

Angel Juan Belmonte Ribas

Geomorfología del macizo de
Cotiella (Pirineo oscense):
Cartografía, evolución
paleoambiental y dinámica actual
de Anchel Belmonte Ribas

Director/es

Sancho Marcén, Carlos

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO DE COTIELLA
(PIRINEO OSCENSE): CARTOGRAFÍA,
EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL Y DINÁMICA
ACTUAL DE ANCHEL BELMONTE RIBAS

Autor

Angel Juan Belmonte Ribas

Director/es

Sancho Marcén, Carlos

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
Escuela de Doctorado

2014

Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual

Ánchel Belmonte Ribas

Tesis Doctoral



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza



Departamento de
Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

Geomorfología del macizo de Cotiella (Pirineo oscense): cartografía, evolución paleoambiental y dinámica actual

Memoria presentada por

Ánchel Belmonte Ribas

Para optar al grado de Doctor en Geología

Esta memoria ha sido realizada dentro del Programa de Doctorado de Ciencias de la
Tierra bajo la dirección del **Dr. Carlos Sancho Marcén**

Ánchel Belmonte Ribas

Huesca, abril de 2014

Dr. Carlos Sancho Marcén

Agradecimientos

De pequeño, cogiendo almendras en Robres, veía a lo lejos Cotiella. Algunos años vestida ya con las primeras nieves. Vista desde el sur no tiene rival, ni siquiera el Turbón. Es la mejor embajadora del paisaje pirenaico. Cubierta de una luz difícil de explicar, ejercía una llamada ineludible. De adolescente pasé unos días en el ibón de Plan para San Juan. Disfruté con uno de mis mejores amigos de una soledad que sospecho no posible hoy. Como estudiante de geología, en visitas posteriores, ya veía morrenas, circos, artesas... empezaba a mezclar vivencias y ciencia. Buscaba bibliografía pero poco o nada se decía. Cotiella parecía no existir. O no interesar. Llegó el momento de empezar a investigar y la decisión estaba clara.

En la realización de esta Tesis he tenido mucha suerte. He podido elegir tres cuestiones clave. He elegido la zona: Cotiella era un reto que parecía no haber seducido a ningún geomorfólogo antes, alta montaña pirenaica geomorfológicamente virgen. He elegido el tema: un estudio general, un poco "a la antigua", tratando casi todos los modelados presentes en el macizo, incidiendo más en glaciario y karst que son mis favoritos y los más conspicuos de esta montaña. Y he elegido a mi director: Carlos Sancho Marcén.

Carlos no es sólo un geólogo brillante, para el que ningún aspecto de la geomorfología es ajeno. Es también una grandísima persona. Amante de las cosas bien hechas, paciente, sencillo y generoso, me ha acompañado en este camino doctoral más largo de lo habitual debido a mis peculiares circunstancias. De él he aprendido mucho más que geología y a él quiero dedicar el primer agradecimiento de estas páginas.

Compatibilizar una tesis con otro trabajo a jornada completa tiene su aquel, vamos a decirlo así... Muchas personas me han ayudado desinteresadamente, otras tantas además han disculpado mis ausencias. Lo mejor que me llevo no es la geología aprendida, sino las demostraciones de amistad. Con esta Tesis nos doctoramos muchos.

José Luis Peña ha compartido conmigo generosamente mucho de lo que sabe. Siempre con un humor y buen ánimo envidiables. Muchos otros profesores de la Universidad de Zaragoza me han ayudado en diversas fases del trabajo. Pep Gisbert, Javier Chueca, Begoña Martínez Peña, Cinta Osácar, Luis Auqué, Concha Arenas, Tomás Alcalá, Arsenio Muñoz o Antonio Casas me han dedicado tiempo resolviendo dudas o dando apoyo con material para el trabajo de campo. David Badía y Clara Martí me abrieron las puertas de su laboratorio en la Escuela Politécnica Superior de Huesca para el cálculo de tasas de denudación kárstica.

Las dataciones del espeleotemas holocenos y de la cueva helada fueron parcialmente financiadas por el proyecto CGL2009-104555/BTE del Ministerio de Ciencia e Innovación y los Fondos Europeos de Desarrollo Regional (FEDER). Es una contribución del grupo PaleoQ (Universidad de Zaragoza y Gobierno de Aragón).

La gente del IPE merece un capítulo aparte empezando por Ana Moreno y Blas Valero, de generosidad inagotable. Todo lo relacionado con el sondeo de la Basa, y más cosas, no hubiese sido posible sin ellos: Ana Pérez, Miguel Bartolomé (un fenómeno), Carlos Martí, José Mari García Ruiz, Penélope González, Mario Morellón, Belén Oliva, Maite Rico... gracias a todos.

En estos años he subido ocho veces a la cima de Cotiella. La primera con Chema Samsó, el gran geólogo del Pirineo, con quien fue un honor compartir el arranque de esta aventura. Enrique Satué y Fernando Biarge me han demostrado su amistad y generosidad en numerosos momentos a lo largo de estos años. Maestros y ejemplos inspiradores hasta el extremo, muchas gracias.

Compañeros de algunos de mis institutos me ayudaron en los primeros años, aún en Málaga. Amigos del IES Profesor Isidoro Sánchez (Málaga), Bezmiliana (Rincón de la Victoria) y Santo Domingo (El Ejido) arrimaron el hombro cuando cimentaba este proyecto. Y también desde Málaga, con el corazón en el Pirineo, colaboró Eduardo Tornés Lacasta. Paqui, José María, Raquel, Susana, Carlos, Isidro, Isabel... gracias a vosotros Cotiella huele un poco a sal y a mar.

Aurel Perşoiu, Zoltan Kern y Marc Luetscher me ayudaron a entrar en el mundo de las cuevas heladas. Jerónimo López, Juanjo Durán y Eduardo Martínez de Pisón, de muy diversas formas, también han empujado esta nave. Miguel García Vera, de la CHE, me facilitó amablemente información muy útil sobre la hidrogeología del macizo. Ana Nieto me introdujo en el proceloso mar del ArcGis y me enseñó cómo de importante es fluir. Lucía Mur me cedió amablemente los datos meteorológicos de Sarabillo. El Instituto de Estudios Altoaragoneses me concedió dos Ayudas a la Investigación, aunque nada como su personal, especialmente sus bibliotecarias.

Mención especial merece Ángel Chéliz, con quien por los pelos no pasamos una Nochevieja hundidos en la nieve del ibón de Plan muestreando rocas. Tresa Tiñena siempre ha estado allí. Su dominio del Freehand me he sacado de más de un apuro. Gracias, rubia.

Y con Mikel Calle y Pablo Santolaria no sabría por dónde empezar. Desde la cima de Cotiella hasta la profundidad de las cuevas. Con sol, con nieve. Pelados de frío en Armeña, achicharrados en Irués. Siempre dispuestos a ayudar, siempre de buen humor. Inteligentes y buenos (la combinación perfecta). Cómo han cambiado las cosas desde aquel primer “réflex”... Os merecéis todo lo bueno que os pase. *Roger that...*

Me gusta decir que hay más Cotiella por dentro que por fuera. Bajo su superficie hay un universo al que nunca habría accedido sin mis amigos de la Asociación Científico Espeleológica Cotiella (ACEC). Cocó, Toni, Miquel, Oriol, Eric, Paul... mil gracias a todos. Y dejadme destacar a tres individuos: Ramón Queraltó, no tengo palabras. Pedazo de amigo, increíblemente generoso y compañero perfecto para navegar en el mundo subterráneo. Carles Pons, una de las mejores personas que jamás he conocido. El rey y señor del ArcGis, todo lo que de bueno tenga el mapa a ti te lo debo, entre muchas (muchísimas) otras cosas. Alberto Bosque, y familia, que cargasteis con interminables muestreos de lluvia y habéis sido un gran apoyo a lo largo de estos años. Gracias a todos vosotros sé que bajo tierra los horizontes pueden ser muy amplios.

Sonia, Mapi, Ana, Vicky. Mis compañeras del Geoparque de Sobrarbe han disfrutado y sufrido conmigo, con gran paciencia, de esta carrera de obstáculos. Ojalá sigamos mucho tiempo trabajando juntos por estas montañas increíbles.

Sito Carcavilla, uno de mis mejores amigos, ha sido esencial en este trabajo. No ha habido ninguna parte en la que no me haya ayudado, en campo (no podré olvidar cuando descubrimos el “cirio” del Irués...), en gabinete o dando ánimos. Como decía nuestro querido Muir, *the mountains are calling... and we must go*. Vamos a por ellas.

Y a mis amigos de Huesca, a los de toda la vida. Es incomprensible que aún me dirijáis la palabra. Tantas veces habéis oído lo de “no puedo, tengo tesis...”. Tenemos muchas montañas, lifaras, vermuses y días 9 por delante.

Angélica, mucho más que mi compañera. Contrapunto positivo para el rey del fatalismo mediterráneo. Buena con mayúsculas, paciente, alegre, inteligente. Imposible no quererte. Gracias por haber estado allí en lo más duro de esto.

Sé que me dejo a mucha gente, han sido muchos años y muchas personas que se han interesado y me han animado sabedores de las dificultades que acompañaban este viaje. Juanjo Carnicer, Asier, Miren, Manu, Javier San Román, Andrés Pocoví,... en fin, gracias a todos.

Y por último, pero realmente los primeros, gracias a mi familia. No he podido disfrutar mayor suerte en mi vida que caer entre vosotros. Tanta bondad, tanta entrega, tanto amor. Sois el mejor ejemplo que he podido tener. En todo. Lourdes y Juanjo, con esos dos ángeles adorables que me habéis regalado: Lucía y Eva, pura luz, qué ganas de llevaros a mis montañas y que también sean vuestras. Silvia y Miguel, inspiración y apoyo constante, mil gracias. Y mis padres, Ángel y Blanca, un ejemplo a seguir, en una vida no puedo devolveros todo lo que me habéis dado.

A mis padres,

Es imposible expresar cuánto os quiero y cuánto os debo.

“Así dice la Sabiduría de Dios: “El Señor me estableció al principio de sus tareas, al comienzo de sus obras antiquísimas. En un tiempo remoto fui formada, antes de comenzar la tierra. Antes de los abismos fui formada, antes de los manantiales de las aguas. Todavía no estaban aplomados los montes, antes de las montañas fui engendrada. No había hecho aún la tierra y la hierba, ni los primeros terrones del orbe.

Cuando colocaba los cielos, allí estaba yo; cuando trazaba la bóveda sobre la faz del Abismo; cuando sujetaba el cielo en la altura, y fijaba las fuentes abismales. Cuando ponía un límite al mar, y las aguas no traspasaban sus mandatos; cuando asentaba los cimientos de la tierra, yo estaba junto a él, como aprendiz, yo era su encanto cotidiano, todo el tiempo jugaba en su presencia: jugaba con la bola de la tierra, gozaba con los hijos de los hombres.”

Proverbios, 8, 22-31.

Índice

1. Introducción	11
1.1 Justificación de este trabajo.....	13
1.2. Objetivos	14
1.3 La diversidad geomorfológica en Cotiella	15
1.4 Plan de trabajo y metodología.....	16
1.5 Antecedentes	19
2. Situación geográfica	23
2.1 Localización y delimitación de la zona	25
2.2 Relieve e hidrografía.....	26
2.3 Caracterización climática	28
3. Situación geológica	33
3.1 Los Pirineos y la Unidad Surpirenaica Central	35
3.2 La terminación occidental del Manto de Cotiella	37
3.2.1 Situación general y límites	37
3.2.2 Estratigrafía	38
3.2.3 Geometría del manto	45
3.3 Aspectos evolutivos.....	50
3.3.1 La cuenca distensiva cretácica	50
4. Modelado estructural	55
4.1 Morfologías estructurales del macizo.....	57
4.1.1 Relieves relacionados con la litología.....	57
4.1.2 Relieves relacionados con accidentes tectónicos	59
4.1.3 Otras morfologías estructurales.....	60
4.2 Sobre la existencia de superficies de erosión en Cotiella.....	61
5. Modelado glaciar	65
5.1 Condicionantes al desarrollo de los procesos glaciares y a la conservación de sus formas en el macizo de Cotiella	67
5.2 Procesos y formas de la erosión glaciar	70
5.2.1 Procesos erosivos	70
5.2.2 Circos glaciares: análisis morfométrico	72
5.2.3 Morfologías debidas a la abrasión.....	104
5.2.4 Morfologías debidas a la abrasión y arranque.....	109
5.2.5 Morfologías debidas a la rotura por carga.....	111
5.2.6 Morfologías debidas a procesos mixtos	111
5.3 Procesos y formas ligadas a la sedimentación.....	112

5.3.1	Procesos y formas de sedimentación glaciar	113
5.3.2	Procesos y formas ligados a la actividad fluvioglaciar	116
5.3.3	Procesos y formas ligados a la actividad glaciolacustre.....	117
5.3.4	Distribución de morfologías y tills.....	118
5.3.5	Sobre la existencia de glaciares cubiertos en Cotiella.....	152
5.4	Definición de fases glaciares en el macizo de Cotiella	156
5.5	Reconstrucción paleoclimática a partir de paleoELAs.....	163
5.5.1	El método Brückner-Richter o AAR.....	164
5.5.2	El método Kurowski.....	165
5.5.3	Limitaciones.....	165
5.5.4	Metodología empleada	168
5.5.5	Resultados	168
5.5.6	Evolución climática en Cotiella a partir de las paleoELAs.....	178
5.6	El registro sedimentario de la Basa de la Mora.....	179
5.6.1	Interés de los registros lacustres en las reconstrucciones paleoclimáticas	179
5.6.2	La Basa de la Mora o Ibón de Plan: entorno geológico y dinámica actual.	180
5.6.3	Materiales y metodología.....	190
5.6.4	Descripción del sondeo	194
5.6.5	Implicaciones paleoambientales.....	200
5.7	Conclusiones sobre el modelado glaciar	201
6.	Modelado periglaciar	205
6.1	Ambientes y procesos periglaciares en Cotiella.....	207
6.2	Morfologías periglaciares.....	211
6.2.1	Derrubios estratificados de ladera	211
6.2.2	Glaciares rocosos.....	230
6.2.3	Otras morfologías periglaciares y nivales	253
6.3	Conclusiones sobre el modelado periglaciar	272
7.	Modelado kárstico	275
7.1	Fenómenos kársticos en el macizo de Cotiella.....	278
7.2	Factores condicionantes del karst en Cotiella	279
7.3	Exokarst.....	280
7.3.1	Macroformas: las grandes depresiones glaciokársticas	280
7.3.2	Meso y microformas.....	283
7.3.3	Otras morfologías exokársticas	297
7.3.4	Depósitos tobáceos asociados	302
7.3.5	Medida de la tasa de denudación kárstica actual.....	318

7.4 Endokarst.....	335
7.4.1 Descripción de los sistemas endokársticos.....	336
7.4.2 Relación entre cavidades y estructura geológica.....	339
7.4.3 Hidrología subterránea: definición de cuencas, zonas de absorción y surgencias ...	343
7.4.4 La Espluga Lasgüeriz	348
7.4.5 La cavidad Pot au Feu	383
7.4.6 Interpretación de los registros sedimentarios endokársticos	390
7.4.7 Cuevas heladas	394
7.4.8 Encajamiento y evolución de la red endokárstica	428
7.5 Conclusiones sobre el modelado kárstico	432
7.5.1 Relativas al exokarst.....	432
7.5.2 Relativas al endokarst.....	434
7.5.3 Relativas a las cuevas heladas.....	435
8. Otros modelados.....	437
8.1 Formas y dinámica fluvial.....	439
8.2 Formas y dinámica aluvial	442
8.3 Movimientos en masa.....	444
8.3.1 Coladas de derrubios.....	444
8.3.2 Desprendimientos.....	447
9. Patrimonio geológico.....	451
9.1 Marco teórico general, justificación y objetivos	453
9.2 Fichas	455
9.3 Resultados y discusión	455
9.3.1 LIGs: descripción general y cartografía	455
9.3.2 Valoración del tipo de interés.....	456
9.3.3 Fragilidad y amenazas externas.....	458
9.3.4 Prioridad de protección	458
9.3.5 Discusión y recomendaciones de gestión.....	460
9.4 Conclusiones	462
10. Evolución geomorfológica del macizo de Cotiella y reconstrucción paleoambiental..	465
10.1 La conformación del Macizo de Cotiella	467
10.2 Del Pleistoceno medio (780 ka) al último máximo glaciar en el Pirineo (65 ka).....	470
10.3 Del último máximo glaciar pirenaico (65-60 ka) al Holoceno (11,7 ka)	478
10.4 El Holoceno y la dinámica actual.....	481
11. Conclusiones	489
Bibliografía	495

Anexos	535
Anexo I.....	537
Anexo II	539
Anexo III	543
Anexo IV	551
Anexo V	555

1. Introducción

“Y las almas generosas, las almas sedientas de impresiones profundas y de alta meditación, ¿podrán dejar de aficionarse a la geología?”

Casiano de Prado, 1835

1.1 Justificación de este trabajo

Cotiella es una de las montañas más relevantes del Pirineo central español. Su elevada altitud (2.912 m), su posición desplazada hacia el sur desde el centro de la Cadena y su constitución calcárea le confieren una personalidad particular, siendo su morfología muy característica y visible desde numerosos lugares de la provincia de Huesca (Foto 1.1).



Foto 1.1. El macizo de Cotiella desde el sur, sobre Sierra Ferrera y A Fueba.

El macizo de Cotiella presenta un modelado complejo constituido por una alta diversidad de morfologías resultado de la actuación de diferentes procesos morfogenéticos, algunos de ellos activados durante tiempos pasados y otros funcionales en la actualidad. El análisis y la ordenación espacio-temporal de todas estas geoformas permiten profundizar en el conocimiento científico de la geomorfología regional de dicho macizo. Además, muchas de esas formas del relieve constituyen registros paleoambientales de elevado interés que nos informan de las oscilaciones climáticas acaecidas en esta parte del Pirineo durante el Cuaternario.

Cotiella fue un macizo muy atractivo para los primeros grandes exploradores del Pirineo de finales del siglo XIX. Lucas Mallada, Franz Schrader o Henry Rusell hablaron de él en sus libros e incluso algunos lo ascendieron. A mediados de siglo XX,

Fritz Nussbaum (1949) mostró un interés pionero por la geomorfología del macizo que no tuvo continuidad en geomorfólogos posteriores. Mientras en muchas zonas del Pirineo los trabajos de investigación geomorfológica se han desarrollado desde hace varias décadas, Cotiella parecía haber quedado al margen del afán de la comunidad científica. Se trata de una zona abrupta, cuyo conocimiento exige largas jornadas de trabajo de campo salvando desniveles considerables. A la vez, en esta montaña coinciden muy diversos tipos de modelados que a menudo interaccionan originando un paisaje complejo. La altitud del macizo hace que buena parte de él esté cubierto de nieve durante varios meses del año, dificultando un poco más el trabajo de campo. Quizás estas causas puedan explicar por qué, prácticamente, el estudio geomorfológico de Cotiella exigía partir de cero.

1.2. Objetivos

El objetivo general de esta Tesis es incorporar el macizo de Cotiella al conocimiento geomorfológico que se tiene del Pirineo. Dada la ausencia de trabajos previos, el estudio se ha planteado como un trabajo de tipo cartográfico y regional que abarca los principales modelados que afectan a esta montaña. De manera adicional, se han identificado los episodios más significativos dentro la evolución geomorfológica del Macizo. Por otro lado, desde el punto de vista temático se ha prestado atención especial a algunos aspectos característicos de Cotiella. En conjunto, se han definido los siguientes objetivos generales:

-Realización de una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000. Constituye un paso imprescindible para identificar los distintos tipos de modelado, ubicarlos espacialmente y calibrar su importancia en el conjunto del macizo.

-Descripción de las formas del relieve. Se trata de identificar cada morfología, describir sus características morfométricas y, en el caso de unidades morfosedimentarias, analizar sus rasgos estratigráficos.

-Establecimiento de relaciones genéticas y temporales entre las geoformas. La ordenación en el tiempo y cómo los distintos modelados se han ido alternando o simultaneando a lo largo del Cuaternario en Cotiella se ha realizado de manera absoluta, cuando el registro así lo permitía, o relativa en el resto de los casos.

-Aproximación a la evolución paleoambiental del Macizo. El estudio integrado de los datos cronológicos y la información paleoambiental, en términos de clima, hidrología y

cubiertas edáfica y vegetal, contenidos en algunos registros morfosedimentarios posibilita el confeccionar un relato coherente que explica los cambios paleoambientales experimentados por la montaña en la parte final del Cuaternario.

-Caracterización de la dinámica actual. Se trata de definir cuáles son los procesos funcionales en la actualidad y cuantificar en la medida de lo posible su actividad, así como delimitar su ámbito de actuación.

-Identificación de Lugares de Interés Geológico relacionados con la Geomorfología. Más de la mitad de la zona de estudio pertenece al Geoparque de Sobrarbe. Las características de algunos elementos geomorfológicos de Cotiella permiten clasificarlos como LIGs que puedan integrarse en el inventario del Geoparque o en otros de escala autonómica o nacional.

1.3 La diversidad geomorfológica en Cotiella

El concepto de geodiversidad alude a la diversidad de rasgos geológicos presentes en un lugar y a cómo éstos ilustran la evolución geológica del mismo (Carcavilla *et al.*, 2007). Este término engloba la totalidad de elementos geológicos y ha de expresarse siempre referido a una determinada zona (Nieto, 2001).

La presente Tesis Doctoral evidencia, de manera cualitativa, la elevada diversidad de elementos de carácter geomorfológico del macizo de Cotiella. Adicionalmente, y fuera de lo que el término geodiversidad engloba, es también reseñable el número de procesos activos que continúan modelando el conjunto del macizo. En la tabla 1.1 se resumen las principales morfologías erosivas, registros sedimentarios y procesos activos identificados en Cotiella.

Si bien todos los procesos y morfologías revisten algún grado de interés, destacan los modelados glaciar, periglacial y kárstico como los más influyentes sobre la marcada base estructural que muestra el relieve de Cotiella. En ellos se centra la atención de este trabajo.

Morfologías erosivas	Estructurales	Crestas, escarpes
	Glaciares	Circos, crestas, artesas, cubetas de sobreexcavación, umbrales, collados de difluencia, áreas pulidas
	Periglaciares	Nichos de nivación, canales de aludes
	Kársticas	Barrancos, cavidades, valles ciegos, dolinas, lapiaces, depresiones glaciokársticas
	Fluviales	Gargantas, incisiones lineales
Registros sedimentarios	Glaciares	Tills, glaciares negros, depósitos de obturación, turberas, bloques erráticos
	Periglaciares	Canchales, glaciares rocosos, lóbulos, coladas, morrenas de nevero, derrubios estratificados
	Kársticos	Espeleotemas (calcita y yeso), tobas, hielo subsuperficial
	Fluviales	Llanura aluvial, conos aluviales, terrazas
	Laderas	Desprendimientos, coladas de derrubios
Procesos funcionales	Periglaciares	Elevaciones y agrietamientos por congelación, procesos acumulativos, movimientos en masa, nivación
	Kársticos	Denudación superficial, espeleogénesis, formación de espeleotemas, hielo subsuperficial y tobas
	Fluviales	Incisión lineal, encajamiento, transporte y sedimentación
	Laderas	Caídas gravitacionales, flujos de derrubios

Tabla 1.1. Resumen de la diversidad geomorfológica en el macizo de Cotiella y los procesos activos.

1.4 Plan de trabajo y metodología

De acuerdo con los objetivos planteados, y considerando la diversidad geomorfológica que atesora Cotiella, es necesario recurrir a la utilización de diferentes técnicas y métodos. De manera complementaria, además de estas líneas generales enmarcadas en el plan de trabajo inicial, en cada capítulo o apartado, y en caso de que se considere necesario, se especifica el método de trabajo seguido y las técnicas utilizadas.

