (1949). Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragon. *Pirineos*, 13-14: 497-518.
- PEÑA MONNE, J. L. (1995). El Pirineo. En GUTIÉRREZ, M. (coord.). *Geomorfología de España*: 159-225. Rueda. Madrid.
- PEÑA, J. L.; CHUECA, J. y LAMPRE, F. (1997). Estado actual del conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente meridional del Pirineo central. En GÓMEZ ORTIZ, A., y PÉREZ ORTIZ, A. (eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*: 211-238. Universidade de Santiago de Compostela.
- SANCHO, C.; PEÑA, J. L.; LEWIS, C.; McDONALD, E., y RHODES, E. (2003). *Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the glacial maximum in the Pyrenees?* En RUIZ, M. B., et al. (eds.), *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region*: 169-173. Universidad de Alcalá / Ministerio de Ciencia y Tecnología / INQUA.
- SEGURET, M. (1972). *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publ. USTELA, Série Géol. Struct. Montpellier. 155 pp.