Cartografía geomorfológica

En una Tesis de carácter regional como ésta, la realización de un mapa geomorfológico detallado es una tarea básica. Este trabajo ha conestado de diferentes partes. La primera es la realización de una cartografía preliminar a partir de fotografías aéreas. Los vuelos utilizados han sido los del año 1.957 (escala 1:30.000) y 1.980 (escala 1:20.000). A continuación se realizó un intensivo trabajo de campo, reconociendo sobre el terreno las morfologías diferenciadas previamente y comprobando puntos complejos o de no evidente interpretación sobre la fotografía aérea. El trabajo de campo ha permitido ir mejorando progresivamente el documento cartográfico final. La metodología elegida ha sido la establecida por el IGME para el mapa geomorfológico nacional a escala 1:50.000 (Martín-Serrano *et al.*, 2004), con

algunas adaptaciones basadas en Peña *et al.* (1997a). Se han mantenido los colores asignados a cada tipo de morfogénesis y la mayor parte de las tramas. En ocasiones puntuales se han modificado algunos símbolos para facilitar la visualización de la información. Por último, la digitalización de la cartografía se ha realizado utilizando el sistema de información geográfica ArcGis.10.1, tratando de conseguir un equilibrio entre la gran precisión que ofrece y sus mejorables cualidades como programa de diseño gráfico. Los mapas y esquemas parciales que se localizan en el texto se han realizado con Freehand.11.

Caracterización morfométrica de las formas del relieve

Para una adecuada caracterización de las geoformas del macizo se ha recurrido a diferentes técnicas. Los circos glaciares han sido objeto de un estudio morfométrico seguido de un análisis multivariante a partir de todas las variables que tienen influencia en el desarrollo de los mismos. A partir de la cartografía detallada de las morrenas se ha reconstruido la extensión de los glaciares en diferentes fases frías, lo que ha permitido el cálculo de diferentes parámetros de interés glaciológico y paleoclimático. La descripción de distintos depósitos tillíticos ha hecho posible la reconstrucción de ambientes sedimentarios glaciares útiles para identificar rasgos particulares de la actividad glaciaria en Cotiella.

También se ha recurrido a un análisis morfométrico sencillo para clasificar los glaciares rocosos de Cotiella, así como algunas morfologías erosivas kársticas. Además, se han efectuado cálculos sobre tasas de dolinización en determinadas áreas del macizo y se ha trabajado en la relación entre desarrollo de cavidades y estructura geológica.

Relaciones temporales relativas y cronologías absolutas

Además de utilizar la posición geomorfológica y la ordenación morfoestratigráfica de las geoformas acumulativas de cara a una ordenación temporal de las mismas, se han usado técnicas de datación absolutas radiométricas de acuerdo con la naturaleza y edad de los registros estudiados.

La mayor parte de los elementos datados son registros sedimentarios kársticos. Estalagmitas de dos cavidades y tobas calcáreas de un edificio han sido datadas mediante series de desequilibrio de U/Th. Las edades de las muestras se obtuvieron en la Universidad de Minnesota (EE.UU.) y en la Universidad de Melbourne (Australia).

Muestras de carbón y restos vegetales contenidos en tobas, sedimentos lacustres y hielo se dataron aplicando el método del radiocarbono AMS. Las dataciones se han efectuado en laboratorio de ^{14}C del Departamento de Geografía de la Universidad de Zurich (Suiza) y en el Laboratorio de Pozdan (Polonia). En todo caso, los resultados se calibraron usando la curva INTCAL 09 (Reimer *et al.*, 2009).

Evolución paleoambiental del macizo

La información paleoambiental resultante de la propia existencia de diferentes tipos de registros sedimentarios, cronorreferenciada en ocasiones con dataciones absolutas, ha sido complementada con diferentes indicadores contenidos en dichos registros. Básicamente se ha recurrido a analizar las proporciones de isótopos estables de ^{18}O y D en agua de lluvia, nieve, goteo en cavidades, surgencias y hielo fósil. ^{18}O y ^{13}C se han analizado en calcita de espeleotemas y tobas. Por último, también se ha determinado el ^{34}S de espeleotemas yesíferos y piritita del sustrato geológico. Los análisis se han realizado en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, en el Centro de Espectrometría de masas de relación isotópica (IRMS) de la Universitat de Barcelona y en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad Autónoma de Madrid.

Caracterización de la dinámica actual

Algunos de los procesos morfogenéticos en el macizo de Cotiella han sido monitorizados de cara a controlar su grado de actividad actual. En lo relativo al karst, en dos cavidades del macizo se instalaron sensores de temperatura y humedad relativa que obtuvieron una medida continua de dichos parámetros durante varios años. Periódicamente se muestreó agua de cavidades, surgencias y precipitaciones para analizar su composición química e isotópica. Igualmente se muestreó calcita de espeleotemas activos y tobas en varios puntos del Macizo. La tasa de denudación superficial se calculó a través de un ensayo con tabletas in situ de tres años de duración.

La aproximación a la actividad periglacial se realizó mediante el registro de la temperatura del suelo en un glaciar rocoso durante casi un año.

Identificación de Lugares de Interés Geológico relacionados con la geomorfología

El trabajo relacionado con el patrimonio geológico ha seguido la metodología establecida por el IGME para el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) (García-Cortés y Carcavilla, 2013), con ciertas adaptaciones para un ámbito

geográficamente reducido y los objetivos particulares de esta Tesis. Las fichas que caracterizan a los LIGs inventariados son las propias del IELIG, así como el método de cuantificación de resultados. La valoración de los parámetros obtenidos en cuanto a prioridad de protección se ha hecho de acuerdo a Vegas *et al.* (2012).

1.5 Antecedentes

La zona de estudio coincide, en buena medida, con el manto de corrimiento de Cotiella. Dicho manto es una de las principales unidades geológicas del Pirineo meridional. Diversos estudios se han realizado desde los años 70 tratando su constitución litológica y su estructura, y han sido de suma utilidad para definir el armazón litoestructural sobre el que han actuado los procesos geológicos externos.

De entre todos ellos destacamos los de Garrido-Megías y Ríos (1972), las hojas MAGNA 179 (Ríos *et al.*, 1982) y 212 (Robador y Zamorano, 1999), Ríos (1983) y muy especialmente la Tesis Doctoral de Martínez Peña (1991) y los trabajos posteriores de Martínez Peña *et al.* (1992), Martínez-Peña y Casas-Sainz (2003) y López-Mir (2013). En conjunto, se trata de estudios que describen detalladamente las litologías del Macizo, su estructura, límites de las láminas cabalgantes que lo componen y su secuencia cronológica de emplazamientos.

En lo que a aspectos geomorfológicos se refiere, como ya se ha comentado con anterioridad no hay estudios detallados del macizo. Ante esta situación, una referencia muy útil son los diversos estudios realizados en otros valles del Pirineo central. Así, diversos investigadores han estudiado zonas cercanas como el Valle de la Noguera-Ribagorzana (Vilaplana, 1983), el Valle de Benasque o Bal de Benás (Martínez de Pisón, 1989; Lampre, 1998), el Turbón (Chueca, 1992), Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido y valle del Cinca (García Ruiz y Martí Bono, 2001; Sancho *et al.*, 2003; Peña *et al.*, 2003), el Valle de Tena (Serrano, 1998; Peña *et al.*, 2003) o los valles occidentales del Pirineo Oscense (López-Martínez, 1986; Martí Bono, 1996, García Ruiz *et al.*, 2011). Otros trabajos han cubierto un ámbito geográfico más amplio (Bordonau, 1992; García Ruiz y Martí Bono, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994). Estos estudios han tratado principalmente los modelados kárstico, glaciar y periglaciar. En ellos se han definido las distintas fases frías que han operado en el Pirineo durante los últimos 200 ka, disponiéndose además de datos cronológicos de los avances glaciares más recientes y significativos (Sancho *et al.*, 2003; Peña *et al.*, 2003). En

cuanto al periglaciario, muchos de los trabajos se han realizado sobre los glaciares rocosos, con especial atención a aquellos aún activos (Serrano y Agudo, 1998). Igualmente, la datación de algunos depósitos de derrubios estratificados aporta más información sobre la cronología de las fases frías recientes en el Pirineo (García Ruiz *et al.*, 2000a). El karst está en una situación de desventaja frente a las otras dos disciplinas, si bien existen trabajos muy detallados en zonas como la Piedra de San Martín (López-Martínez, 1986).

El resultado, en suma, compone la historia evolutiva del relieve durante el Pleistoceno medio-superior y el Holoceno, identificando y datando fases glaciares y cuantificando la magnitud de los distintos procesos que han ido dibujando el actual paisaje pirenaico.

Para el caso concreto de Cotiella, existen pequeños trabajos específicos y menciones escuetas en obras de carácter general. En cuanto al modelado glaciar, la posición de numerosas morrenas se ha expuesto en diversas obras (Nussbaum, 1949; Chueca y Lampre, 1994; García Ruiz y Martí Bono, 1994; Peña, 1995; Peña *et al.*, 1997b; Chueca *et al.*, 1998). Incluso Nussbaum (1949) definió un posible límite de las nieves perpetuas durante el último máximo glaciar. Una cuestión de interés ha sido la terminación del glaciar del Cinqueta, en lo que se refiere tanto a su geometría (Martí Bono y García Ruiz, 1993) como a su cronología (Sancho *et al.*, 2003; Lewis *et al.*, 2009).

La existencia de glaciares rocosos en el área de estudio ya se ha mencionado en trabajos que tratan sobre el modelado periglaciario pirenaico (Serrano *et al.*, 2000). Trabajos más específicos se han realizado sobre derrubios estratificados en el sector Debotas-San Marzial, incluso con dataciones absolutas de los mismos (García Ruiz *et al.*, 2000a).

En cuanto al karst, hay referencias en obras que abarcan el conjunto del Pirineo o su tramo oscense (López-Martínez y Freixes, 1989; Cuchí y Sancho, 1990). Existe información algo más detallada sobre su hidrogeología (Campo y Maroto, 2000). Respecto a la exploración de su densa red endokárstica, es obligado referirnos al volumen de recopilación bibliográfica editado por el Espeleo-Grup L Hospitalet (2007) al cuidado de Carles Pons, y a todos los trabajos aparecidos en la revista Cotiella desde su aparición en 2010.

De manera más específica, sobre el registro sedimentario de la Basa de la Mora y su secuencia polínica, se está preparando en la actualidad una tesis doctoral. Algunos resultados se pueden encontrar en Pérez-Sanz *et al.* (2013).

2. Situación geográfica

“Para apreciar en conjunto la arquitectura de la montaña hay que estudiarla y recorrerla en todos sentidos, subir a todos los peñascos, penetrar en todos los alfores. Es un infinito, como lo son todas las cosas para quien quiere conocerlas por completo.”

Elisée Reclus, *La montaña*

2.1 Localización y delimitación de la zona

El macizo de Cotiella se sitúa en el Pirineo central español, al norte de la provincia de Huesca (Figura 2.1).



Figura 2.1. Localización de la zona de estudio en la Península Ibérica.

Los límites por el norte son el collado de La Cruz, el Barranco de Coronas, Barranco la Simierre, la localidad de Plan y el río Cinqueta hasta su desembocadura en el Cinca en Salinas de Sin. Por el oeste el límite de la zona es el río Cinca hasta la localidad de Lafortunada. Por el sur el macizo queda definido por los ríos Irués y Garona Los Molinos, hasta Cullubert, y la Garona Cullubert. Finalmente, por el este el Ésera y la Aigüeta de Barbaruens terminan de rodear el macizo de Cotiella (Figura 2.2).

Administrativamente, el territorio objeto de este estudio forma parte de las comarcas de Sobrarbe y Ribagorza. Pertenece a los términos municipales de Plan y Tella-Sin (Bal de Xistau o Chistau), O Pueyo d' Araguás, A Fueba, Foradada del Toscar y Seira.

La totalidad del área de estudio ocupa 177 km².

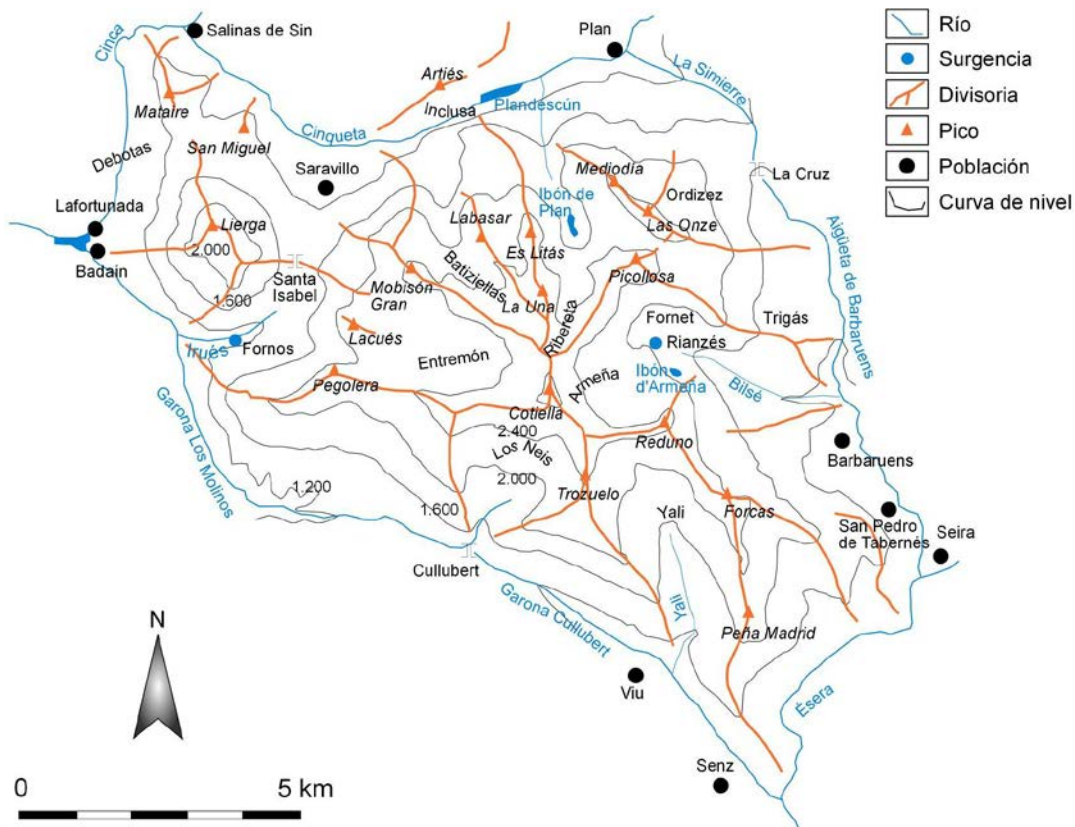


Figura 2.2. Mapa de la zona de estudio con los principales topónimos que se citan en el texto.

2.2 Relieve e hidrografía.

El macizo de Cotiella presenta un relieve muy abrupto, marcado por la existencia de grandes desniveles acentuados por frecuentes paredes verticales de grandes dimensiones que escalonan el conjunto montañoso. Barsch y Caine (1984) cifran en 1.000 m de desnivel por cada cinco km de distancia horizontal la definición de sistemas de alta montaña. En la zona de estudio estos valores se superan ampliamente (Tabla 2.1). Todos estos datos permiten hacerse una idea de lo abrupto de la zona y de la magnitud de los desniveles que componen este macizo pirenaico.

A grandes rasgos, podemos identificar el macizo de Cotiella con un edificio montañoso de planta aproximadamente circular de cuyo centro, ocupado por el pico de Cotiella, se descuellan varias crestas con cumbres de altura progresivamente menor (Figura 2.2).

De Cotiella hacia el norte la cresta se prolonga por Pedra Blanca (2.823 m), Coronas, Feixón Ziego y Picollosa (2.732 m), lo que se conoce como cresta de Armeña.

	Distancia (km)	Diferencia de cota (m)
Lafortunada-Peña Lierga	2,75	1.587
Plan-Peña d'el Mediodía	2,75	1.307
Barbaruens-Cotiella	6,35	1.700
Lafortunada-Cotiella	10,8	2.232

Tabla 2.1. Distancias horizontales y diferencias de cota entre distintos puntos del macizo de Cotiella.

Más hacia el este, se repite el mismo esquema con la Peña la Una (2.681 m) y Es Litás (2.612 m). Esta cresta enmarca el Ibón de Plan o Basa de la Mora junto al cordal Peña d'el Mediodía-Peña las Onze (2.650 m) (Figura 2.2).

La siguiente cresta -siempre en sentido antihorario- es la compuesta por la Pala El Puerto y los picos Mobisón (llamado Moixón en Tella) Chicot y Gran (2.603 m). Esta cresta y la de Los Neis (2.765 m), Era d'as Bruxas y Pegolera (2.416 m) delimitan el gran replano de Entremón/Es Leners. Por el sur, Cotiella se prolonga por Cotielleta (2.711 m), Yali y Trozuelo Alto (2.407 m), mientras que de Yali aún se desprende una última cresta hacia Reduno (2.531 m), que junto a la primera cresta citada define el Circo de Armeña.

Por último, descolgada de esta imagen radial del macizo, queda la Peña Lierga (2.267 m), que domina la confluencia del Cinqueta y Cinca al noreste de la zona de estudio (Figura 2.2).

La red hídrica se adapta a estas circunstancias orográficas y adopta una disposición entre anular y radial. Los altos circos que rodean las principales crestas suelen permanecer secos o con cursos de agua estacionales debido a la infiltración. Rodeando al macizo existen varios sistemas de surgencias que drenan las aguas de Cotiella. Algunas de estas fuentes son las de Rianzés (vertiente Aigüeta de Barbaruens) y, especialmente, la de Fornos (vertiente Irués) (Figura 2.2). La relación de estas surgencias con el drenaje kárstico de Cotiella se analiza con más profundidad en el capítulo dedicado al karst.

Las aguas que parten del macizo vierten íntegramente a la cuenca del Cinca, si bien sólo una pequeña parte lo hacen directamente a este río. Para comprender mejor la red de drenaje del macizo se han separado sus cursos hídricos en cuencas menores que llevan el nombre de los principales colectores que rodean a Cotiella (Figura 2.3).

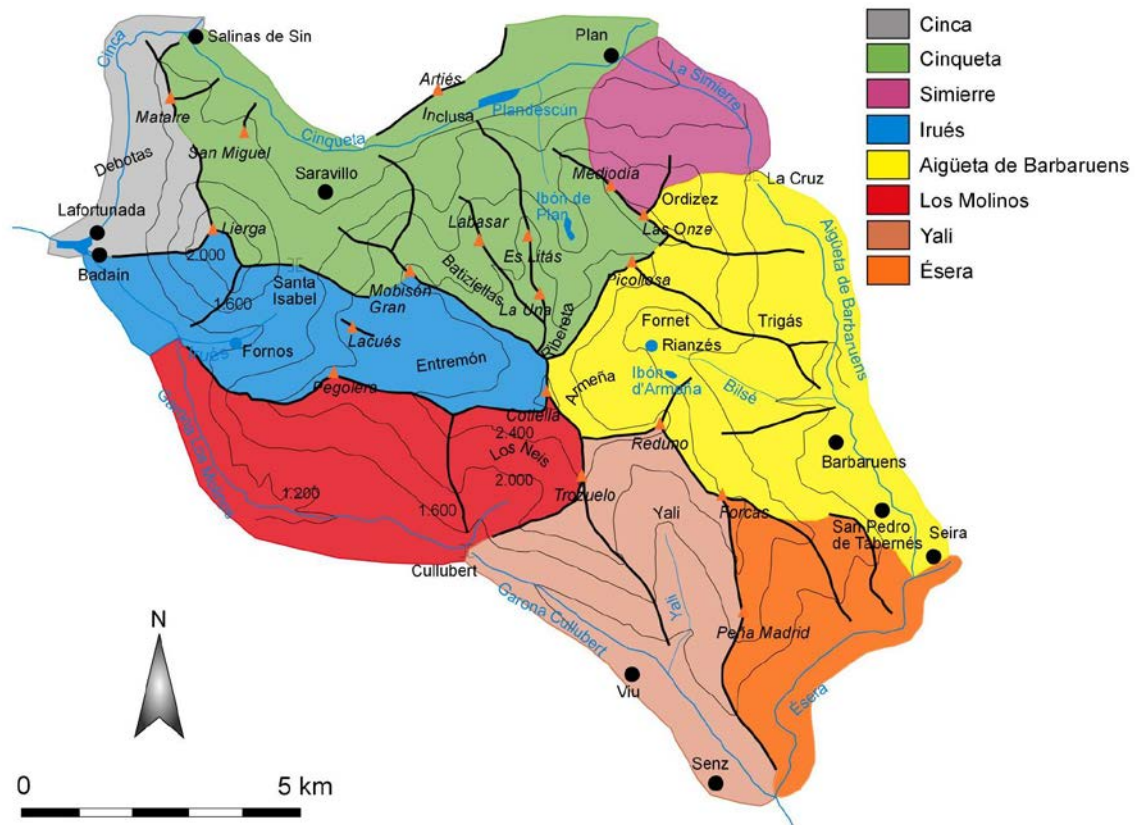


Figura 2.3. Cuencas hidrográficas superficiales del macizo de Cotiella.

No obstante la naturaleza calcárea de Cotiella, existen en su macizo tres lagos de origen glacio-kárstico como son el Ibon de Plan (o Basa de la Mora), l'Ibonet (temporal y de reducidas dimensiones) y el Ibon o Basa d'Armeña.

2.3 Caracterización climática

Es difícil caracterizar climáticamente el macizo de Cotiella debido a la heterogeneidad que suponen las grandes diferencias altitudinales, así como las diversas orientaciones de los valles que surgen del propio macizo. Generalizando, puede decirse que en Cotiella el clima es continental peri-mediterráneo (Izard *et al.*, 1984), encontrándose en contacto con áreas de transición hacia las influencias oceánicas.

Las localidades que rodean el macizo o bien carecen de estaciones meteorológicas o bien ofrecen registros discontinuos. A partir de las series más completas existentes se han representado los diagramas de la figura 2.4.

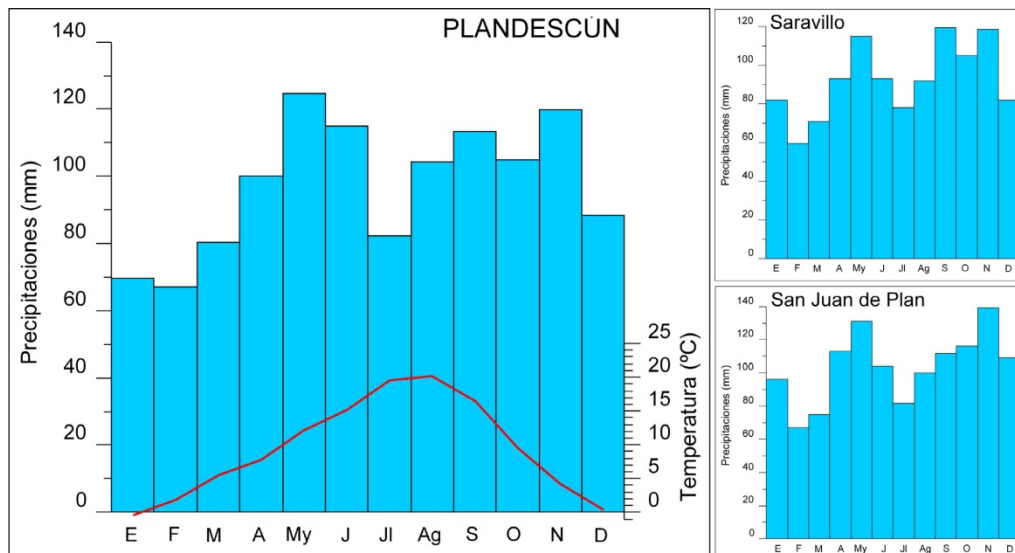


Figura 2.4. Diagrama ombrotérmico de Gausson para Planescún (1.100 m; serie 1.951-1.993) y diagramas de precipitaciones de Saravillo (950 m; serie 1.961-2.004) y San Juan de Plan (1.121 m; serie 1.962-2.004).

De la observación de estas gráficas se pueden extraer algunas lecturas. La distribución de las precipitaciones durante el año, consecuentemente con la lejanía de las influencias oceánicas, se adapta más a las características mediterráneas de tipo equinoccial (García Ruiz *et al.*, 1985). Se aprecia que para las precipitaciones existe un máximo principal en otoño, generalmente en noviembre y un máximo secundario en primavera. La diferencia entre ambos máximos es muy pequeña de manera que en algunas estaciones se invierten. También existen dos mínimos, el principal en febrero y el secundario en julio. Las precipitaciones de verano son mayores que las de invierno. La razón es la abundancia de tormentas convectivas que se dan en esta zona y, en general, en todo el Pirineo central. Un ejemplo de este hecho son las tormentas sucedidas a comienzos del mes de julio de 2.001. En ellas se registraron valores de 280 mm en Lafortunada y más de 200 mm en Saravillo. Esta tormenta tuvo notables consecuencias en los sistemas morfogenéticos de la vertiente del macizo que drena a las subcuencas Cinqueta e Irués, activando flujos de derrubios, desprendimientos rocosos y el desbordamiento del Cinqueta. Sin embargo, el carácter local de este tipo de precipitaciones queda manifiesto al comprobar que, en ese mismo episodio tormentoso, la precipitación en Biu de Foradada (cuenca de Yali, Figura 2.3) fue de tan solo 40 mm.

Las temperaturas alcanzan su máximo en agosto y el mínimo en enero, con una amplitud térmica de 20,6°C. La representación de las temperaturas junto a las

precipitaciones indica que no existen periodos de aridez en la zona de estudio (Figura 2.4).

El comportamiento térmico de Cotiella es similar al del conjunto del Pirineo. La cordillera es una unidad térmicamente fría que se enmarca en la isoterma de 9,5°C (García Ruiz *et al.*, 1985). Según estos mismos autores, puede deducirse que hacia los 1.200 m son frecuentes temperaturas mínimas de hasta -10°C y unos 130 días de heladas al año. En la cota 1.600 hiela 145 días y se alcanzan mínimas de -13°C. Por encima de los 2.000 m, la temperatura media puede situarse en torno a los 5°C (Puigdefábregas, 1969).

En la zona en que se encuentra el macizo de Cotiella se registra una mayor amplitud térmica y un acentuado grado de continentalidad respecto al Pirineo occidental.

Un dato de especial interés es el de la altura a la que se sitúa la isoterma de 0°C, dado que va a condicionar las precipitaciones en forma de nieve. Su situación está por encima de los 1.600 m en los meses invernales en la cuenca de la Cinca y sobre los 1.700 m en la del Ésera (García Ruiz *et al.*, 1985).

En cualquier caso, y dado que una parte considerable de la zona de estudio se enmarca en la alta montaña, las precipitaciones de nieve pueden ocurrir con cierta facilidad entre octubre y mayo, sin que se descarten incluso en los meses estivales en alturas elevadas. Nuevamente el verano de 2.001 sirve de ejemplo al constatarse dos nevadas los días 15 y 19 de julio por la coincidencia del paso de un frente húmedo de procedencia atlántica y vientos fríos del norte de Europa. La cota de nieve se situó en los 2.500 m y se retiró en menos de 24 h.

Buena parte de esta Tesis estudia procesos que tienen lugar en el ámbito de la media y alta montaña. Si en las zonas habitadas no existen datos climatológicos continuos, a mayores altitudes la ausencia es absoluta. De ese modo, resulta conveniente realizar proyecciones de los datos conocidos, de cara a obtener el gradiente altitudinal de temperatura y precipitaciones, para tratar de caracterizar el clima en cualquier parte del macizo.

A partir de la temperatura media anual de Salinas (10,4°C; 760 m), Plandescún (9,4°C; 1.100 m) y la Espluga Lasgüeriz (5°C; 1.660 m) se ha calculado el gradiente altitudinal de temperatura del macizo de Cotiella (Figura 2.5).

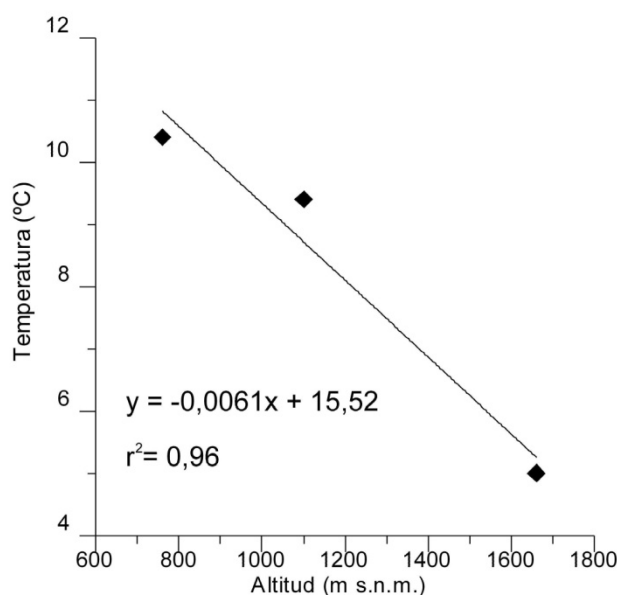


Figura 2.5. Cálculo del gradiente altitudinal de temperatura del macizo de Cotiella.

El gradiente obtenido es de $-0,61^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, muy similar al de otras montañas del mismo ámbito geográfico. Lampre (1998) ha obtenido valores de $-0,49^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ para el cercano valle de Ballibierna, mientras que García Ruiz *et al.* (1986) calculan entre $-0,5$ y $-0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Asumiendo el valor obtenido, la temperatura media anual en la zona de cumbres (2.600-2.900 m) se sitúa entre $0,25$ y $-1,58^{\circ}\text{C}$, con las implicaciones que esto tiene para la actividad de algunos procesos morfogénicos.

Para las precipitaciones, Del Valle (1997) ha calculado el gradiente en el valle del Cinqueta en $30,1\text{ mm}/100\text{ m}$. De este modo, partiendo de las precipitaciones medias del fondo de dicho valle, las precipitaciones medias anuales en la zona de cumbres serían de entre 1.621 y 1.711 mm.

La ya comentada lejanía de las influencias oceánicas hace que, durante el invierno, al macizo de Cotiella no lleguen las rachas de temperaturas benignas que causan deshielos prematuros en plena estación fría en montañas de las cuencas de los ríos Aragón y Gállego. Esto se compensa en parte con la menor innivación que sufre Cotiella debido a su alejamiento del eje central de la cadena. Puede decirse que la fusión generalizada del manto nivoso en Cotiella comienza en abril e, incluso en años de veranos frescos, para julio sólo restan ya pequeños neveros emplazados en lugares de orientación muy favorable. La desaparición de la nieve se produce con una marcada asimetría, quedándose la cara sur del macizo prematuramente desprovista de nieve, frente a una mayor permanencia en los grandes circos bien orientados al noreste o norte.

3. Situación geológica

“Todo esto hallé debajo de la tierra:
geometría enterrada.”

Pablo Neruda, *Las piedras del cielo*

El macizo de Cotiella forma parte del manto homónimo, una de las unidades alóctonas que constituyen la Unidad Surpirenaica Central (Séguret, 1972). En este capítulo se definirán los principales rasgos que caracterizan el macizo desde un punto de vista litoestructural. Esto incluye la descripción de los materiales y estructuras que lo componen y su relación con los de su entorno más inmediato. El objetivo es dibujar un marco preciso que explique, en lo posible, la estrecha relación existente entre diversos elementos del relieve y las características geológicas de Cotiella, fruto de una compleja evolución geológica desde las primitivas cuencas de sedimentación mesozoicas hasta el levantamiento del edificio montañoso resultado de la orogenia pirenaica.

3.1 Los Pirineos y la Unidad Surpirenaica Central

El Orógeno Pirenaico presenta una orientación ONO-ESE y una longitud en su parte ístmica de 425 km que unen la Península Ibérica con la Europa continental (Figura 3.1A), si bien las estructuras pirenaicas abarcan desde la Provenza francesa por el este a la dorsal mesoatlántica por el oeste, sumando unos 1.500 km de longitud total y alrededor de 200 en su zona más ancha.

La Cordillera está flanqueada por las cuencas de antepaís del Ebro al sur y de Aquitania al norte, presentando ambas un relleno sedimentario fruto del desmantelamiento erosivo de los Pirineos y otras cordilleras menores.

La génesis de los Pirineos tiene lugar en el Ciclo Alpino, cuando sobre el antiguo orógeno varisco arrasado, y por la dinámica distensiva que comenzó en el Pérmico superior-Triásico inferior (Puigdefábregas y Souquet, 1986) se formaron cuencas extensivas que, de forma irregular y discontinua, acumularon sedimentos.

Esta situación se mantuvo hasta que sobrevino una inversión tectónica por la colisión entre Iberia y Europa, proceso que tuvo lugar desde el Santoniense superior hasta el Mioceno (Garrido y Ríos, 1972). La deformación compresiva comenzó por el E y fue migrando hacia el sector occidental de la actual cordillera (Puigdefábregas y Souquet, 1986).

El resultado es una cordillera geológicamente asimétrica, con un desplazamiento de materiales mucho mayor hacia el S, a través de un gran número de láminas cabalgantes de vergencia meridional con eventuales cabalgamientos de vergencia N interpretados como retrocabalgamientos. A grandes rasgos, el Pirineo puede dividirse en dos zonas (Norpirenaica y Surpirenaica) separadas por la Falla Norpirenaica (Figura 3.1 A).

La Zona Norpirenaica es una estrecha franja estructurada en una serie de láminas de cobertera que también involucran basamento y que vergen mayoritariamente al norte (Figura 3.1 B) (Millán, 2006).

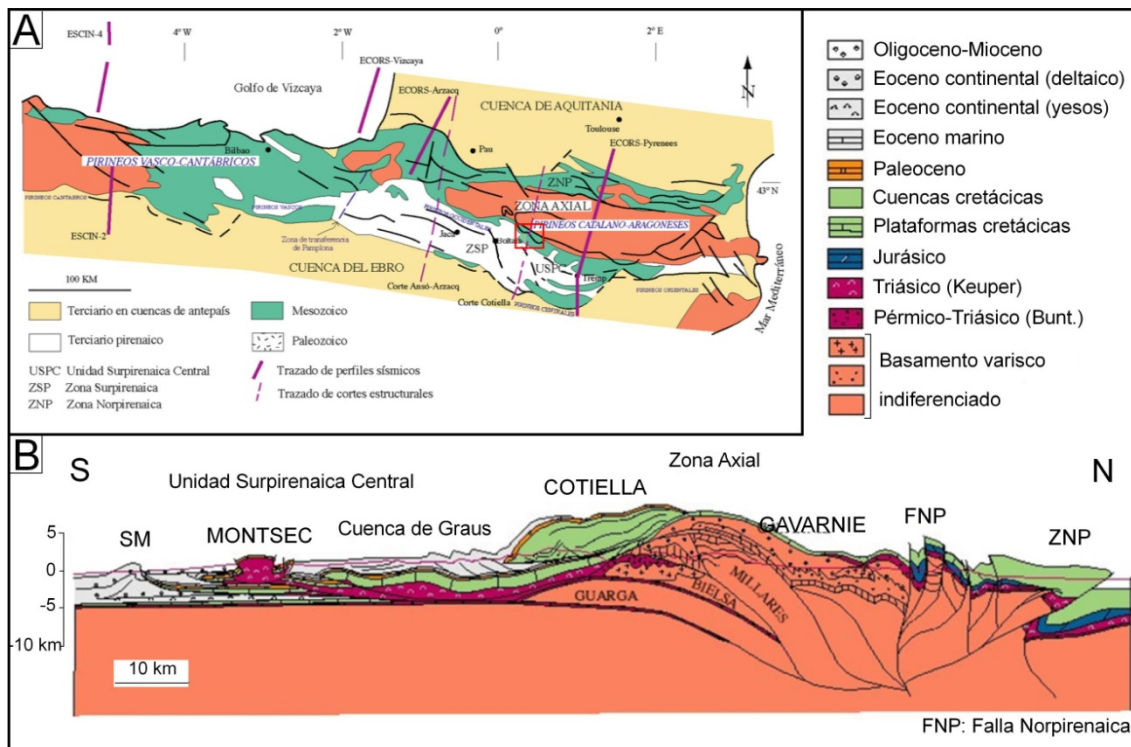


Figura 3.1. A: Esquema geológico de los Pirineos, se ha recuadrado la zona de estudio (Oliva-Urcia y Pueyo, 2007). B: Corte norte-sur a través de la Unidad Surpirenaica Central (modificado de Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

La Zona Surpirenaica, donde se encuadra el área de estudio, está constituida por una serie de grandes mantos de cabalgamiento vergentes al sur (Figura 3.1B). Dentro de ellos podemos distinguir aquellos que involucran materiales del zócalo paleozoico, como los de Gavarnie, Nogueras, Orri, Bielsa y Millares (Muñoz, 1992; Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003) y aquellos que están formados únicamente por materiales mesocenoicos, como las Sierras Exteriores y la Unidad Surpirenaica Central (USPC) (Séguret, 1972).

A su vez, la USPC es un conjunto complejo en el que cabe distinguir unidades menores como las de Montsec y Bóixols, los mantos de Cotiella y Pedraforca y las láminas de las Sierras Marginales (Séguret, 1972; Vergés y Muñoz, 1990; Muñoz, 1992) (Figura 3.2). Entre el frente meridional de los mantos de Cotiella y Bóixols y la lámina del Montsec se extiende la Cuenca de Graus-Tremp.

3.2 La terminación occidental del Manto de Cotiella

3.2.1 Situación general y límites

La zona de estudio abarca buena parte del Manto de Cotiella, que se ubica en el noroeste de la USPC. Se trata de una unidad estructural compleja que ejerce de prolongación natural de la lámina de Bóixols, ubicada más al este (Figura 3.2).

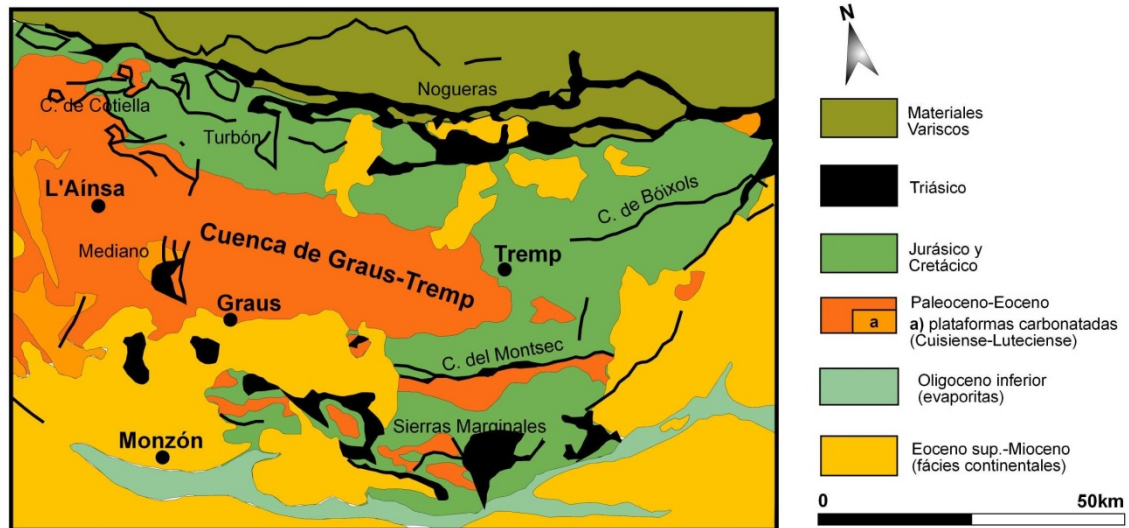


Figura 3.2. Esquema geológico de la Unidad Surpirenaica Central (modificado de Barnolas y Pujalte, 2004).

Por el norte, el manto de Cotiella limita con la Zona Axial pirenaica, compuesta por rocas paleozoicas que poseen un recubrimiento discontinuo de molasas permotriásicas aflorantes, por ejemplo, en el entorno de Plan, Chistén y Señes, dentro de la Bal de Chistau.

Los materiales paleozoicos, deformados intensamente durante la orogenia varisca, son principalmente rocas sedimentarias y metamórficas del Ordovícico al Devónico. Más al norte, en la cabecera de la Cinqueta de la Pez, aflora también el batolito de Millares, compuesto por granodioritas carboníferas (Ríos *et al.*, 1982; Debon *et al.*, 1996) así como pizarras y cuarcitas cámbricas y cambro-ordovícicas, que constituyen las rocas más antiguas de las inmediaciones de la zona de estudio.

La estructura varisca que se observa en todos estos materiales presenta pliegues vergentes al sur con esquistosidad de plano axial en las unidades superiores (Devónico-

Carbonífero) y pliegues recumbentes en las rocas cámbricas y ordovícicas (García-Sansegundo, 1992; Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003; Hilario, 2004).

Por el sur el manto se extiende hasta la Cuenca de Graus-Tremp (Figura 3.2), que posee una geometría de sinclinal suave de eje E-W (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003). Esta cuenca está rellena de depósitos paleocenos y eocenos contemporáneos con el principal momento de compresión (Luteciense-Bartoniense). Al este de la cuenca los materiales son de origen deltáico, pasando progresivamente a sedimentos de plataforma y sistemas turbidíticos al oeste (Mutti *et al.*, 1988). El límite sur de la Cuenca de Graus-Tremp es la Unidad de Montsec (Figura 3.2).

3.2.2 Estratigrafía

En la zona de estudio afloran materiales pertenecientes al bloque superior del Manto de Cotiella y al bloque inferior, por lo que ambos serán tratados en este apartado. Diversos trabajos han estudiado, con notable grado de detalle, la estratigrafía del Manto de Cotiella y de su bloque inferior. Si observamos los estudios realizados a partir de los años 70 observaremos diferencias, en ocasiones considerables, al describir las distintas unidades e incluso al adscribirlas a una cronología determinada (Figura 3.3).

Los objetivos de esta Tesis, centrada en la geomorfología del macizo, hacen innecesarias ciertas disquisiciones estratigráficas y permiten generalizar los conjuntos sedimentarios observables en la zona de estudio. Por tanto, se ha realizado una síntesis agrupando las unidades según criterios litológicos y cronológicos y considerando también su impronta en el relieve.

Se describen a continuación las unidades sedimentarias que afloran en el área estudiada, agrupándolas en función de su pertenencia al bloque superior o al inferior del manto. El conjunto de las litologías de la zona estudio se han representado en el mapa geológico de la Figura 3.4.

		Ríos et al. (1982)	Robador y Zamorano (1999)	Garrido y Ríos (1972)	Mtnez. Peña (1991)	Mtnez. Peña y Casas (2003)	
EOCENO	Cuisiense	-Margas calcáreas y margas	-Lutitas con turbiditas -Calizas y margas (Fm. Morillo)				
	Ilerdiense	-Calizas -Areniscas y margas	-Lutitas con bancos de areniscas	-Calizas (Fm. Morillo)	-Calizas	-Calizas con alveolinas	
PALEOCENO	Dano-Montiense	-Dolomías -Fc. Gárum	-Dolomías y calizas blancas	-Fc. Gárum	-Fc. Gárum	-Calizas	
CRETÁCICO SUPERIOR	Maastrichtiense	-Arenisca de Arén	-Arenisca de Marboré		-Arenisca de Marboré	-Areniscas fluviales	
	Campaniense	-Margas	-Margas grises	-Arenisca de Arén	-Margas de Barbaruens	-Areniscas	
		-Alternancia de margas y calizas arenosas	-Margas de Seira			-Turbiditas de Vallcarga	
	Santoniense	-Calizas con silex -Calizas arenosas ferruginosas (Maciños) (Aguas Salenz)	-Turbiditas de Vallcarga -Brecha de Campo	-Brecha de Campo	-Brecha de Campo	-Brecha de Campo	-Calizas
	Coniaciense	-Calizas a veces con dolomías	-Calizas arenosas de pátina roja	-Calizas arenosas guijosas y ferruginosas (Maciños) -Calizas de Aguas Salenz	-Calizas arenosas (Maciños) y Calizas con silex (Baciero)	-Calizas arenosas (Maciños)	
Turonense	-Calizas con Prealveolinas	-Calizas oscuras glauconíticas y margocalizas	-Calizas con Prealveolinas	-Calizas	-Calizas		
Cenomaniense		-Calizas micríticas grises con Prealveolinas					
TRIÁSICO		-Margas yesíferas	-Arcillas varioladas y yesos	-Margas versicolores y evaporitas	-Arcillas y yesos	-Arcillas y yesos	
PÉRMICO			-Areniscas y conglomerados				
CARBONIFERO			-Liditas				

Figura 3.3. Correspondencia entre las formaciones que componen el macizo de Cotiella según distintos autores.

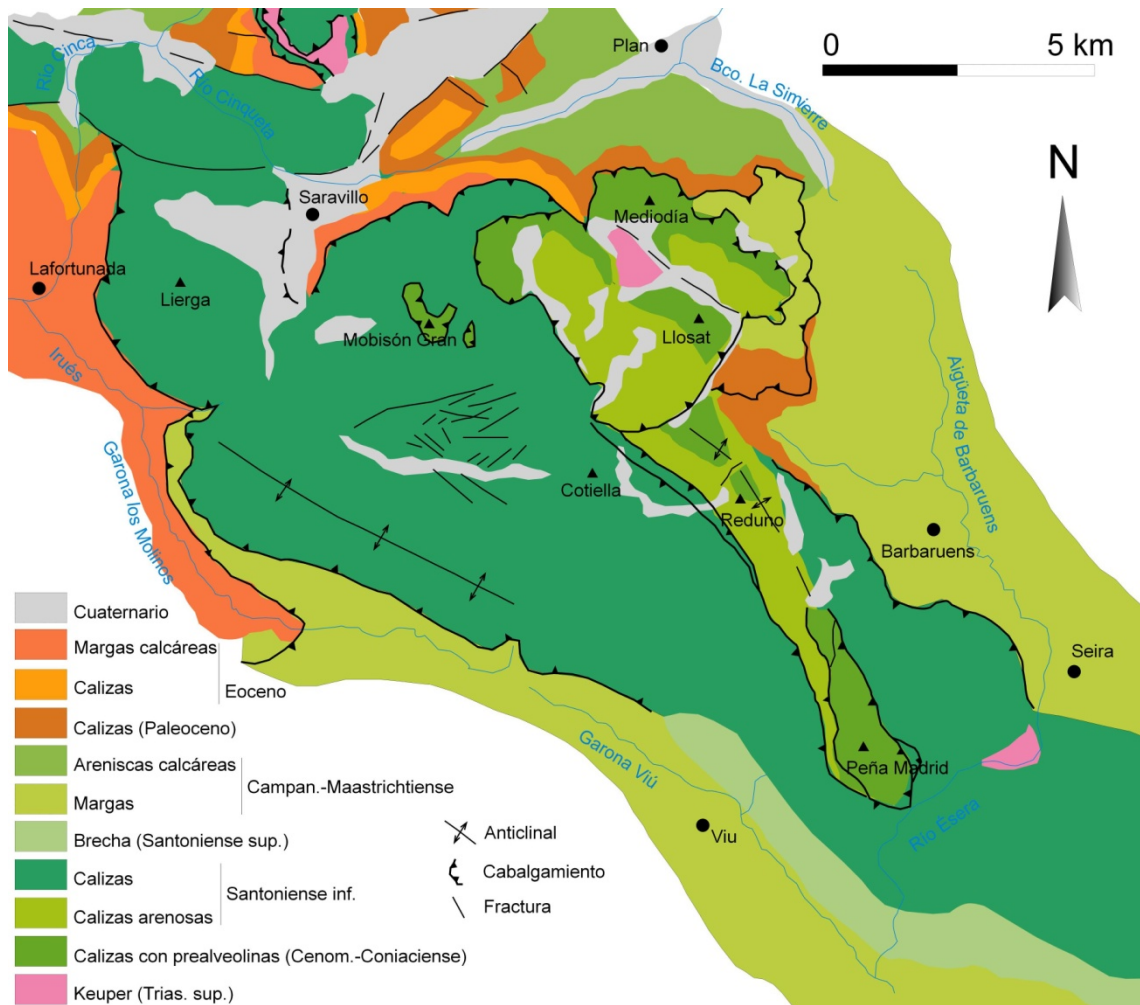


Figura 3.4. Mapa geológico simplificado del Macizo de Cotiella (modificado de Martínez Peña, 1991).

3.2.2.1 Materiales del bloque superior

Triásico superior

- Arcillas yesíferas:

Se trata de arcillas amarillas y rojas, yesíferas, características de las facies Keuper (Ríos *et al.*, 1982). Señalan en ocasiones la base del manto ya que constituyen su nivel de despegue y afloran de forma discontinua principalmente en el entorno del Ibón de Plan y Colladeta Ibón. Otro afloramiento importante se sitúa en la orilla derecha del Ésera, al sur de la localidad de Seira, donde el encajamiento del río permite ver un buen corte de estos materiales. Igualmente en el entorno del cordal que une los picos de Forcas y Peña Madrid, en la zona de San Marzial y en la cara norte de la Peña d'el Mediodía, se ubican modestos afloramientos del Keuper.

En las laderas que enlazan la Peña de las Onze con el Ibón de Plan se observan pequeños afloramientos de carniolas, posiblemente originarias del Muschelkalk. También se aprecian diversos afloramientos de ofitas, siempre de reducidas dimensiones, pero en ocasiones –como en el borde suroccidental del Ibón de Plan, con cierta expresión en el relieve local debido a su dureza. Otros afloramientos reseñables son los próximos a Salinas de Sin o los que separan las calizas cretácicas de calizas y margas terciarias de la base del manto bajo los escarpes occidentales de Peña Lierga.

Su disposición caótica impide aventurar la potencia de estos materiales, que corresponden al Ciclo 2 de Puigdefábregas y Souquet (1986).

Cretácico superior

Sin duda, tanto en extensión superficial como en potencia se trata del conjunto de materiales más importantes del macizo estudiado. Fueron identificados y descritos inicialmente ya por Mallada (1878, 1904). Existe una laguna estratigráfica que comprende todo el Jurásico y el Cretácico inferior, por lo que las rocas cretácicas más antiguas de la zona de estudio pertenecen al Cenomaniense.

Cenomaniense-Turoniense

- Calizas con Prealveolinas:

Aparecen pequeños retazos de calizas con prealveolinas ubicados al norte de la Peña las Onze, en las paredes de Llosat que dan a la Colladeta Ibón y en el núcleo del anticlinal del circo de Armeña, el mayor de sus afloramientos. Se trata de una micrita dispuesta en gruesos estratos de aspecto masivo. Contiene prealveolinas, phitonellas, globotruncanas y espículas entre otros fósiles. Alcanzan una potencia de 70m (Ríos *et al.*, 1982).

Estratigráficamente por encima de ellas se ubica otro conjunto carbonatado que junto con el anterior poseen una expresión unitaria en el relieve. Consiste en un conjunto de calizas muy compactas, de color blanquecino en superficie y gris en corte fresco. En lámina delgada se observan crinoides, briozoos, prealveolinas y fragmentos de bivalvos. Contiene un 3% de terrígenos, probablemente granos de cuarzo y algo de dolomita. Hay microesparita de recristalización. Los contactos entre fragmentos son largos, lo que indica una cementación tardía.

Su edad es Cenomaniense superior-Turoniense y se clasifican como biomicrorrudita recristalizada (según la clasificación de Folk) y packstone (según Dunham). Corresponden a sedimentos de un mar extenso y somero.

Los afloramientos más conspicuos se hallan en los picos del Mediodía, Labasar y Llosat, así como en el fondo del circo de Armeña. También aparecen en el entorno del Ibón de Plan. La potencia de esta formación en nuestra zona alcanza los 400 m (Ríos *et al.*, 1982).

Coniaciense-Santoniense inferior

- Fm Maciños de Cotiella:

Son calizas arenosas y ferruginosas de un característico color rojizo en superficie y gris en corte fresco. Corresponden a un momento en el que se reactiva la subsidencia en la cuenca y se aportan terrígenos desde sus márgenes. Contienen numerosos fósiles, principalmente equinodermos, foraminíferos y bivalvos. En lámina delgada se observan algunos cristales de dolomita y turmalina. Poseen una cantidad variable de cuarzo, con niveles ocasionales auténticamente de arenisca de grano grueso. La proporción de cuarzo permite a López-Mir (2013) diferenciar dos unidades litoestratigráficas dentro de esta formación, la unidad Angón (a muro, con menos cuarzo) y la unidad Maciños (a techo, con más cuarzo).

Forma los cresteríos de la Peña las Onze y la divisoria entre el Ibón de Plan y el valle de Labasar así como las crestas entre la Ribereta y Armeña, desde donde se extienden hacia el valle de Yali. La potencia que alcanzan se cifra en 650 m medida en Armeña (Ríos *et al.*, 1982). Se clasifica como cuarzoarenita.

- Fm Baziero:

También llamada Aguas Salenz es, sin lugar a dudas, la formación más extensa y potente dentro de la zona de estudio. Está formada por calizas micríticas, compactas, grises oscuras en corte fresco y gris más claro en superficie, a techo se observan numerosos nódulos de sílex, algunos de ellos corresponden a esponjas fósiles silicificadas. Dichas esponjas son uno de los fósiles más abundantes de esta formación. En lámina delgada pueden verse fauna de foraminíferos y algún bivalvo. Contiene igualmente esparita de recristalización y algún terrígeno.

En análisis de laboratorio se ha comprobado que estas calizas contienen boro (concentración de boro > 400 ppm) y pirita (Garrido y Ríos, 1972), lo que indica un medio de sedimentación confinado y reductor.

López-Mir (2013) distingue seis unidades litoestratigráficas dentro de esta formación ubicadas en diferentes sub-cuencas dentro del macizo (Aguasalenz s.s., Gallinés, margas de Anserola, Armeña, Seira y Mediodía).

Su distribución es muy amplia, constituyendo la cima del pico de Cotiella, la totalidad de los circos de Entremón y Los Neis, parte sur del de Armeña, y todo el macizo de Peña Lierga-Mataire, amén de otros afloramientos más pequeños próximos al collado de Coronas y zona de Sarramions. La elevada potencia que alcanzan (superior a 5.000 m) se explica por la migración del depocentro de la cuenca al área del Ésera. Supone la culminación de la distensión en esta región (Martínez Peña, 1991). La clasificamos como biomicritas de foraminíferos recristalizadas (Folk) o packstone (Dunham).

Todos los materiales carbonatados cretácicos que se han descrito, resultan de un gran episodio transgresivo que permite distinguir el Ciclo 6 de Puigdefábregas y Souquet (1986).

Santoniense superior

- Fm Campo:

Es una brecha sedimentaria con cantos angulosos y subredondeados de rocas paleozoicas y mesozoicas, principalmente calizos, aunque también se observan fragmentos de molasas permotriásicas alojados en una matriz calcárea. Afloran en el sector suroriental de la zona de estudio, en las Garonas Biu y Yali. Su potencia es de 800 m (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

Campaniense-Maastrichtiense

- Margas con intercalaciones calcáreas (Margas de Barbaruens):

Al este del Collado de Coronas, en la parte septentrional de la zona de estudio, se extienden una serie de estratos de calizas con potencias de hasta 20 m que alternan con otros principalmente margosos, carácter que se acentúa hacia el sureste haciéndose preponderante. Sobre este conjunto, que alcanza los 500 m de espesor, se ubican otros 280 de margas (Ríos *et al.*, 1982) con pasadas centimétricas de caliza arcillosa-arenosa.

En el sector meridional, y de esta misma edad, aflora un material igualmente deleznable de naturaleza turbidítica (Fm Turbiditas de Vallcarga). Se extienden a ambos lados del collado de Cullubert, principalmente hacia la Garona de Cullubert en dirección al Ésera.

Paleoceno

- Calizas:

En el sector de Es Cums, cerca del refugio de Armeña, afloran dentro del manto calizas blancas terciarias, que poseen alguna intercalación de carácter detrítico y margoso.

Según señalan Ríos *et al.* (1982), se trata del equivalente del Gárum de la cuenca de Graus-Tremp, notándose en nuestra zona influencias lagunales. En el entorno de Barbaruens la potencia total es de unos 300 m.

3.2.2.2 Materiales del bloque inferior

Cretácico superior

Campaniense-Maastrichtiense

- Fm Areniscas de Marboré :

Los materiales más antiguos del bloque inferior son las areniscas calcáreas y calizas arenosas de la Fm Marboré. Se trata de un conjunto predominantemente calcáreo (biosparita arenosa y biomicrita arenosa) con pasadas detríticas de arenisca, con elementos de cuarzo, y estratificación oblicua. A techo aparecen intercalaciones métricas de margas calcáreas, en relación con el cambio lateral a facies más margosas hacia el este (Ríos *et al.*, 1982). La fauna que contiene esta formación es muy variada, con Orbitoides, Siderolites, Miliólidos, Equinodermos, etc.

Encontramos estos materiales desde el Barranco la Simierre hasta la Inclusa y en el Congosto de las Debotas. La potencia total es superior a 200 m.

Paleoceno

- Calizas:

Sobre los materiales descritos anteriormente se apoyan estas calizas de pátina blanca. En ocasiones se intercalan niveles dolomíticos y otros de carácter más detrítico. El contenido fósil está caracterizado principalmente por *Microcodium*, *Globigerina*,

Globorotalia y Assilina entre otros (Ríos *et al.*, 1982). Afloran en una banda que abarca desde las inmediaciones del Collado de la Cruz hasta la Inclusa y en el Congosto o Paso de las Debotas.

Eoceno

Ilerdiense

- Calizas:

Una ruptura sedimentaria que marca la transgresión ilerdiense ejerce de límite entre el Paleoceno y Eoceno. Son calizas (intrabiomicrita) grises arenosas a muro y de carácter más netamente calcáreo por encima (Ríos *et al.*, 1982). Contiene alveolinas, nummulites y equinodermos. Se encuentran entre el Barranco de l'Ibón y la Inclusa y en el Congosto de las Debotas, siendo su potencia de unos 75 m.

Ilerdiense-Cuisiense

- Margas calcáreas:

Las rocas más modernas de la zona de estudio son este potente conjunto de margas calcáreas. A muro afloran en bancos métricos y a techo aparecen materiales netamente margosos alternando con los anteriores. Se pueden encontrar en la margen izquierda del Cinca aguas debajo de las Debotas, en la falda norte de Peña Lierga próximas a Sarabillo y constituyendo un amplio sector del valle del Irués y la Garona Os Molinos. La potencia alcanza los 750 m al sur de Lafortunada (Ríos *et al.*, 1982).

3.2.3 Geometría del manto

3.2.3.1 Descripción general

El manto de Cotiella, en cuanto a extensión, límites y características internas fue definido por Séguret (1972), como parte integrante de la USPC. Su terminación, así como diversas precisiones acerca de su estructura se exponen en otros trabajos (Soler y Garrido, 1970; Garrido y Ríos, 1972; Ríos *et al.*, 1979; Mirouse *et al.*, 1980; Choukrone *et al.*, 1980; Ríos *et al.*, 1982, 1983). Estudios posteriores afinan la estructura geológica del manto y el macizo (Barnolas *et al.*, 1990,1991) y, en trabajos más detallados, de las unidades menores que lo componen internamente (Martínez Peña, 1991; Martínez Peña *et al.*, 1992; Millán *et al.*, 1995; Martínez Peña y Casas Sainz, 2003; López-Mir, 2013).

El plano de cabalgamiento principal del manto de Cotiella tiene una disposición subhorizontal (Séguret, 1972) especialmente visible en su sector occidental, cerca del Cinca. Siguiendo la base del manto hacia el este se observa cómo en su parte septentrional buza al sur y en la meridional buza al norte. La pendiente general indica cierto basculamiento hacia el suroeste.

El plano principal se bifurca al sur y al norte del macizo de Cotiella dando lugar a un mosaico de láminas cabalgantes agrupables en dos grandes conjuntos (Millán *et al.*, 1995; Martínez Peña, 1991). Por un lado las unidades septentrionales (Cullubert, Armeña-Entremón, Peña Madrid, Sierra de Chía) que involucran rocas mesozoicas, y por otro las unidades meridionales (Peña Montañesa, Puyalfá y Peña Solana) que afectan a rocas mesozoicas y terciarias (Figura 3.5).

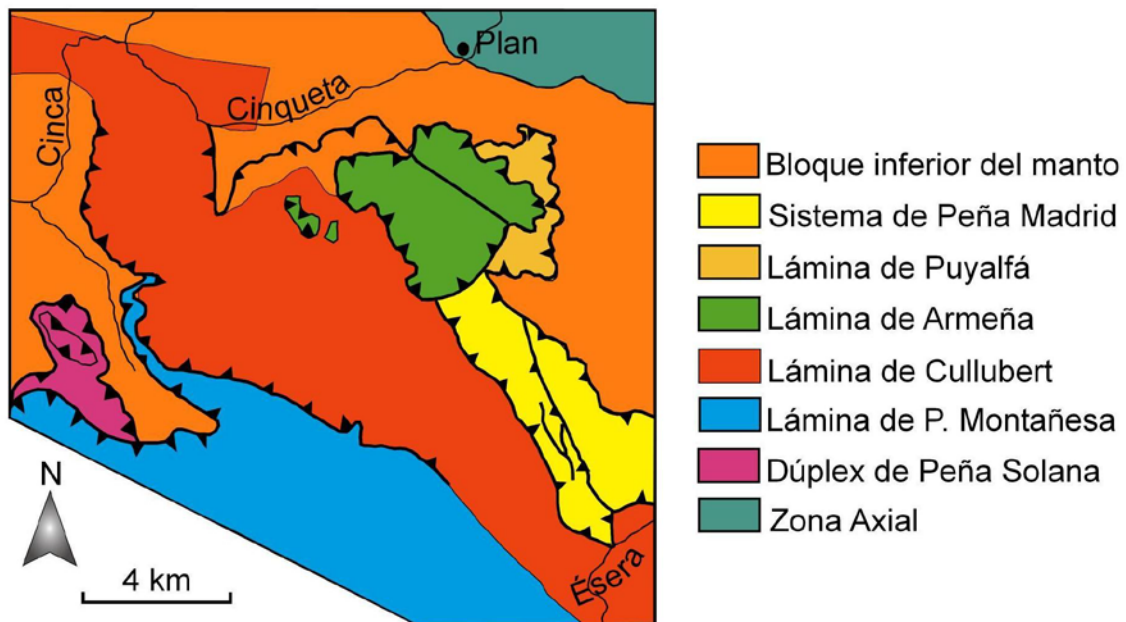


Figura 3.5. Láminas cabalgantes del macizo de Cotiella (modificado de Martínez Peña, 1991).

Hacia el oeste el manto continuaba pero ha sido completamente erosionado a excepción de pequeños restos aislados a modo de klippe, como es el caso del Castiello Mayor, ubicado entre las localidades de Puértolas y Escuaín, no muy lejos del macizo de Cotiella.

El frente del manto, fuera ya de la zona de estudio, termina con numerosos cabalgamientos menores que afectan al Eoceno inferior de la cuenca de L'Aínsa (Teixell, 1990).

3.2.3.2 Unidades septentrionales

Lámina de Cullubert

Es la lámina de mayor extensión dentro del manto (Figura 3.5). Las litologías involucradas son margas y yesos del Keuper, calizas del Cenomaniense-Turonense y calizas del Santoniense inferior de la Fm Baziero.

El plano de cabalgamiento muestra al norte una disposición subhorizontal, hundido por dos fallas subverticales de dirección este-oeste (Martínez Peña, 1991) en el pequeño macizo de Pegueras y que enmarcan al río Cinqueta. El extremo occidental buza 45° y constituye un rellano de bloque superior con rampa lateral erosionada (Peña Lierra). La propia Peña muestra una deformación de sinclinal con el flanco meridional tendido y el septentrional muy vertical.

El conspicuo sector de Es Leners-Entremón es una macroestructura de doble flexión sinclinal-anticlinal (Martínez Peña, 1991). El primer pliegue, muy laxo, corresponde a un rellano de bloque superior que hacia el sur da paso a un anticlinal de bloque superior en rampa frontal (anticlinal del Baquerizal, Ríos *et al.*, 1982) (Figura 3.6). Al sureste, los estratos de la Fm Baziero buzan fuertemente llegando a estar invertidos. La superficie de cabalgamiento acaba bajo las brechas de la Fm Campo y Cullubert y forma una única lámina junto a la de Peña Montañesa (Martínez Peña y Casas Sainz, 2003).

Lámina de Armeña-Entremón

La secuencia sedimentaria es similar a la de la lámina de Cullubert, con la única diferencia de que las calizas de la Fm Baziero pasan lateralmente a las calizas arenosas de la Fm Maciños de Cotiella (Martínez Peña *et al.*, 1992).

La geometría de esta lámina es de rampa de bloque superior. El plano de cabalgamiento es horizontal al norte y, al seguirlo en dirección sur, se observa cómo progresivamente pasa a buzar hacia el norte (Figura 3.7).

En el bloque inferior se encuentra la lámina de Puyalfar -con geometría de rellano de bloque inferior-, la lámina de Cullubert -rampa de bloque inferior- y el sistema de Peña Madrid (Martínez Peña y Casas Sainz, 2003).

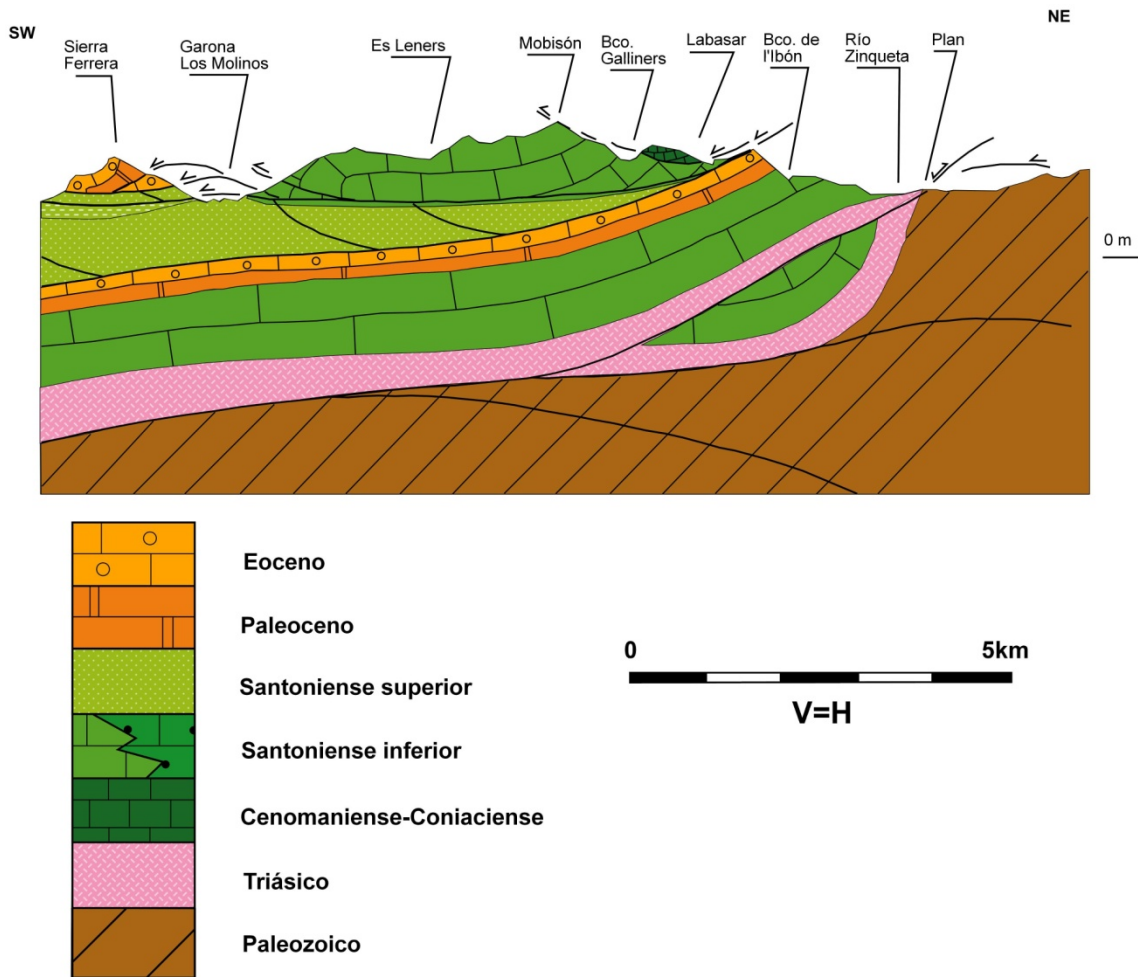


Figura 3.6. Corte geológico de la lámina de Cullubert mostrando el rellano de bloque superior que origina el circo de Es Leners-Entremón y el anticlinal de bloque superior del Baquerizal (modificado de Martínez Peña, 1991).

Sistema de Peña Madrid

Afecta a margas y yesos triásicos y a calizas del Cenomaniense al Santoniense inferior. Se trata de una unidad tectónicamente muy compleja que engloba a las escamas de Reduno, Peña Madrid y la Montañeta de Seira (Martínez Peña, 1991). Son varias láminas superpuestas con anticlinales de bloque superior, basculados posteriormente hacia el sur y actualmente mostrando una geometría sinforme.

Hacia el noroeste, estos planos de cabalgamiento desaparecen y pasan lateralmente a capas paralelas despegadas (Martínez Peña y Casas Sainz, 2003).

A esta unidad pertenece el fondo del circo de Armeña, cuya estructura es de un anticlinal tumbado con el flanco sur invertido.

3.2.3.3 Unidades meridionales

Lámina de Peña Montañesa

Está formada por los materiales de la Fm Vallcarga y las Areniscas de Arén (Cretácico superior), calizas paleocenas y calizas con alveolinas del Ilerdiense inferior.

Todos estos materiales se estructuran en una doble flexión sinclinal-anticlinal. Los pliegues se pierden contra la falla de Foradada del Toscar (Millán *et al.*, 1995), en las inmediaciones del borde sur de la zona de estudio.

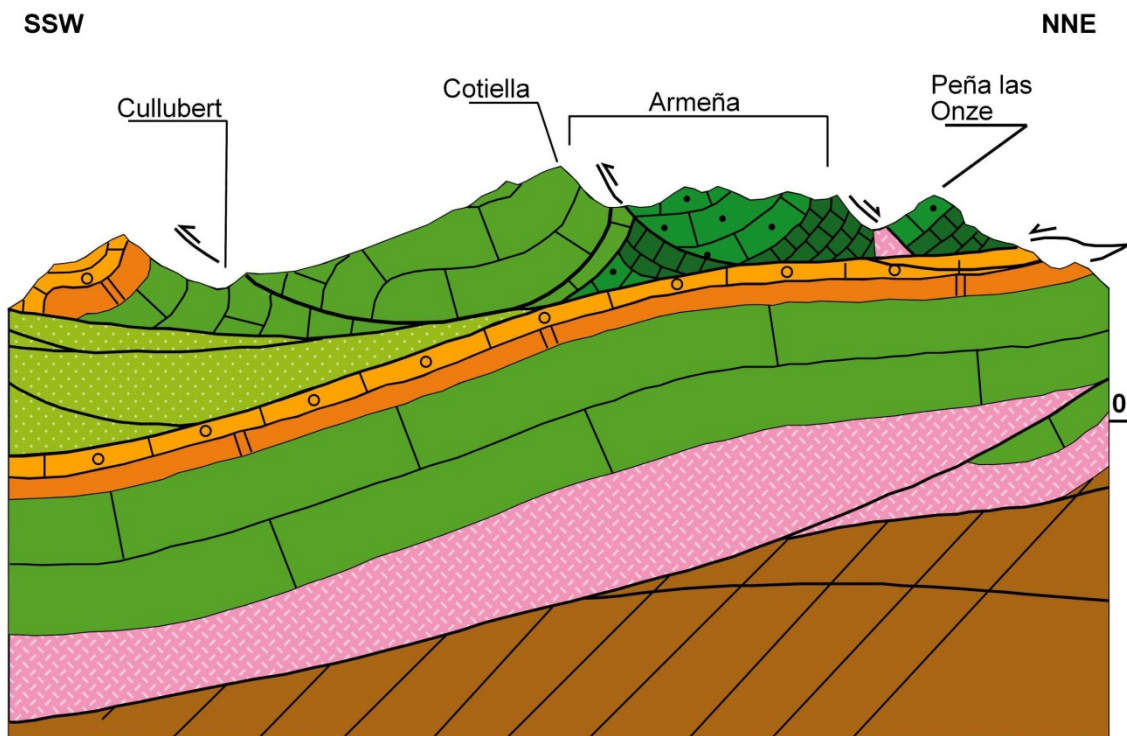


Figura 3.7. Corte geológico de las láminas de Cullubert, Armeña-Entremón y Peña Montañesa (modificado de Martínez Peña, 1991). Leyenda en la figura 3.6.

El plano de cabalgamiento es casi horizontal, bifurcándose al norte con el cabalgamiento de Cullubert (Martínez Peña y Casas Sainz, 2003) y cortando hacia el sur materiales cada vez más recientes (rampa de bloque superior) hasta cortar las margas del Eoceno inferior. Aquí el plano se ramifica en varias superficies, constituyendo el sistema de cabalgamientos imbricados de la Cabezonada-Arro, dentro ya de la cuenca de Graus (Millán *et al.*, 1995).

Dúplex de Peña Solana

Se trata de una estructura en dúplex formada por calizas paleocenas y eocenas. Forma el bloque inferior del cabalgamiento de Peña Montañesa y las escamas que la

forman son observables en la semiventana de los ríos Irués y Garona Los Molinos (Millán *et al.*, 1995).

3.2.3.4 El bloque inferior

El bloque inferior del manto de Cotiella está formado por materiales mesozoicos y cenozoicos de distintas facies que las que integran el bloque superior (Martínez Peña *et al.*, 1992). El Cretácico superior está representado por las areniscas calcáreas de la Fm Marboré sobre las que se apoyan calizas paleocenas y margas del Eoceno inferior. Todos estos materiales van siendo cortados hacia el sur por el cabalgamiento de Cotiella, ubicándose dicho plano en buena medida sobre las margas eocenas. Este rasgo, como se verá, tiene una importancia decisiva en aspectos geomorfológicos tales como el drenaje endokárstico del macizo.

Las capas del bloque inferior se encuentran subhorizontales con geometría de rampa de bajo ángulo o de rellano (Martínez Peña y Casas Sainz, 2003).

Este conjunto a su vez se despega del zócalo axial a nivel del Triásico superior. En su afloramiento más septentrional, el Cretácico superior se apoya directamente sobre el nivel de despegue en algunas secciones. Esta geometría ha sido interpretada como un retrocabalgamiento (Martínez Peña, 1991; Martínez Peña *et al.*, 1992; Millán *et al.*, 1995). A pesar del movimiento general hacia el sur de esta unidad, en el límite norte hubo un desplazamiento relativo en dirección norte que fosiliza el emplazamiento del manto de Cotiella. El retrocabalgamiento es probablemente la consecuencia del levantamiento del apilamiento antiformal de la Zona Axial (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003).

3.3 Aspectos evolutivos

3.3.1 La cuenca distensiva cretácica

La cuenca de Cotiella forma junto a la de Boixols, su prolongación oriental, una cuenca sedimentaria compleja. Durante el periodo de tiempo comprendido entre el Jurásico superior-Cretácico inferior y hasta el Albiense las condiciones fueron de rift (Berástegui *et al.*, 1988). En el Cretácico superior el comportamiento de la cuenca fue de margen pasivo afectado por episodios de transgresión (Cenomaniense-Campaniense), mientras que durante el Maastrichtiense fue ya una cuenca de antepaís (Simó, 2004).

La cuenca Cotiella-Boixols estaba asociada mediante un accidente tectónico profundo con las cuencas norpirenaicas (Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003). Entre ambos sectores, y desde el Triásico al Cretácico superior, estaba emergida la Zona Axial.

La estructura interna del manto según García-Senz (2002) es básicamente extensiva, con evidencias de tres fallas extensivas lístricas activas durante el Cenomaniense-Santoniense inferior y posteriormente invertidas en el Santoniense superior (García-Senz, 2004; McClay *et al.*, 2004). Para estos autores, dichas fallas lístricas delimitan las actuales láminas cabalgantes que componen la estructura interna del macizo.

3.3.1.1 Edad de emplazamiento del manto

Diversos trabajos se han ocupado de precisar la cronología del emplazamiento del manto de Cotiella. La primera propuesta es de Soler-Sampere y Garrido (1970) que, estudiando la terminación occidental del manto, establecen una secuencia que comienza con su emplazamiento durante el Luteciense 1a y su fosilización durante el Luteciense 1b, a partir de materiales sintectónicos marinos pertenecientes ya a la Cuenca de Graus-Tremp.

Otros autores (Mirouse *et al.*, 1980; Choukroune *et al.*, 1980) adelantan el proceso al Cuisiense inferior, deslizándose entonces Cotiella al sur sobre su propio Trías y superponiéndose lateralmente a la unidad de Monte Perdido, aún no corrida. Entre el Luteciense y el Biarritziense deslizan ambas unidades y se superponen sobre la unidad de Gavarnie. Finalmente, en el Oligoceno superior el fenómeno de corrimiento al sur ya es general y la unidad de Gavarnie se desplaza junto a Cotiella y Monte Perdido. Para estos autores el desplazamiento de Cotiella al sur es de 20 km y de 43 el total de las tres unidades.

Más recientemente, Martínez-Peña y Casas-Sainz (2003) proponen una secuencia tectónica que relaciona el emplazamiento del manto de Cotiella ligado al de las unidades de su entorno, que involucran rocas paleozoicas (unidad de Bielsa) o paleozoicas con cobertera cretácica (unidades de Gavarnie y Millares) (Figura 3.8):

1. En primer lugar cabalgó al sur la unidad de Gavarnie seguida de la de Millares. El bloque inferior de Millares es la unidad de Bielsa, a su vez basamento de la cuenca de Cotiella.

2. Durante el movimiento de los cabalgamientos de Gavarnie y Millares la cuenca de Cotiella, completamente despegada del basamento, fue retrocabalgada sobre el techo del manto de Gavarnie.

3. El movimiento al sur de la unidad de Bielsa produce la inversión tectónica en Cotiella, haciendo comportarse como cabalgamientos a las fallas normales del borde sur de la cuenca de Cotiella. La disposición del conjunto de unidades es de secuencia de *piggy-back*. Durante el Cuisiense-Luteciense se produjo sedimentación sintectónica en la cuenca de Graus-Tremp (bloque inferior de Cotiella) que data el movimiento al sur del manto de Cotiella.

4. Por último, todo el apilamiento de cabalgamientos es transportado al sur como bloque superior del cabalgamiento del Guarga, posiblemente de forma contemporánea a la deposición de yesos continentales y rocas detríticas de la cuenca del Ebro durante el Eoceno.

3.3.1.2 Secuencia regional de cabalgamientos

La secuencia local de emplazamiento de las unidades cabalgantes que integran el manto de Cotiella ha sido establecida a partir de las edades de los materiales que constituyen cada lámina y la de las rocas fosilizantes en el caso de que estén presentes (Martínez Peña *et al.*, 1991).

Las láminas septentrionales (Cullubert, Armeña-Entremón, Peña Madrid y Sierra de Chía) son las primeras en emplazarse. Martínez Peña *et al.* (1991) descartan que la brecha de Campo fosilice la lámina de Cullubert si bien su emplazamiento no sería muy posterior y estaría ligado a los movimientos del anticlinal del Turbón (Santoniense-Campaniense superior). Todo este conjunto se ha formado según una secuencia de bloque superior, siendo la lámina de la Sierra de Chía la primera en emplazarse, seguida del sistema de Peña Madrid y la lámina de Cullubert. La lámina de Armeña rompe este esquema. El emplazamiento de estas láminas sucede durante el Santoniense superior-Campaniense superior.

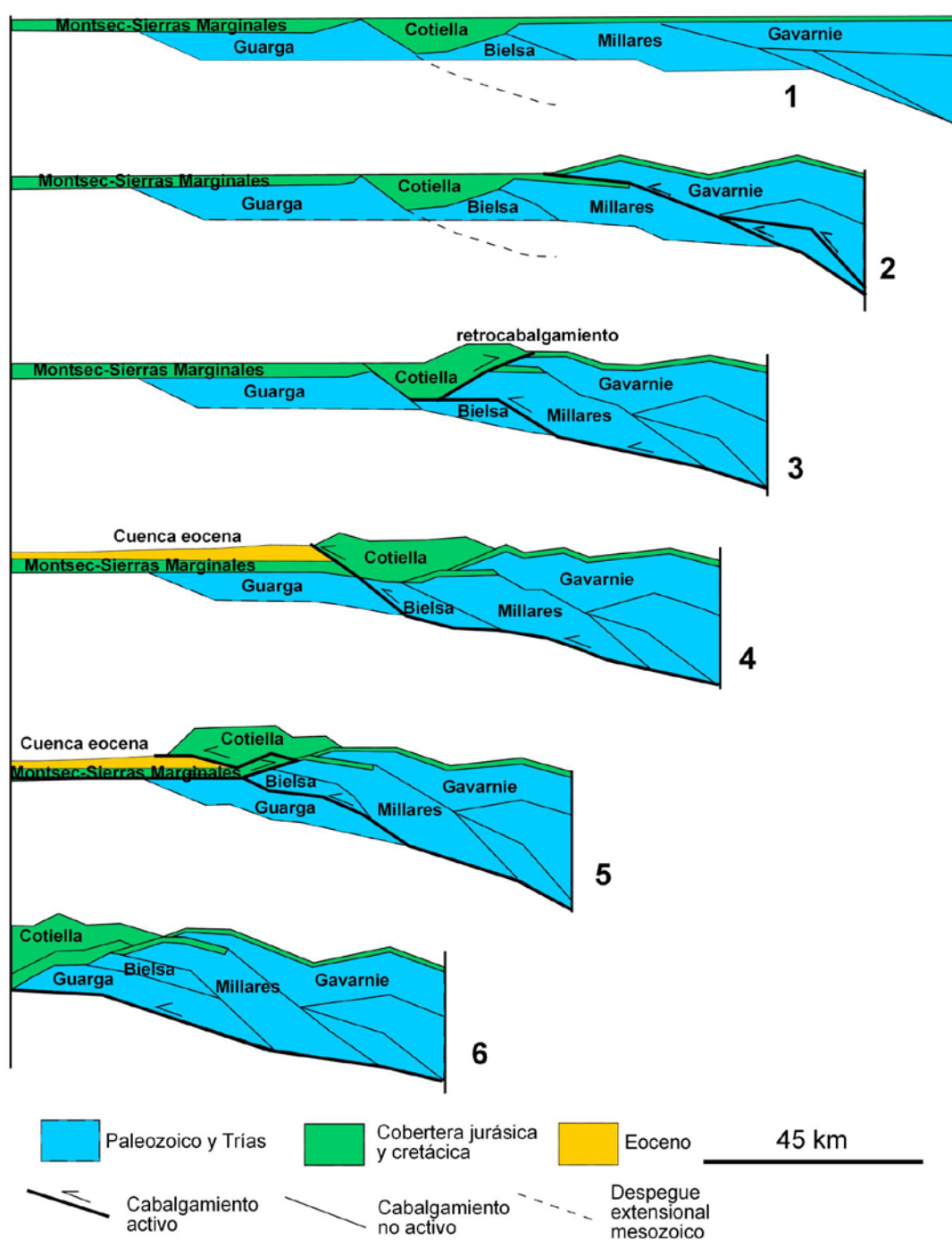


Figura 3.8. Emplazamiento del manto de Cotiella en relación a las unidades vecinas (modificado de Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2002).

La fosilización de las láminas meridionales (Peña Montañesa, Peña Solana y Puyalfá) se observa con detalle en la de Peña Montañesa. Estas láminas presentan una secuencia de bloque inferior y su edad de emplazamiento es Eoceno inferior-medio.

4. Modelado estructural

“Marco Polo describe un puente, piedra por piedra.

-¿Pero cuál es la piedra que sostiene el puente? –pregunta Kublai Kan.

-El puente no está sostenido por esta piedra o por aquella –responde Marco-, sino por la línea del arco que ellas forman.

Kublai permanece silencioso, reflexionando. Después añade:

-¿Por qué me hablas de las piedras? Lo único que me importa es el arco.

Polo responde:

-Sin piedras no hay arco.”

Ítalo Calvino, *Las ciudades invisibles*

El relieve de los Pirineos está visiblemente marcado por la configuración estructural de la cadena, de tal modo que se puede decir que la Cordillera presenta un relieve básicamente estructural (Peña, 1995).

El macizo de Cotiella no es una excepción. A escala de cordillera constituye, junto con Peña Montañesa y Sierra Ferrera, la prolongación oriental de las Sierras Interiores, entendidas éstas como una unidad morfoestructural. Sin embargo, en detalle se observan varias diferencias con el resto de sierras. La disposición de Cotiella no es lineal y en general, se trata de un bloque cuya geometría está definida por la de las láminas cabalgantes que lo forman. Dichas láminas controlan la disposición de las principales líneas de crestas y superponen en ocasiones litologías de distinta competencia, favoreciendo así procesos de erosión diferencial y generando un relieve energético y escalonado que tiene una influencia decisiva en la acción posterior de otros agentes morfogenéticos bien de tipo climático, bien relacionados con características de la roca como el karst. El desarrollo de la red fluvial o la organización del drenaje subterráneo, fundamental en un macizo de naturaleza kárstica como éste, se ven estrechamente influenciados por la red de fracturas y por determinados contactos litológicos, muchos de ellos relacionados con superposiciones de unidades cabalgantes.

Pese a la relativa uniformidad litológica, no todos los materiales tienen la misma respuesta a la erosión, dando lugar a distintos elementos estructurales: escarpes, superficies estructurales y líneas de capa (ver Mapa Geomorfológico).

4.1 Morfologías estructurales del macizo

4.1.1 Relieves relacionados con la litología

La constitución litológica del macizo de Cotiella es esencialmente calcárea. Como es natural esto hace que el modelado kárstico, tanto superficial como subterráneo, sea uno de los más conspicuos. Debido a su importancia se le dedicará un capítulo independiente.

La influencia de la litología se puede apreciar en morfologías a diferentes escalas.

A gran escala, a las características litológicas del Macizo se debe su nítida individualización respecto a su entorno. En términos generales podemos describirlo como un macizo compuesto esencialmente por rocas duras y resistentes a la erosión, en su mayor parte calizas y areniscas calcáreas. En las calizas se ha producido el

encajamiento de los grandes ríos que rodean al Macizo y lo individualizan por el norte y noroeste (ríos Cinca y Cinqueta) y sureste (Ésera).

Mientras, a favor de las litologías blandas que afloran al este-noreste, al sur y al oeste (margas de Barbaruens y Fm Valcarga respectivamente), la erosión ha labrado amplios corredores que se extienden a ambos lados del Collado de la Cruz o Coronas (Barranco de la Simierre y Aigüeta de Barbaruens), en el límite norte de la zona, y del de Cullubert (Garona Os Molinos y Garona Cullubert), en el límite meridional (Foto 4.1). Este hecho ya fue reseñado por Nussbaum (1949).

Hacia el sur de Cotiella, y superada la Sierra Ferrera, se extiende la depresión margosa de La Fueba (parte de la cuenca de Graus-Tremp), que contribuye aún más a resaltar morfológicamente el macizo cabalgante –elevado más de 2.000 m sobre tal depresión– y que lo hace visible desde lugares muy alejados al sur.



Foto 4.1. El macizo de Cotiella (2.912 m) visto desde el oeste (Tozal de Bramapán, Buerba). Se aprecia la individualización que ejercen los valles de Cinca, Cinqueta y Garona Os Molinos. El fondo del valle del Cinca se encuentra a unos 600 m de altitud.

En cuanto a formas de escala media, podemos destacar la influencia de la litología sobre la cubeta del Ibón de Plan. Si bien se trata de una morfología de origen glaciar, la acción erosiva del hielo ha aprovechado una depresión previa propiciada por el afloramiento más importante del macizo de arcillas yesíferas del Keuper. Además, coincide con una gran fractura que lo surca longitudinalmente, favoreciendo así la excavación de esta zona deprimida.

A pequeña escala, la Fm Maciños presenta algunas alternancias entre areniscas calcáreas y calizas formadas por estratos finos y que dan lugar un a un relieve más

escalonado. Sin embargo, las calizas con prealveolinas y las de la Fm Baziero suelen ser más masivas dando escarpes de mayor entidad.

4.1.2 Relieves relacionados con accidentes tectónicos

La influencia de pliegues, fallas y cabalgamientos sobre el relieve es bastante desigual. A gran escala la significación morfológica de pliegues y fallas no es muy notoria. Es distinto el papel que juegan tanto las láminas cabalgantes como el límite del manto de corrimiento que ha desplazado todo el macizo hacia el sur.

Existen sólo dos grandes pliegues que tengan un reflejo en la conformación del relieve. Uno de ellos es el sinclinal de Peña Lierga (Foto 4.2 A). Su flanco norte está verticalizado, incluso ligeramente invertido, mientras que el flanco sur buza muy suavemente hacia el norte. Existe una familia de fracturas casi ortogonal a la estratificación. Las canales que se producen merced a estas fracturas favorecen la actividad de diversos procesos morfogénicos, especialmente nivales y de movimientos en masa que se detallarán en los capítulos correspondientes.

El otro pliegue con reflejo en el paisaje es el anticlinal tumbado del Baquerizal (Foto 4.2 B). Se trata de un anticlinal de bloque superior asociado al frente de la lámina de Cullubert y eleva las calizas de la Fm Baziero sobre las margas eocenas de la Garona Los Molinos. En parte del tramo que coincide con la cresta de las Brujas, en el límite meridional del Entremón, se ha desarrollado una superficie de erosión (ver Mapa Geomorfológico). Fragmentos menores, no representables a escala cartográfica, existen en otros sectores del entorno del Entremón.

Respecto a grandes fracturas, el único ejemplo destacable es la fosa generada por dos grandes fallas normales en la zona de Peguera, al norte de la zona de estudio. Tanto la parte final del Cinqueta como la primera del Cinca desde la confluencia de ambos ríos, se enmarcan dentro de esta fosa tectónica.

Fracturas de menor tamaño sí tienen un efecto visible en el modelado a escala más detallada tanto del circo de Armeña como en el valle de Batziellas, influyendo en el desarrollo de otros modelados como el kárstico.

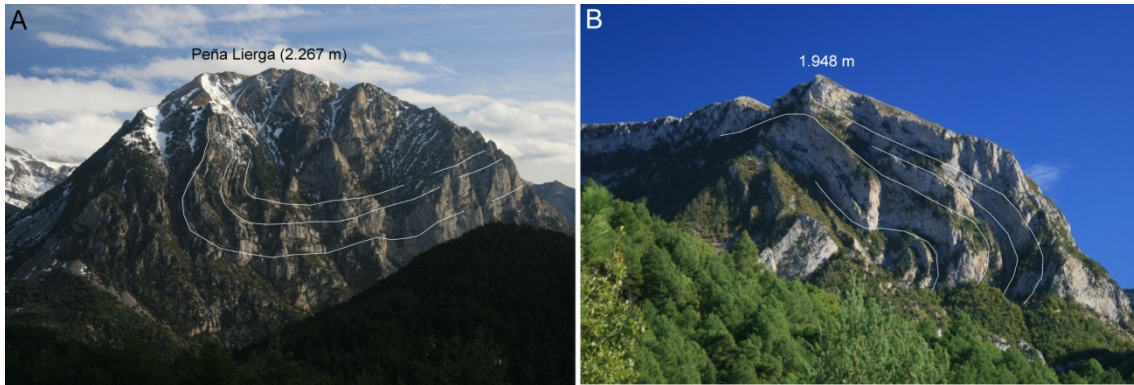


Foto 4.2. Grandes pliegues con significación en el relieve del macizo. A: El sinclinal de Peña Lierga desde Tella. B: Anticlinal tumbado del Baquerizal desde el valle del Irués.

En cuanto a los cabalgamientos, la propia superficie del manto de Cotiella tiene importantes consecuencias sobre el relieve. Junto con las diferencias litológicas señaladas, confiere relevancia altitudinal al macizo sobre su entorno inmediato. La superposición del bloque calizo de Cotiella sobre un sustrato margoso impermeable, influye determinadamente en el drenaje subterráneo.

Los límites entre láminas cabalgantes suelen estar asociados a grandes escarpes, confiriendo el particular aspecto escalonado al macizo, y controlan la alineación de las principales crestas y, en consecuencia, también la orientación de los valles correspondientes. La lineación estructural principal es 130E y la secundaria 035E. A la primera se acomodan la cresta Mediodía-Las Onze, la de Mobisón-Pala del Puerto o la de Labasar o Montiziello. A la segunda pertenece la cresta de Armeña.

Otros efectos visibles sobre el paisaje de la disposición de las láminas cabalgantes son la gran diagonal del Pico de Coronas, en la cabecera del valle de la Ribereta, que corresponde con la superposición de la lámina de Armeña sobre la de Cullubert (Foto 4.3 A). También el gran altiplano del Entremón está desarrollado sobre el rellano de bloque superior de la lámina de Cullubert.

4.1.3 Otras morfologías estructurales

Con menor representación y/o entidad, existen distribuidas por el macizo otras formas de relieve de origen estructural.

La propia cima de Cotiella constituye un relieve en cuesta. El frente escarpado cae hacia la cara noreste mientras que el dorso se extiende desde la cima hasta la Colladeta, salvando 200 m de desnivel.

En la periferia del macizo, aprovechando zonas de importantes buzamientos, se pueden observar pequeños chevrons y algunas crestas como en el Castellar de Besaún o en la confluencia del Barranco de Monteniri con el valle del Ésera (ver Mapa Geomorfológico).

4.2 Sobre la existencia de superficies de erosión en Cotiella

En los Pirineos se ha citado la existencia de, al menos, tres grandes aplanamientos erosivos (Peña, 1995). Ninguno de ellos conforma grandes superficies sino que aparecen de forma fragmentada, preferentemente en el sector oriental de la Cordillera. Se trata de aplanamientos poligénicos elaborados conforme se iban produciendo los rellenos molásicos a partir del Oligoceno (Peña, 1995). Las tres superficies principales postalpinas descritas por este autor son:

- Superficie de cumbres:

Afecta principalmente a la Zona Axial y las Sierras Interiores y se produce durante la denudación correlativa a las molasas oligocenas. También se localiza en el Prepirineo oscense y leridano (Peña, 1983). Babault y Teixell (2007) la localizan entre 1.800 y 2.500 metros de altitud.

- Superficie intra o fini-miocena:

Afecta principalmente a las Sierras Exteriores aragonesas (Rodríguez Vidal, 1986; Sancho, 1988; Benito, 1989) aunque también se ha observado en Lérida (Peña, 1983) y en el límite entre Aragón y Navarra. Sus restos se localizan entre los 800 y 1.400 metros de altitud.

- Aplanamiento pliocuaternario:

Afecta al contacto entre las Sierras Exteriores y Marginales y la Depresión del Ebro (Peña, 1983; Rodríguez Vidal, 1986; Sancho, 1988).

Recientemente este tema ha vuelto a ser objeto de estudio gracias a los trabajos de Babault *et al.* (2005, 2006), Babault y Teixell (2007), Calvet *et al.* (2008) y Gunnell *et al.* (2008a y b), dadas las implicaciones que tiene para establecer las líneas generales de la evolución del relieve pirenaico, así como el momento de la conexión entre la cuenca del Ebro y el Mediterráneo.

En el macizo de Cotiella existen tres áreas donde las características del relieve invitan a pensar en la posible existencia de superficies de erosión. Una de ellas es la periferia del gran circo glaciar del Entremón. Las divisorias que lo limitan muestran un relieve claramente preglaciar con una marcada horizontalidad (Figura 4.1).

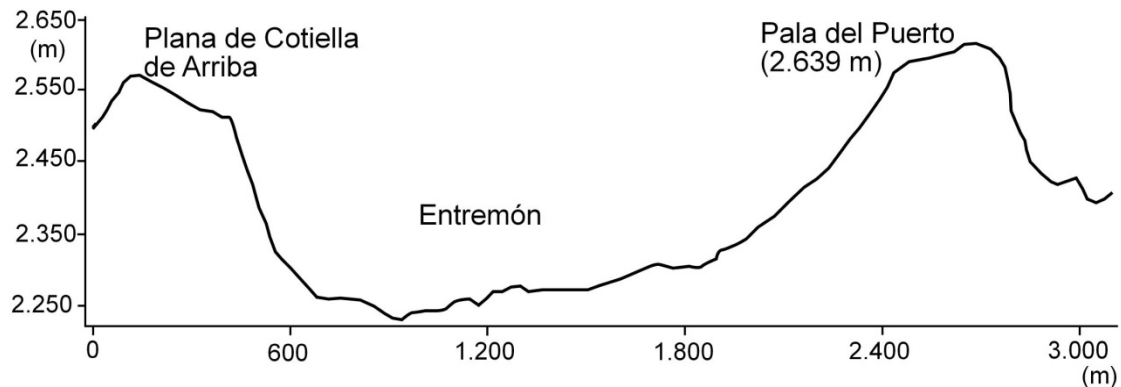


Figura 4.1. Perfil topográfico del circo del Entremón.

Sin embargo, al relacionar la topografía con la estructura geológica de la zona, se observa que dicha topografía está adaptada al rellano de bloque superior de la lámina de Cullubert y por tanto es de origen tectónico y no erosivo (Figura 3.6).

Una segunda zona es la línea de cumbres correspondiente a la Cresta de Armeña (Foto 4.3 B). Dicha cresta presenta una constancia en la altitud que también pudiera hacer pensar en un retazo de superficie de erosión (Figura 4.2).

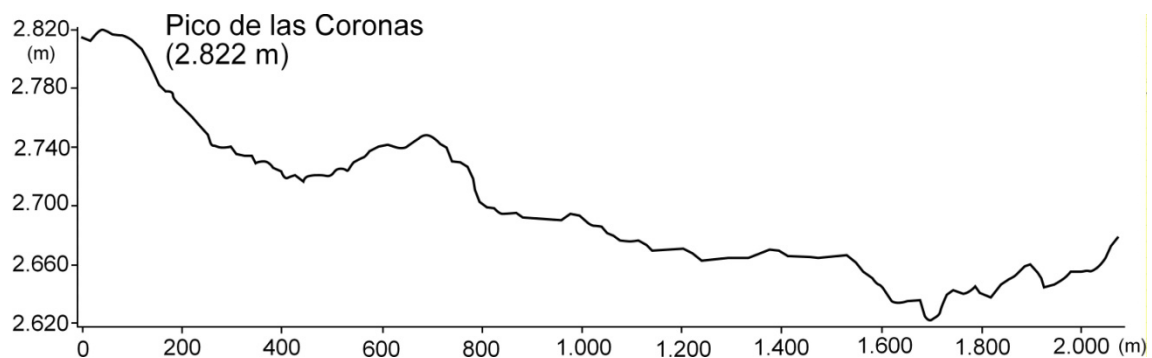


Figura 4.2. Perfil topográfico de la Cresta de Armeña.

En detalle, el cordal presenta una superficie mínima pues se trata de una cresta exigua y aérea. Adicionalmente, dicha cresta (no se puede hablar con propiedad de superficie) está basculada hacia el norte, a contrapendiente por tanto de un resto

hipotético de la antigua Superficie de Cumbres, lo que nos hace descartar también su pertenencia a dicha superficie.

Por último, la vertiente meridional del pico de Cotielleta constituye una rampa que bisela los estratos de dicha vertiente (Figura 4.3). Dicho biselamiento se observa sólo en una reducida superficie sin que se pueda extender a más áreas. Además, la pendiente de dicha ladera es de 27° , valor muy elevado para tratarse de un retazo de superficie de erosión. Si bien Gunnell *et al.* (2008b) sostienen que puede haber superficies basculadas por deformaciones neotectónicas posteriores a su formación, descartan que la superficie de erosión de cimas se haya desarrollado al este de Andorra.

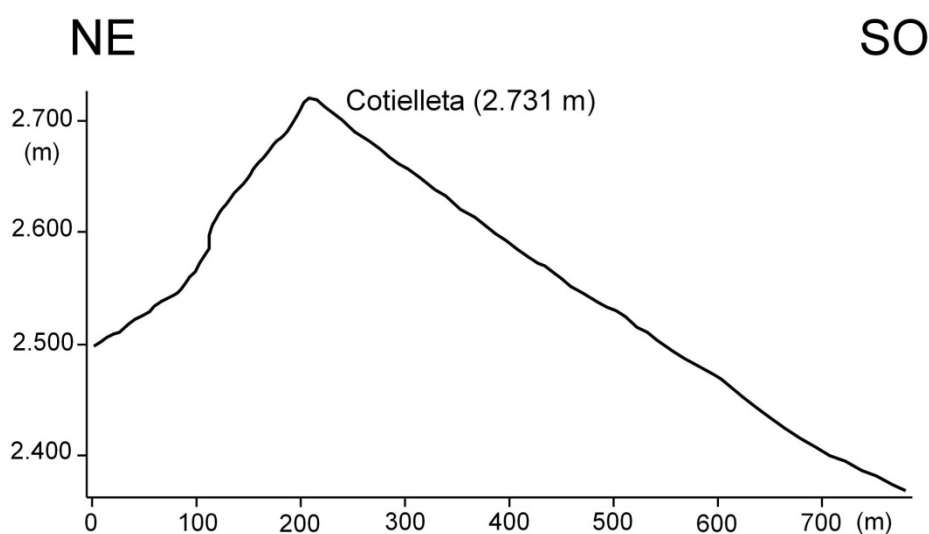


Figura 4.3. Perfil de Cotielleta desde Armeña hasta Los Neis.

Por lo tanto, pese a que por su ubicación en la cordillera Cotiella es un lugar donde bien podrían quedar evidencias de antiguas superficies de erosión, especialmente del nivel elaborado durante el Oligoceno superior, no podemos concluir que éstas existan ya que los posibles lugares presentan características incompatibles con un origen de arrasamiento del relieve. En cualquier caso, si las hubo en el macizo, la revitalización del relieve que tuvo lugar tras la conexión de la Cuenca del Ebro con el Mediterráneo y, sobre todo, con los cambios climáticos del límite Plioceno-Cuaternario (Babault *et al.*, 2005; Babault y Teixell, 2007) han borrado su huella sobre el relieve.

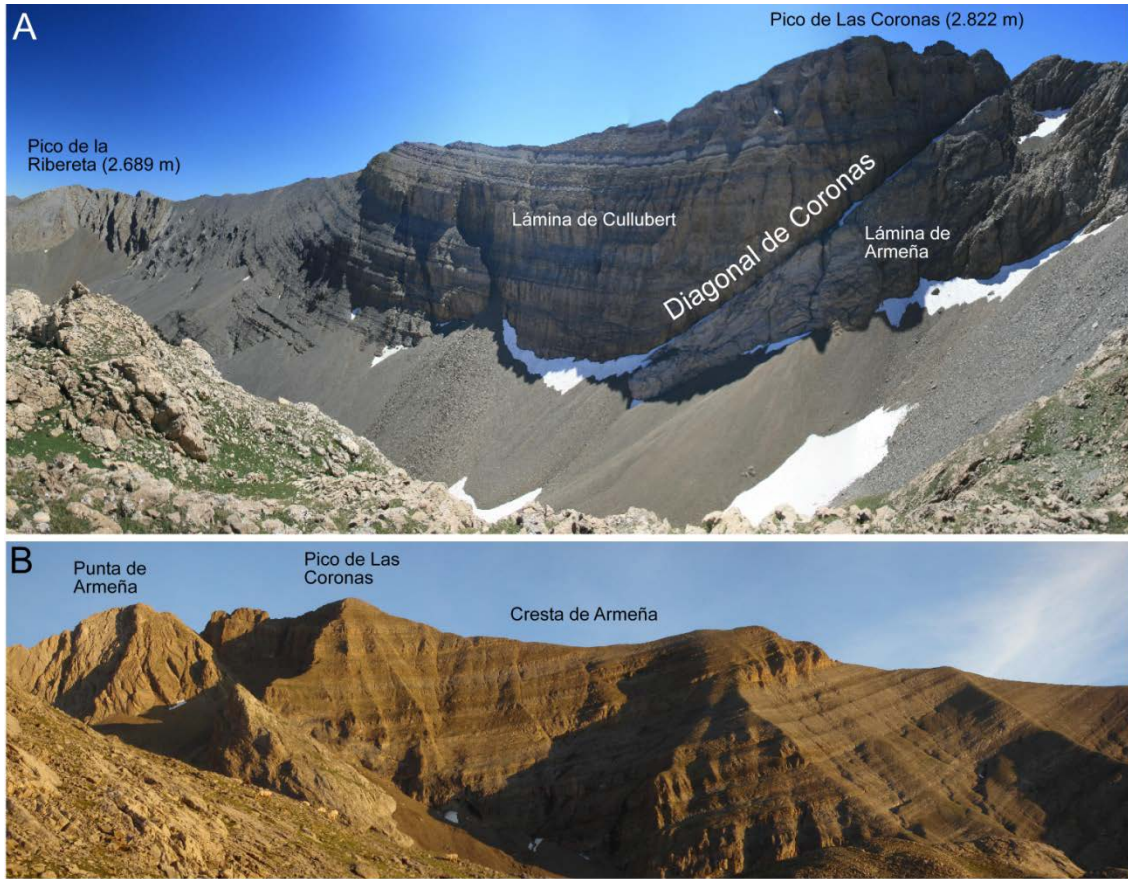


Foto 4.3. Panorámica de la Diagonal de Coronas sobre el valle de la Ribereta (A). La Cresta de Armeña desde el fondo del circo homónimo (B).

5. Modelado glaciar

“Le expliqué lo que era un glaciar y conseguir despertar su interés. Le conté que debía reformarse, pues un hombre que no creía ni en Dios ni en los glaciares debía ser malvado, por no decir el peor de los incrédulos.”

John Muir, *Viajes por Alaska*

La impronta de los glaciares sobre el macizo de Cotiella ha sido determinante para configurar su actual paisaje. Sobre la sólida base litoestructural ya descrita, han sido los glaciares los principales responsables de delimitar valles en zonas que, por su naturaleza kárstica, no deberían mostrar una red de drenaje tan estructurada.

Las formas erosivas son numerosas, destacando por su efecto en el paisaje los circos, las artesas y una gran cubeta de sobreexcavación. El estudio morfométrico de los circos glaciares aporta un buen caudal de información genética y paleoambiental. Igualmente, permite establecer comparaciones con otras montañas donde se han realizado estudios similares.

Y estas formas se acompañan de todo un cortejo de restos deposicionales que, en algunos casos, constituyen conjuntos sedimentarios de una potencia y complejidad poco frecuente en la cordillera, como ocurre con el till de ablación del valle del Irués. De manera conjunta con las morfologías erosivas, las morrenas se han utilizado para identificar las fases glaciares que han afectado al macizo y reconstruir las dimensiones de los distintos paleoglaciares de Cotiella. A partir de ellos se ha definido la secuencia de deglaciación y se ha calculado el valor de la paleoELA de cada fase, un parámetro de gran utilidad para inferir información paleoclimática.

Además, se ha estudiado el registro sedimentario del ibón de Plan, el principal lago de origen glaciar del macizo. En definitiva, el modelado glaciar de Cotiella ofrece un amplio conjunto de herramientas con las que caracterizar la evolución del clima y del relieve a lo largo del tramo final del Cuaternario.

5.1 Condicionantes al desarrollo de los procesos glaciares y a la conservación de sus formas en el macizo de Cotiella

El macizo de Cotiella posee una serie de particularidades que han condicionado tanto la génesis y desarrollo de glaciares, y sus morfologías asociadas, como la posterior preservación de las mismas. Es necesario, por tanto, explicitar estos condicionantes de manera previa al estudio e interpretación de las formas glaciares que se hará posteriormente. Son esencialmente tres los factores que han influido sobre la morfogénesis glaciar en la zona de estudio: la situación geográfica, el marco litoestructural y la influencia de otros modelados.

Situación geográfica

El macizo de Cotiella se sitúa en la parte oriental del Pirineo oscense, descolgada hacia el sur de los altos macizos de la Zona Axial. Este hecho tiene dos implicaciones climáticas. Por un lado, las sucesivas sierras y macizos situados a occidente ejercen un efecto barrera ante la influencia de los frentes atlánticos, que llegan ya debilitados hasta Cotiella. Eso se traduce en menores precipitaciones y de distribución más irregular a lo largo del año, siguiendo un patrón climático más continental y con cariz mediterráneo que se agudiza hacia el este de la cordillera (Gómez Ortiz, 1988).

Por otro lado, además de este contraste pluviométrico, el conjunto del macizo se ve afectado por una mayor insolación. El resultado es una menor cantidad de nieve caída y el adelanto de la fusión del manto nival, condiciones poco propicias para la alimentación glaciaria, en clara desventaja frente a los aparatos de los macizos axiales.

Marco litoestructural

Como se ha comentado anteriormente, la naturaleza litológica del macizo es eminentemente calcárea. En este tipo de rocas el modelado glaciario no suele imprimir morfologías tan nítidas y bien dibujadas como en las rocas cristalinas, lo cual ha sido señalado también en otros macizos próximos como el de Tres Serols o Monte Perdido (García Ruiz y Martí Bono, 2001). Las razones que, al menos en Cotiella, explican esta aparente incompatibilidad entre litología y definición precisa de las morfologías glaciares son las siguientes:

- i. En la zona de estudio alternan afloramientos de calizas de distinto tipo, lo cual implica distintas resistencias a la erosión. En este caso una respuesta diferente a los mecanismos de erosión rotacional del hielo glaciario.
- ii. La existencia de estratificación conlleva que, según su orientación respecto a la dirección de avance del glaciario, varíe el efecto de la erosión rotacional. En concreto, allí donde la estratificación sea perpendicular a la dirección de flujo se puede generar un relieve escalonado sin una gran sobreexcavación, dando lugar a circos más amplios que profundos.
- iii. Las distintas estructuras geológicas (pliegues, cabalgamientos, fallas, diaclasas) configuran un marco estructural que condiciona el trazado de valles y controla la acción modeladora del hielo. En el caso de Cotiella, los escarpes ligados a bordes de láminas cabalgantes limitan en ocasiones el tamaño de áreas de acumulación y valles de altura, favoreciendo el

acantonamiento de los glaciares en zonas altas y poco extensas una vez comenzada la deglaciación.

El circo de Armeña es un ejemplo donde concurren varios de estos factores. La estratificación es predominantemente perpendicular a la antigua dirección de avance del glaciar. Además, alternan a lo largo del circo las principales formaciones carbonatadas cretácicas del macizo. A lo largo del perfil del circo (Figura 5.1) se observa una sucesión de resaltes y pequeñas cubetas dando lugar a una rampa escalonada en lugar de a un circo bien sobreexcavado. Los adelgazamientos del hielo en los escarpes constituyeron zonas de debilidad del glaciar cuando el régimen térmico se fue haciendo más cálido, favoreciendo la fragmentación temprana del hielo y por tanto un rápido retroceso glaciar y un menor tiempo de actividad morfogénica de éste, tanto erosiva como deposicional.

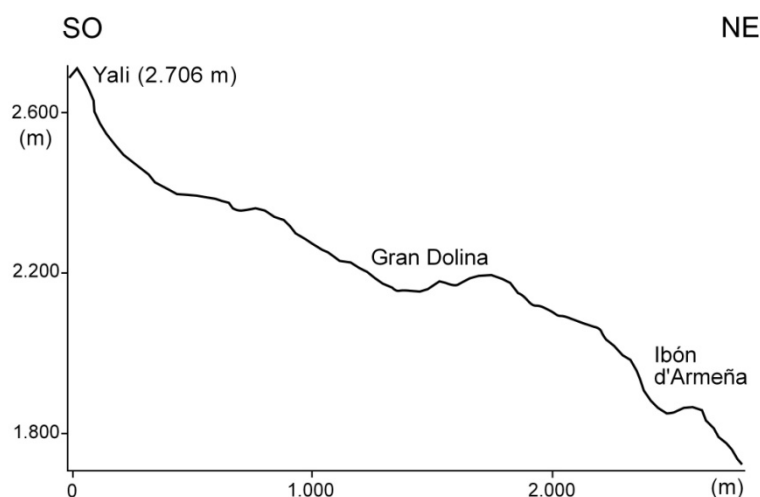


Figura 5.1 Perfil del circo de Armeña mostrando la sucesión de umbrales y pequeñas cubetas. Los umbrales constituyen zonas de debilidad del glaciar en momentos de mejoría climática.

Influencia de otros modelados

Tanto de manera sincrónica como con posterioridad a la fusión de los aparatos glaciares, se registró en el macizo de Cotiella una intensa actividad morfogénica periglacial y kárstica, activas también hoy día en el antiguo dominio glaciar.

Así, las primitivas formas glaciares son enmascaradas por geoformas de carácter acumulativo (derrubios estratificados y canchales) o de carácter erosivo (relacionadas con la disolución kárstica y, más complejas, de carácter mixto glaciokárstico).

Estos tres factores dan lugar a un escenario donde, por un lado, el glaciario no tuvo la capacidad morfogenética que ejerció en otras zonas del Pirineo y tampoco las formas resultantes han tenido condiciones óptimas de preservación. De este modo la lectura e interpretación de las morfologías tienen una cierta dificultad añadida.

5.2 Procesos y formas de la erosión glaciario

5.2.1 Procesos erosivos

La erosión en terrenos glaciarios se produce de muy diversos modos, como son la abrasión y el arranque de rocas, tanto estructuralmente homogéneas como con discontinuidades. A estos procesos les sigue la entrada de derrubios en la zona basal del glaciario. Adicionalmente existen mecanismos no estrictamente relacionados con el hielo glaciario como la erosión producida por aguas de fusión o la crioclastia en paredes de valles y circos que han sido verticalizados por la erosión glaciario (Hambrey, 1994).

La abrasión es el proceso por el que las partículas rocosas transportadas en la base del glaciario se mueven sobre la superficie del sustrato produciendo su rayado y desgaste (Bennet y Glasser, 2009). El tipo y tasa de erosión producida por la abrasión varía según el tamaño del material incluido en el hielo:

- clastos $\geq 0,01$ m: erosión por rayado originando estrías y acanaladuras.
- clastos $\leq 0,01$ m: eminentemente fracción arcilla, producen el pulimentado del sustrato.

La acción abrasiva da lugar a sedimentos finos, en general de un tamaño menor a 100 μm , denominados harina glaciario (Hambrey, 1994).

Existen varios factores que controlan el proceso de abrasión (Hambrey, 1994; Pedraza, 1996; Bennet y Glasser, 2009):

- i. La presión que ejerce el hielo sobre el sustrato, que es el factor más importante.
- ii. La velocidad de deslizamiento del glaciario.
- iii. La concentración de clastos en la base del glaciario.
- iv. La tasa de renovación de clastos en la base del hielo.
- v. La presencia de agua en la interfase hielo-roca.

vi. Las cualidades físicas del sustrato rocoso.

La importancia relativa de estos factores varía según el régimen térmico del glaciar y son, en general, más efectivos en glaciares templados.

El arranque es el medio por el que el glaciar elimina grandes fragmentos del sustrato e implica dos acciones. Por un lado la fractura de la roca bajo el glaciar y por otro el arrastre de la roca fracturada (Bennet y Glasser, 2009). Está causado tanto por el empuje del hielo y los materiales que transporta, como por los acñamientos por ciclos de hielo-deshielo que afectan a las rocas del lecho (Pedraza, 1996).

Existen otros procesos de menor importancia como la rotura por aplastamiento (*crushing*), debida casi exclusivamente a la carga que realiza el hielo sobre el sustrato rocoso, y la combinación en determinadas áreas de erosión debida al hielo glaciar y a procesos periglaciares en afloramientos que sobresalen del propio hielo.

La variedad de morfologías resultantes de estos procesos es muy alta. Varias de esas formas están presentes en el macizo de Cotiella (Tabla 5.1) y se describen a continuación agrupadas según su proceso generador. Adicionalmente, y debido a sus especiales características, se ha hecho un tratamiento diferenciado de los circos a través de un detallado análisis morfométrico. Las razones que lo justifican son:

1. Cuantitativa y cualitativamente es la morfología erosiva glaciar más importante del macizo.
2. Desde un punto de vista de genético y paleoambiental es la que más información puede aportar a través de un estudio morfométrico.
3. En la bibliografía existen numerosos estudios similares, algunos de ellos en otras montañas del ámbito mediterráneo, que permiten establecer comparaciones de resultados de cara a validar las conclusiones obtenidas y situarlas en un contexto más amplio.

El conjunto de macromorfologías de erosión aparecen en la cartografía geomorfológica acompañante. Por una cuestión de escala, circos, artesas, umbrales y cubetas de sobreexcavación son los principales elementos de erosión glaciar cartografiados.

Morfología	Proceso dominante	Tipo de relieve	Escala				
			<1m	1-10m	10-100m	100-1000m	>1000m
Artesas	Abrasión	Lineal					
Estrías							
Superficies pulidas							
Collados de difluencia							
Circos y cubetas	Abrasión y arranque	Parcialmente lineal					
Umbrales							
Rocas aborregadas							
Fracturas lunadas	Fractura por aplastamiento	No lineal					
Aristas	Erosión por hielo glacial y periglacial	Residual					
Nunataks							

Tabla 5.1. Clasificación de las morfologías erosivas glaciares de Cotiella (basada en Hambrey (1994)).

5.2.2 Circos glaciares: análisis morfométrico

5.2.2.1 Génesis y desarrollo de circos glaciares

Los circos son una de las morfologías más características del modelado glacial, especialmente en áreas de montaña, donde constituyen una prueba fehaciente de la presencia de dicho agente morfogenético en el pasado.

i. Definición

Numerosos autores han estudiado desde el punto de vista teórico la formación de los circos, tratando de establecer una definición marco válida para todas las morfologías de este tipo. No obstante, la cantidad y variedad de situaciones observables sobre el terreno plantean numerosas salvedades y casos que se salen de las definiciones propuestas.

Con carácter general puede definirse un circo como una depresión con “forma de sillón” (Hambrey, 1995) rodeada parcialmente por una pared rocosa, arqueada en planta, de fondo plano afectado por erosión glacial mientras que parte de la pared se ha desarrollado subaéreamente (Evans y Cox, 1974).

A esta definición genérica cabe realizar algunas aportaciones. Respecto a la superficie del fondo, ésta puede ser también sobreexcavada (Benn y Evans, 2003) o en rampa. En cualquier caso está conectada con el escarpe mediante una ladera cóncava.

El cierre del circo acostumbra a ser una elevación previa a la artesa, denominada umbral. El umbral puede ejercer de represa para las aguas de una laguna (ibón en aragonés) que ocupa total o parcialmente el fondo del circo una vez retirado el hielo glaciar. En ocasiones es una morrena la que represa las aguas.

La cresta circundante sufre procesos periglaciares o gravitacionales, mientras que el fondo y la parte baja de las paredes se ven afectados únicamente por mecanismos de erosión estrictamente glaciar.

Ante los problemas de identificación que pueden suscitarse en determinadas áreas de débil impronta glaciar, cabe señalar que un área fuente de hielo no es necesariamente un circo, aunque sí todos los circos han debido funcionar en algún momento como áreas fuente de hielo (Evans y Cox, 1995). Esta apreciación resulta de gran interés en aquellas zonas donde el modelado glaciar se desarrolla en condiciones algo precarias.

ii. Origen, desarrollo y evolución

Existe acuerdo general en establecer como origen de los circos glaciares depresiones ya existentes, siendo las más propicias los nichos de nivación (Embleton y King, 1975a; Rudberg, 1984; Hambrey, 1995; Benn y Evans, 2003) que no tienen por qué tener relación a su vez con otras morfologías prenivales. A partir de ahí se registraría un retroceso progresivo de las paredes y un ahondamiento del fondo, pasando de los nichos a circos de nivación y, finalmente, a circos glaciares propiamente dichos.

Otra posibilidad, conceptualmente sencilla, es el aprovechamiento de morfologías creadas por la erosión hídrica guiada por debilidades estructurales, de este modo las cabeceras de valles fluviales acaban convirtiéndose en circos (Embleton y King, 1975a).

Además, y a partir de nuestras observaciones de campo, es obligado incluir depresiones kársticas (dolinas esencialmente) como precursoras, o al menos facilitadoras, de la aparición de circos en áreas de litologías carbonatadas. Los estadios iniciales, de dinámica nivo-kárstica, suponen un reforzamiento de la disolución que, al aumentar la capacidad en volumen de la depresión, favorecen una mayor acumulación de nieve, protegida además de la insolación. El paulatino incremento de nieve en el

interior de la dolina puede conducir a la formación de hielo glaciar y al inicio, por tanto, de la dinámica glaciar *s.s.* a partir de la cual se genere ya un auténtico circo glaciar.

Igualmente, determinadas configuraciones estructurales pueden ofrecer situaciones propicias para el depósito y perdurabilidad del manto nivoso, favoreciendo así la generación de zonas de acumulación de hielo. Ambos casos, como se explicará más adelante, están presentes en el macizo de Cotiella.

Una vez formada la depresión, su agrandamiento es debido a la acción conjunta de varios procesos (Benn y Evans, 2003). Por un lado, se suponen activos intensos procesos de hielo-deshielo que desmenucen los materiales. En litologías favorables también debe considerarse la meteorización química del sustrato. Para la evacuación de los materiales se invocan procesos de soliflucción, con la participación de los ciclos de hielo-deshielo y el arrastre por aguas de fusión.

Cuando la depresión alcanza el rango de circo y su dinámica es glaciar se deben distinguir dos situaciones. El fondo sufrirá erosión y ahondamiento debido a la abrasión que produce el deslizamiento rotacional del hielo glaciar (Embleton y King, 1975a) y al arrastre subglaciar, mientras que las paredes del circo retrocederán por procesos subaéreos de meteorización física (crioclastia) y movimientos en masa, ambos suponen además un aporte de sedimentos al glaciar para su transporte.

El mecanismo de erosión por deslizamiento rotacional del hielo ha sido comprobado en glaciares actuales (Embleton y King, 1975a; Hambrey, 1995) y es el responsable de que los fondos de circo adquieran morfologías en cubeta. De igual modo, la abrasión que produce sobre el sustrato da lugar a superficies suavizadas (no estrictamente pulidas) así como estrías en el fondo, umbrales y paredes del circo.

Existe una estrecha relación entre este mecanismo de erosión y la estructura del macizo rocoso sobre el que se aloja el circo. En efecto, determinadas configuraciones estructurales no sólo pueden impedir el desencadenamiento de la erosión rotacional sino que, una vez comenzada, pueden también controlar su avance, influyendo sobre la dirección y velocidad de la misma (Embleton y King, 1975a). Según estos mismos autores, las principales formas erosivas que encontraremos en un circo son paredes verticalizadas, superficies rocosas con abrasión, fondos ocupados por cubetas y umbrales rocosos.

Por último, Serrano (1998) señala que la evolución del circo tiene lugar por profundización del fondo y la génesis de formas cerradas se ocasiona al incidir la erosión sobre las paredes, dando lugar a un cortejo de aristas, picos piramidales y fondos más o menos excavados.

iii. Factores que controlan la ubicación y desarrollo de los circos

Dónde se sitúa un circo glaciar y qué forma concreta tiene son dos cuestiones esenciales a la hora de emprender un estudio sistemático de estas morfologías. Con carácter general puede decirse que el perfil longitudinal de un circo responde a la siguiente curva logarítmica (Haynes, 1968):

$$y = k(1-x)^{e-x}$$

donde x es la distancia de la pared al umbral, y es la profundidad y k una constante.

Si el valor de k está en torno a 0,5 el circo estará poco excavado, mientras que si está próximo a 2 se trata de un circo muy excavado y de fondo cóncavo.

Los diferentes estudios realizados sobre la materia indican que no hay una relación entre el tamaño de un circo y una mejor o peor definición morfológica. El tamaño es función de la competencia de la roca, la altura de la montaña en que se ubica y la duración de la glaciación que lo origina.

Aunque cada estudio concreto debe atender a las condiciones locales, de modo general se puede admitir que los factores principales que influyen sobre el reparto espacial y el desarrollo de los circos son la orientación, la estructura geológica, la litología, el régimen climático regional y local y la topografía.

a) Orientación

La orientación controla la cantidad de insolación que incide sobre el terreno, posibilitando o no la acumulación de nieve en volumen suficiente como para que se torne hielo. Debido al mayor poder calorífico que poseen los rayos solares por la tarde, las orientaciones más favorables en el Hemisferio norte son norte-noreste. Además, las precipitaciones acostumbran a mostrar en cada cordillera determinadas direcciones de procedencia capaces de concentrar mayores espesores de nieve en ciertas orientaciones. En cualquier caso, el factor orientación no debe considerarse aisladamente sino de forma conjunta con la estructura geológica y las características climáticas del área que se considere, como se deduce de algunos estudios (Federici y Spagnolo, 2004).

b) Estructura geológica

La estructura geológica resulta ser un factor fundamental. Por un lado, la presencia de fracturas (a diferentes escalas) marca la debilidad del sustrato, dirigiendo la sobreexcavación (Serrano, 1998) y controla, junto con la estratificación, las morfologías de detalle (Hambrey, 1995).

Las discontinuidades que influyen más sobre el desarrollo de los circos son las fallas, diaclasas y la foliación, mientras que otras de rango mayor como los planos de cabalgamiento compartimentan el relieve en bloques sobre los que se asientan los propios circos (Embleton y King, 1975a).

Si la intensidad de la fracturación es elevada, los circos resultantes tendrán morfologías sobreexcavadas, pequeño tamaño y grandes paredes, mientras que en el caso contrario los circos serán amplios, con escasa sobreexcavación, gran tamaño, poca profundidad y fondo inclinado (Serrano, 1998).

Además de la red de fracturas, las propias lineaciones estructurales poseen una relación directa con la orientación, adaptándose a la acción conjunta de ambos factores a la aparición de circos. Respecto a la relación entre estructura y morfología del circo, se ha señalado ya el control que la estructura ejerce sobre los mecanismos erosivos rotacionales del hielo. Pese a todo lo antepuesto, cabe señalar que en algunos macizos la relación entre distribución de circos y estructura se sospecha pero no se puede demostrar de forma clara (Evans y Cox, 1995). Asimismo, la influencia de la estructura será tanto menor cuanto mayor sea el tiempo e intensidad de la actividad glaciar en un área, de tal forma que los circos maduros deberán sus características morfológicas a los procesos morfogenéticos glaciares *s.s.* (Embleton y King, 1975a).

c) Litología

La litología es otro factor a contemplar. Su mayor o menor susceptibilidad a la erosión condicionará tanto el modelado o no de un circo, como el grado de desarrollo y perfección en su forma. Existen litologías propicias para la génesis de circos (rocas cristalinas) y otras francamente desfavorables para un correcto modelado de los mismos, como las rocas sedimentarias en general (Embleton y King, 1975a) y las calizas en particular (García Ruiz y Martí Bono, 2001).

d) Régimen climático

El régimen climático regional y local es de vital importancia. Se engloban en este apartado la cantidad de precipitaciones, su distribución a lo largo del año, la procedencia de los frentes y la dirección de vientos dominantes. Estos pueden reubicar la nieve caída en determinados lugares que, de otro modo, no serían zonas susceptibles de alojar circos glaciares por escasa acumulación de nieve.

e) Topografía

La topografía es un elemento más que cabe considerar dado que, para cada macizo, los circos se circunscriben en determinados rangos altitudinales. La altura de los fondos de circos glaciares en una zona determinada está en relación con la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) (Embleton y King, 1975a). Estos mismos autores señalan que la aparición de circos escalonados puede deberse a distintas etapas de morfogénesis glaciar con ELAs situadas a diferentes alturas, donde las fases de menor importancia afectarían únicamente a las zonas más elevadas. Este factor no debe por tanto estudiarse aisladamente sino en relación al clima dominante.

f) Otros factores

Además de estos factores, en la bibliografía se alude a otros como la propia dinámica glaciar, que influye en la jerarquización y organización del modelado de los circos (Serrano, 1998) o en el número de episodios de ocupación glaciar de un circo y duración de éstos (Benn y Evans, 2003), aspecto este último de compleja estimación pero que afecta claramente al nivel de erosión de las aristas, coalescencia de circos, modelado de picos piramidales, etc. (Embleton y King, 1975a). La cantidad de hielo acumulada también tiene su importancia, pues en casos de débil espesor las morfologías resultantes tienden a ser de fondo plano y con predominio de las formas estructurales sobre las netamente glaciares (Serrano, 1998).

Por último, factores de tipo geológico y microclimático controlan la erosión de las zonas laterales del circo respecto a su fondo (Benn y Evans, 2003).

iv. Clasificación

Después de lo dicho, es fácil entender que la casuística es muy amplia dada la cantidad de factores implicados en la génesis y desarrollo de los circos y el elevado número de combinaciones posibles entre dichos factores.

Las clasificaciones atienden principalmente a las características morfológicas (basadas en diversos parámetros que se detallan en el apartado siguiente), las relaciones con otros circos vecinos, la distribución espacial e incluso el tipo de fondo. Así, en Serrano (1998) y circunscrita a litologías metamórficas y carbonatadas se citan tres posibilidades, a saber, circos en cubeta, valles circos (donde no existe una cubeta de recepción claramente diferenciada) y circos en sillón (con aristas circulares en torno a un fondo sobreexcavado).

En Benn y Evans (2003) se aclara que rara vez encontraremos formas simples y plantean cinco casos elementales que pueden también presentarse de forma combinada:

- I. Circos simples: son morfologías independientes. Serrano (1998) especifica que suelen aparecer alineados en torno a crestas elevadas.
- II. Circos compuestos: la parte superior está formada por dos circos de tamaño similar.
- III. Circos complejos: su parte superior está formada por la coalescencia de más de dos circos glaciares.
- IV. Circos escalonados: aparecen dos o más circos uno encima de otro.
- V. Circo-artesa: el circo señala el límite superior de una artesa.

Sobre los circos escalonados cabe diferenciar si su origen es sincrónico o asincrónico. En el primer caso los circos inferiores pueden tener su origen en nichos de nivación alimentados de forma excepcional por aludes procedentes de las laderas superiores. El origen de los segundos se explica por un paulatino ascenso de la ELA a lo largo del tiempo. En cualquier caso, y a la hora de discriminar estas formas hay que tener en cuenta la posible existencia de más de una glaciación y la diferente magnitud que ha podido tener cada una (Embleton y King, 1975a).

5.2.2.2 Variables estudiadas

Un factor esencial en la realización de cualquier estudio morfométrico de circos glaciares consiste precisamente en la definición de las variables que se van a medir, tratando de que sean expresivas de las características físicas de la morfología y que permitan obtener el máximo de información posible acerca de la génesis y evolución de la forma en cuestión.

En la mayoría de los trabajos ya realizados sobre el tema se miden parámetros muy similares -indicados ya en Embleton y King (1975a)-, siendo una excepción el detallado estudio de Evans y Cox (1995), donde el número de variables consideradas es extraordinariamente superior a la media.

Las medidas utilizadas en este trabajo se han tomado sobre la base topográfica del IGN a escala 1:25000, hojas de Laspuña (179-III), Plan (179-IV) (edición para ambos de 1.989) y Seira (212-II) (edición de 1.999 realizada con información digital). La fiabilidad de las medidas tiene una inevitable componente subjetiva, condicionada en buena parte por la precisión de la cartografía utilizada.

Sobre dicha base, una vez plasmados los contornos de los circos a partir de fotointerpretación y trabajo de campo, se han tomado los siguientes valores (Figura 5.2):

- *Altitud mínima de la cresta (M)*: se mide en el collado más bajo que se encuentre en la cresta que limita al circo.
- *Altitud máxima de la cresta (M')*: es la del pico más alto de la cresta que festonea el circo.
- *Altitud mínima del fondo del circo (m)*: puede coincidir con el punto de salida de hielo del circo o bien, en el caso de que haya sobreexcavación, encontrarse en el interior del propio circo. En diversos casos ha coincidido con el fondo de dolinas importantes.
- *Longitud (L)*: se trata de la distancia máxima horizontal tomada desde la pared del circo hasta la salida de éste. Señala su eje mayor.
- *Anchura (W)*: es la distancia máxima entre las paredes del circo medida perpendicularmente a la longitud.
- *Orientación*: se ha tomado el ángulo que forma el norte con la línea que define la longitud. Debido al bajo número de circos en el área de estudio (n=26) sólo se distinguieron ocho categorías con intervalos de 45° (Tabla 5.2).
- *Área*: superficie total del circo glaciar. En este trabajo se ha medido utilizando un planímetro digital, si bien en otros estudios se han aplicado algoritmos matemáticos para aproximar dicho valor. Concretamente, García Ruiz *et al.* (1999) hacen valer la siguiente fórmula:

$$S = L \times A \times 0,75$$

En Evans y Cox (1995) se sugiere la siguiente fórmula:

$$\log A = -2,716 + 1,169 \log L + 0,821 \log W + 0,869 \log(\text{Altura de la pared del circo})$$

En otros estudios (Federici y Spagnolo, 2004) el cálculo del área se realiza a través del Sistema de Información Geográfica al que han referenciado sus circos glaciares.

Categoría	Grados
N	337,6-22,5
NE	22,6-77,5
E	77,6-112,5
SE	112,6-157,5
S	157,6-202,5
SO	202,6-247,5
O	247,6-292,5
NO	292,6-337,5

Tabla 5.2. División de categorías en la orientación de los circos.

- *Profundidad (H)*: es la diferencia entre los valores M y m.
- *Profundidad pico máximo (Hmax)*: corresponde a la diferencia entre los valores M' y m.
- *L/W*: relación entre la longitud y la anchura. Es indicador de la forma en planta que posee el circo.
- *L/H*: relación entre la longitud y la profundidad. Indica el grado de sobreexcavación debida a la acción glaciaria.
- *L/Hmax'*: relación entre la longitud y la profundidad máxima.
- *W/H*: relación entre la anchura del circo y su profundidad.
- *W/Hmax*: relación entre la anchura y la profundidad desde el pico máximo.

En esta lista de valores hay algunos que plantean problemas de índole metodológica. El caso más ilustrativo es la medida de la cota máxima del circo (M), que se utiliza posteriormente para calcular la profundidad (H) y el índice L/H. Dado que este índice señala el grado de sobreexcavación del circo, resulta más realista tomar no la altura máxima de la cresta (el pico más alto) sino la cota más baja de la cresta (medida

en el menor de sus collados, si tiene más de uno) pues así se realiza una aproximación más veraz al volumen de hielo almacenado en el circo y, por tanto, al papel erosivo que tuvo el mismo. Como se ha observado tanto en la foto aérea como en campo, en muchas ocasiones las partes altas de los picos han evolucionado ajenas a la morfodinámica glaciar y por tanto se corre cierto riesgo de falsear el valor de la sobreexcavación.

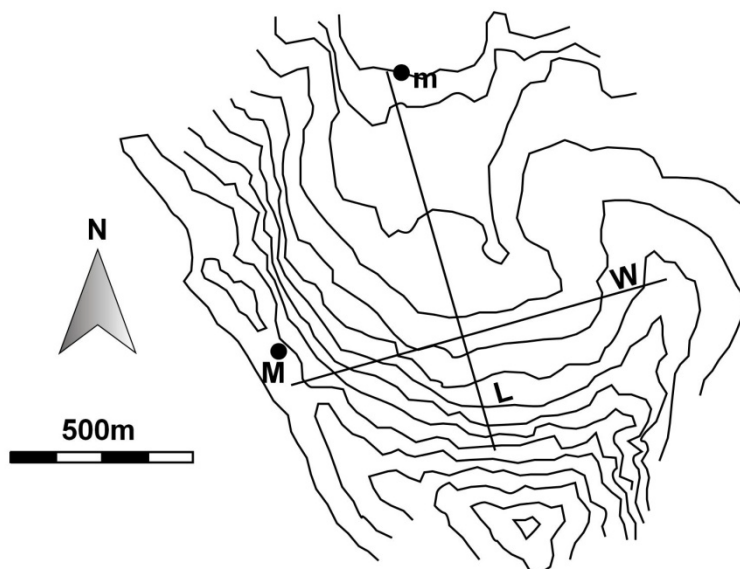


Fig. 5.2. Modo de obtención de algunos parámetros que caracterizan los circos. El ejemplo corresponde al circo n°3 (La Fueba). La explicación de cada letra aparece en el texto.

Aunque en algunos circos se han detectado collados de difluencia, se asume la inexactitud que ese hecho puede introducir a la hora de calcular el valor más exacto de M, habiendo un único caso donde la diferencia sí es determinante (circo 8, valle de Labasar) donde el retroceso erosivo en la cabecera del circo hizo conectar con un valle muerto kárstico, desfigurando notablemente la morfología normal de circo.

Por otro lado, y como ya se ha comentado, el valor de la cota mínima del circo (m) se ha medido en el fondo de dolinas importantes que existen en la base de diversos circos del área. Se ha de considerar que la evolución de dichas formas fue de carácter mixto glacio-kárstico durante las diferentes fases glaciares que ha sufrido el macizo. Naturalmente, y una vez desaparecidos los hielos por completo –a comienzos del Holoceno- la erosión en el fondo de las dolinas ha continuado por procesos netamente kársticos pero la diferencia de cota no es relevante a efectos de este estudio.

Para contemplar la influencia que ejerce la altura de los picos que rodean al circo, y también con el objetivo de comparar valores de Cotiella con los de otras áreas de

estudio especialmente afines (como otros macizos pirenaicos: García Ruiz *et al.*, 1999, 2000b; los Alpes marítimos: Federici y Spagnolo, 2004; etc.) se han tomado igualmente los valores M' , H_{max} y los índices derivados.

Entre los datos recabados no se considera la litología dado que la totalidad del área que contiene circos glaciares está formada por rocas carbonatadas (ver capítulo 3).

5.2.2.3 Circos glaciares identificados

En el macizo de Cotiella se han localizado un total de 26 morfologías calificables como circos glaciares (Figura 5.3 y Mapa Geomorfológico).

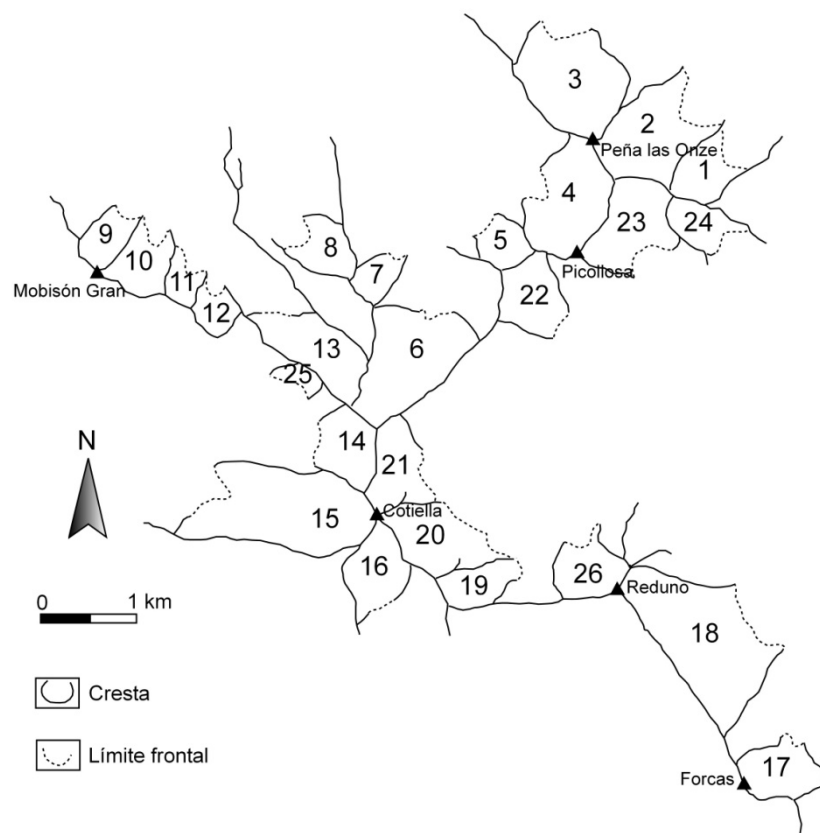


Figura 5.3. Mapa de los circos glaciares del macizo de Cotiella.

En ocasiones no ha sido sencillo discriminar los límites de algunos circos, sobre todo el frontal, debido a una serie de peculiaridades morfológicas que se explican en los capítulos siguientes. En ausencia de un umbral claro, se ha fijado el frente del circo allí donde las crestas o contrafuertes laterales tienden a cerrarse o donde se produce una ruptura de pendiente respecto al nivel aproximado del fondo de circo.

Otras morfologías, de reducido tamaño, se encontraban en el límite entre lo que podemos considerar un circo glaciar o una simple concavidad que –eventualmente- ha podido funcionar durante un tiempo como área de acumulación de hielo glaciar (Foto 5.1 A).

La única cubeta de sobreexcavación existente en el macizo, la de La Basa de la Mora, no ha sido incluida entre los circos glaciares (ver Mapa Geomorfológico). Si bien su morfología sí es equiparable a la de un circo, y además es un área en la que se acumula una gran cantidad de hielo y en la que éste ejerce erosión rotacional sobre el sustrato, no se trata de una cabecera de valle sino que resulta de la convergencia de cuatro lenguas glaciares de variados tamaños y recorridos.

En el macizo existen dos cabeceras de considerables dimensiones (Armeña y Es Leners o Entremón) que habitualmente se citan como dos grandes circos. Se trata realmente de geometrías polilobuladas en las que es más riguroso considerar por separado cada uno de los pequeños (en ocasiones no tanto) circos que las componen, y que se encuentran nítidamente individualizados por contrafuertes rocosos de dimensiones variadas. De haber considerado ambas zonas como dos macrocircos sus parámetros habrían desvirtuado sobremanera la estadística y las conclusiones derivadas. Casos semejantes a estos se han descrito en otros macizos montañosos (Evans y Cox, 1995) confirmando que la opción más razonable es la que se acaba de exponer.

Otros circos que han planteado ciertos problemas a la hora de su definición morfológica son aquellos desarrollados en las dos vertientes de un collado importante (Colladeta Ibón). Se trata de un caso que, aunque no es frecuente, se ha descrito en la bibliografía en montañas suecas (Rudberg, 1984). Aunque las características morfométricas de estos circos son algo peculiares, es innegable que han sido áreas fuente de hielo para sendas lenguas de singular importancia morfogenética.

5.2.2.4 Resultados

En este apartado se exponen los resultados obtenidos enfocados a la explicación de dos cuestiones. Por un lado cuáles son los lugares donde aparecen de manera preferente los circos glaciares. Por otro, una vez aparecidos, cuáles son sus características morfométricas y las relaciones existentes entre ellas.

Distribución de los circos glaciares

- i. El factor altitud

Los 26 circos glaciares que existen en el conjunto del macizo se hayan repartidos en tres áreas principales (Figura 5.4).

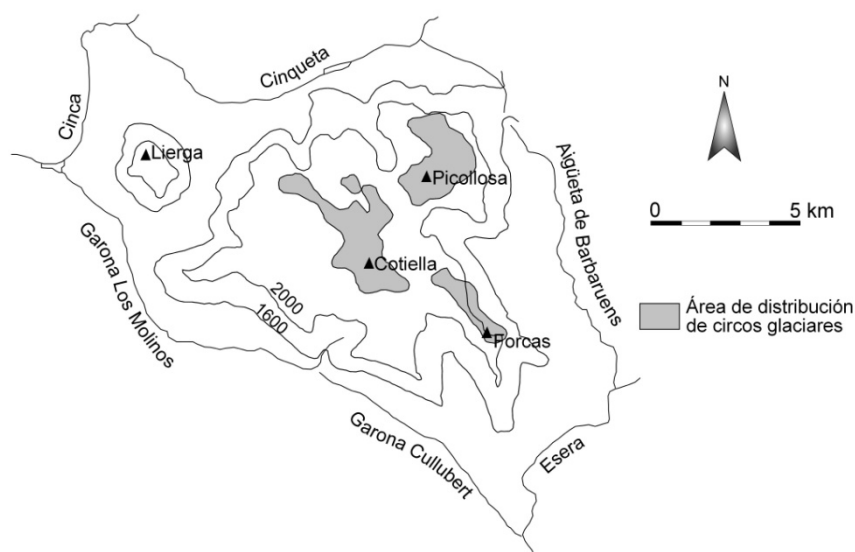


Figura 5.4. Ubicación de los circos glaciares en el macizo de Cotiella.

El núcleo principal (15 circos) es el que rodea las cimas más altas (Cotiella, Coronas) que rondan o sobrepasan los 2.800 e incluso los 2.900 m de altitud (Foto 5.1 B y C). Un segundo grupo (8 circos) se ubica al norte del macizo al abrigo de la Picollosa y la Peña las Onze (Foto 5.1 D), que están entre los 2.600 y 2.700 m. Un tercer grupo (3 circos) se acomoda al cordal Forcas-Reduno, cuya altitud oscila entre 2.200 y 2.500 m.

Las altitudes mínimas de los fondos de circos son muy similares en cada una de estas zonas, siendo la media de 2.222,65 m, oscilando entre valores máximos y mínimos de 2.496 y 1.745 m respectivamente. Es llamativa la excepción, considerable como secundaria frente a las otras dos, del sector Forcas-Reduno, cuyos circos se encuentran sensiblemente más bajos que el resto, con un valor medio de 1.858,33 m (Figura 5.5).

Las altitudes máximas de los circos, tomadas en la cota mínima de la cresta circundante, ofrecen un valor medio de 2.506,88 m, siendo los valores extremos de 2.749 y 2.149 m.

En relación con este dato se puede añadir que el pico más bajo de la zona que aloja circos en sus laderas es el de Forcas, con 2.245 m, mientras que la mayor altitud es el propio pico de Cotiella (2.912 m). La altitud mínima tanto de la cresta como del pico más alto de la misma parece constituir, por tanto, un factor limitante para la aparición de un circo.

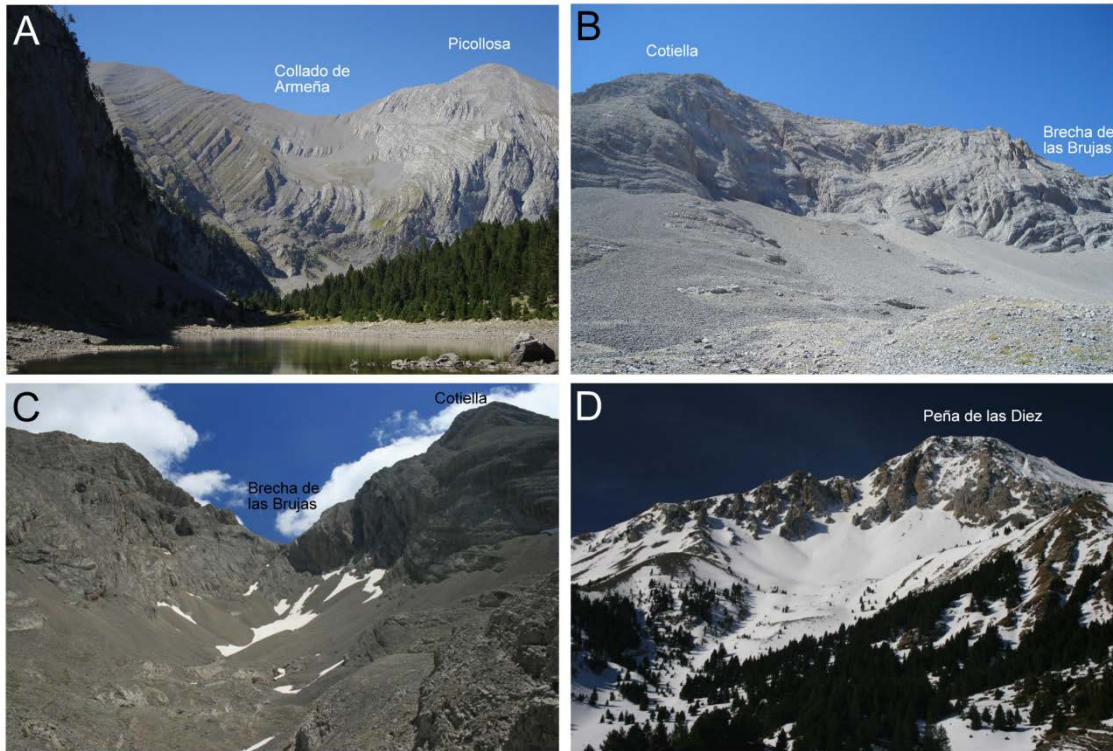


Foto 5.1. Algunos circos glaciares del macizo de Cotiella. A: circo n°22, bajo el collado de Armeña, mostrando una escasa sobreexcavación. B y C: circos 21 y 14, ubicados bajo las cimas más altas del macizo (Cotiella y Coronas). D: circo n°1, con orientación NE bajo una cresta de altitud media (cordal Diez-Onze-Mediodía).

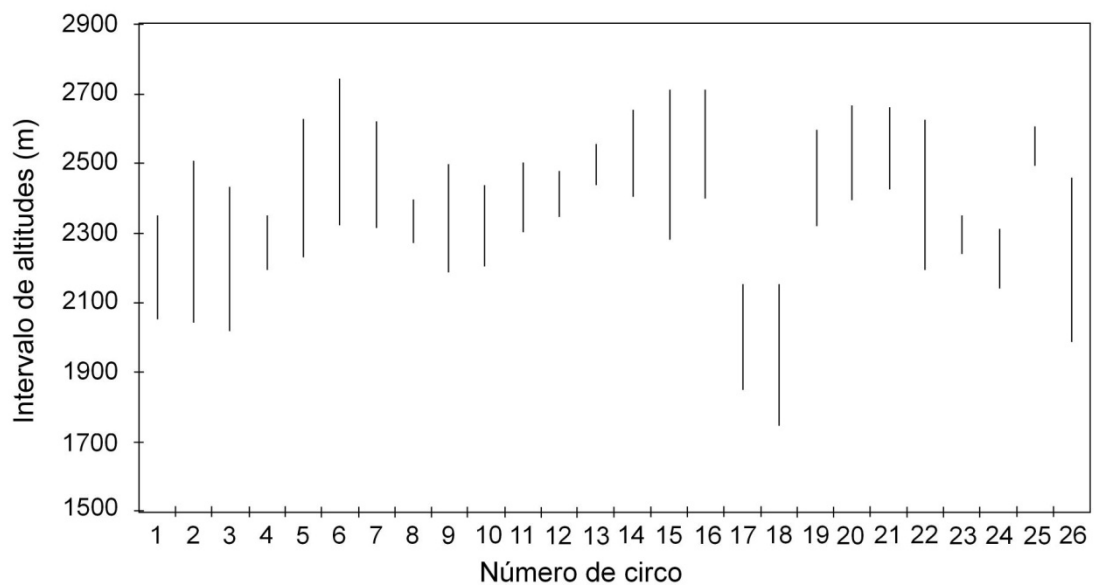


Figura 5.5. Diferencia entre la altura máxima y mínima de los circos glaciares.

ii. El factor orientación

La orientación de la mitad de los circos es al norte o noreste (Tabla 5.3), seguida de las orientaciones noroeste y sureste, que reúnen un 29% de los casos. El resto de orientaciones, si bien existen circos en todas ellas, están sólo representadas por una o tres morfologías, pudiendo considerarse de carácter prácticamente marginal.

ORIENTACIÓN	N	NE	E	SE	S	SO	O	NO
% (nº de casos)	23,1 (6)	26,9 (7)	3,8 (1)	11,5 (3)	3,8 (1)	3,8 (1)	11,5 (3)	15,4 (4)

Tabla 5.3. Distribución de los circos (tanto por ciento y número de casos) según la orientación.

Si se considera de manera conjunta la orientación y la altura mínima del fondo del circo apreciamos una clara relación (Figura 5.6). En efecto, para las orientaciones más favorables se observan circos prácticamente a cualquier altura de las que se dan en el macizo de Cotiella. Sin embargo, en las orientaciones más desfavorables, las meridionales, los circos se localizan a mayores alturas, sin bajar de 2.300 m.

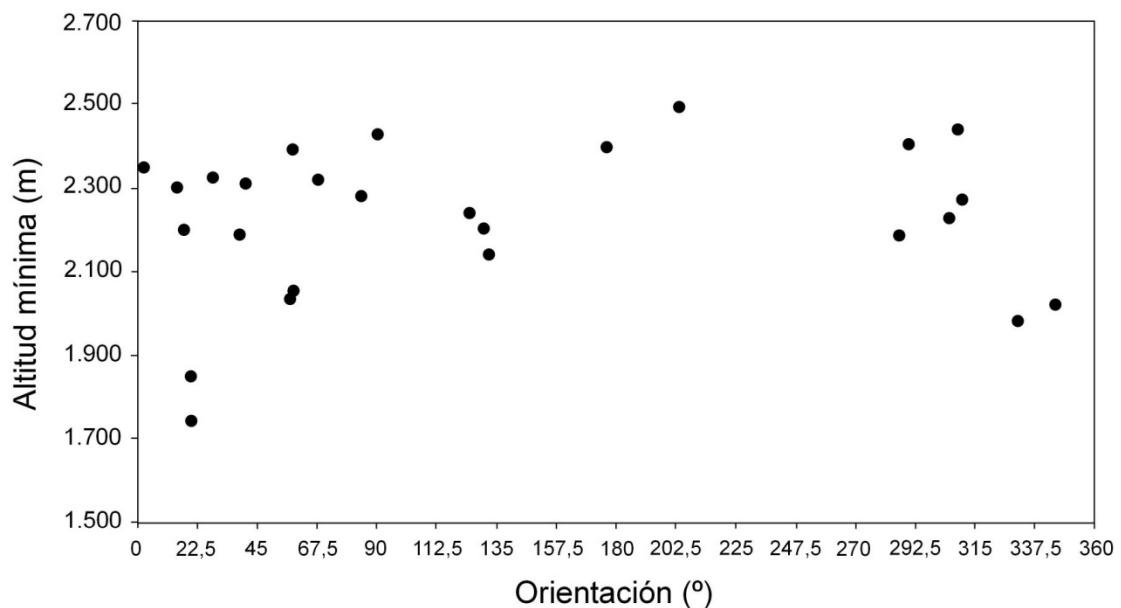


Figura 5.6. Distribución altitudinal en relación con la orientación.

iii. Factores geológicos: litología y estructura

La homogeneidad litológica del macizo de Cotiella, compuesto casi exclusivamente por rocas carbonatadas, hace que no se pueda establecer relación alguna entre la distribución de los circos y la litología.

De las tres formaciones que afloran en el área de desarrollo de circos glaciares (ver capítulo 3), es la de Baziero la más extensa y la de Maciños la más susceptible a la alteración. Dado que la porosidad es una de las características que controlan la alterabilidad de la roca, se han realizado ensayos para averiguar la porosidad abierta de las tres formaciones, resultando ser mucho mayor en la Fm Maciños (Tabla 5.4). Se ha de considerar que los glaciares que discurrieron por Cotiella corresponden al tipo de glaciares templados, en los que existe agua en la interfase hielo-roca, al menos en las fases iniciales y finales de cada pulso glaciar (Federici y Spagnolo, 2004). Cuanto mayor sea la permeabilidad de la roca, en principio mayor será la susceptibilidad de la misma a la meteorización, esencialmente física debido a las bajas temperaturas aunque no se puede olvidar la sincronización posible entre fenómenos glaciares y kársticos, como se ha constatado en los Alpes (Sharp *et al.*, 1989) o en los Picos de Europa (Smart, 1986).

En efecto, los materiales de la Fm Maciños presentan un aspecto mucho más deteriorado que las calizas de las otras formaciones. Sin embargo, su extensión superficial no es tan importante y sólo un pequeño circo colgado (nº 7, Foto 5.2 A) está enteramente modelado en esas calizas arenosas, lo que no permite establecer resultados concluyentes al respecto.

	Fm Baziero	Fm Maciños	C prealveolinas
P _A (%)	0,74	2,61	0,62

Tabla 5.4. Valores de Porosidad abierta (P_A) para las tres formaciones en las que se desarrollan los circos glaciares.

La influencia de la estructura geológica resulta ser un aspecto mucho más determinante. En el capítulo 3 se ha definido el complejo marco estructural del macizo. Al relacionar el relieve con los principales accidentes tectónicos aparecen dos grupos de lineaciones que controlan la distribución de los principales cordales montañosos.

Un primer grupo de lineaciones son las que se orientan aproximadamente paralelas a la dirección noroeste-sureste. Se trata de cuatro barreras que coinciden con grandes fracturas, frentes de cabalgamiento o ejes de pliegues.

Secante a las anteriores se localiza una segunda orientación principal en dirección NE-SO, coincidente también con un frente de cabalgamiento (Tabla 5.5).

LINEACIÓN	35°	128°	132°	138°	157°
CIRCOS	4,5,8,13,14,15,16,21,22,23,24,26	19,2	1,2,3	6,7,9,10,11,12,25	17,18

Tabla 5.5. Lineaciones principales y circos asociados a ellas.

La observación del mapa de los circos (Figura 5.3) permite deducir la gran influencia que ejerce la estructura geológica del macizo sobre la orientación de los circos glaciares. Esa influencia se concreta en los datos ofrecidos en la tabla 5.6. La dependencia entre orientación y lineaciones estructurales se demuestra a través del test chi-cuadrado de la misma tabla. Los bajos valores obtenidos en el mismo confirman el buen ajuste de las orientaciones de los circos con las principales lineaciones estructurales.

		Orientacion por categorías								Total
		N	NE	E	SE	S	SO	O	NO	
Lineacion de pertenencia	NE-SO35°			1	3	1		3	4	12
	NO-SE132°	1	2							3
	NO-SE138°	3	3				1			7
	NO-SE128°		2							2
	NO-SE157°	2								2
Total		6	7	1	3	1	1	3	4	26

Pruebas de chi-cuadrado

	Valor	gl	Sig. asintótica (bilateral)
Chi-cuadrado de Pearson	36,553	28	0,129
Razón de verosimilitud	43,161	28	0,034
Asociación lineal por lineal	12,671	1	0
N de casos válidos	26		

Tabla 5.6. Tabla de contingencia Lineacion de pertenencia-Orientacion por categorías. Recuento y tabla con pruebas de chi-cuadrado (gl: grados de libertad; Sig.: significación).

En virtud de lo expuesto, el desarrollo de un circo en el macizo de Cotiella ha de adaptarse en primer lugar a la disponibilidad espacial que le marca alguna de las

macroestructuras geológicas. En segundo lugar, son los factores climáticos – esencialmente la radiación solar- los que acaban de decidir la orientación del circo. Si se toman las familias noroeste-sureste vemos que en su vertiente septentrional se han desarrollado un total de 13 circos glaciares (la mitad de la zona de estudio), sin embargo en la vertiente meridional es normal que no exista tal morfología o, en el único caso existente, se trata de un ejemplo de dimensiones exiguas, cuyo modelado se debió producir en condiciones límite.

La lineación transversal es la única que ofrece más variedad de orientaciones, hallándose siempre las más desfavorables al abrigo de las cotas más altas o en situaciones de alimentación nival extraordinaria, debidas al aporte redistribuidor de nieve ya caída por parte de vientos procedentes del noroeste. En todo caso, cabe notar que no se trata de una situación común en el conjunto del macizo.

Características morfométricas

En la tabla 5.7 se expone una síntesis de los valores morfométricos medidos en los circos glaciares del macizo de Cotiella.

	Altura mínima cresta	Altura mínima fondo	Anchura (W)	Longitud (L)	Profund. (H)	Profund. pico máximo (Hmax)	AREA (Ha)
Media	2.506,88	2.222,65	732,69	742,33	284,23	456,92	49,54
Mínimo	2.149,00	1.745,00	362,50	200,00	108,00	143,00	11,00
Máximo	2.749,00	2.496,00	1.225,00	1.525,00	477,00	800,00	139,00
Desv. típ.	163,10	184,78	254,98	323,51	119,45	144,81	32,75

	L/W	L/Hmax	L/H	W/Hmax	W/H
Media	1,05484	1,6637	2,99395	1,6844	3,1431
Mínimo	0,381	0,85	1,205	0,95	1,28
Máximo	2,143	3,65	9,534	3,67	9,95
Desv. Típ.	0,410393	0,62009	1,878849	0,59404	2,10266

Tabla 5.7. Valores máximo, mínimo y medio de los distintos parámetros medidos en los circos glaciares.

i. Longitud, anchura, profundidad (variables independientes)

Los circos glaciares del macizo de Cotiella presentan una gran variación en los valores de estos tres parámetros fundamentales.

La longitud presenta un valor medio de 742,33 m, oscilando entre los 200 m del circo más corto y más de 1.500 m del más largo. El circo más ancho del macizo alcanza los 1.225 m mientras que el más corto se queda en 362,5 m. Comparando la longitud media con la anchura media (índice L/W) se observa que la forma en planta que los circos tienden a adquirir es prácticamente circular ($L/W = 1,05$).

La relación de la longitud con otros parámetros es algo escasa (Tabla 5.8). Únicamente presenta una correlación estadísticamente significativa con la anchura ($r=0,575$), el área ($r=0,786$) y la profundidad desde el pico máximo ($r=0,601$). Asimismo se observa que, en mayor o menor grado, al aumentar el desarrollo longitudinal del circo también lo hace el desarrollo en amplitud.

	altura mínima cresta	altura mínima fondo	anchura	longitud	AREA (Ha)	Prof. pico máximo	Profund.
altura mínima cresta	1	0,775	-0,108	0,098	0,065	-0,059	0,221
altura mínima fondo	0,775	1	-0,246	-0,16	-0,205	<i>-0,467</i>	<i>-0,444</i>
anchura	-0,108	-0,246	1	0,575	0,765	0,764	0,227
longitud	0,098	-0,16	0,575	1	0,786	0,601	0,387
AREA (HA)	0,065	-0,205	0,765	0,786	1	0,755	<i>0,408</i>
Prof. pico máximo	-0,059	<i>-0,467</i>	0,764	0,601	<i>0,755</i>	1	0,638
Profund.	0,221	<i>-0,444</i>	0,227	0,387	<i>0,408</i>	0,638	1

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral) (valores en negrita)

* La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral) (valores en cursiva)

Tabla 5.8. Correlación de Pearson entre las variables independientes.

La correlación entre la longitud y la profundidad de pico máximo (0,601) es uno de los valores más altos junto con la que guarda con el área del circo. Ésta última es normal si observamos que el área también presenta altos niveles de correlación con la anchura. Como es lógico, cuanto mayor sea la dimensión largo-ancho del circo mayor será también la superficie que ocupa. Así mismo, se desprende de la tabla que cuanto mayor es la profundidad entre el pico máximo y el fondo del circo, mayores son

también los parámetros morfométricos (L, W, H, Área), lo que indica la importancia de esta variable.

A su vez, la profundidad del circo medida entre el collado más bajo de la cresta limitante y el fondo del circo (H) sólo encuentra correlación estadísticamente significativa con la profundidad desde el pico máximo (Hmax), siendo de un valor $r=0,638$.

ii. Variables dependientes

Las variables dependientes, resultantes de establecer relaciones entre las independientes, presentan también algunas correlaciones interesantes (Tabla 5.9).

	L/W	L/Hmax	L/H	W/Hmax	W/H
L/W	1	0,682	<i>0,419</i>	<i>-0,483</i>	<i>-0,388</i>
L/Hmax	0,682	1	0,738	0,216	0,047
L/H	<i>0,419</i>	0,738	1	0,228	0,575
W/Hmax	<i>-0,483</i>	0,216	0,228	1	0,571
W/H	<i>-0,388</i>	0,047	0,575	0,571	1

** La correlación es significativa al nivel 0,01 (bilateral) (en negrita)

* La correlación es significativa al nivel 0,05 (bilateral) (en cursiva)

Tabla 5.9. Correlación de Pearson entre las variables dependientes.

Por un lado, se aprecia que el índice L/W se correlaciona únicamente con el L/Hmax, que a su vez guarda relación con el L/H, como es lógico pues están comparando caracteres morfométricos muy próximos en los que el factor altitudinal está presente.

Un factor generalmente poco considerado es la relación entre la anchura del circo y la profundidad. En nuestro caso se observa que la correlación es estadísticamente significativa con el índice L/H y, como también era esperable, con el W/Hmax, si bien los valores son los más pequeños de esta segunda tabla de correlaciones.

La correlación entre L/H y W/H establece la existencia de un patrón de desarrollo tridimensional de los circos, más allá del que señala la también alta correlación entre L y W en lo que se refiere al desarrollo bidimensional en planta. Procede recordar que el parámetro H, a diferencia del Hmax, supone una aproximación más razonable al verdadero volumen de hielo contenido en el circo y, por lo tanto, al papel erosivo que ha ejercido sobre la cuenca en la que se acumulaba.

5.2.2.5. Discusión

La inferencia de conclusiones a partir de los resultados, así como la comparación que se puede establecer con otros macizos montañosos, ha de considerar algunos aspectos previos.

En primer lugar, el número total de circos glaciares en el macizo de Cotiella (n=26) es bastante bajo si se repara en el número de circos contabilizados en otros estudios, y que acostumbran a superar el centenar de unidades, abarcando unidades geográficas mayores. De ese modo los datos estadísticos ofrecen más garantías y posibilidades de efectuar relaciones e incluso de establecer tipologías de circos en función de sus características morfométricas.

En el macizo de Cotiella se ha intentado hacer lo propio mediante diagramas clúster trabajando con diversas variables sin resultado alguno, debido –además de al corto número de casos- a su extrema variabilidad dimensional.

Por otro lado, la reducida dispersión geográfica del macizo y lo homogéneo de los materiales litológicos que lo arman limitan también la influencia de distintas variables geoambientales, que dan pie en otras zonas a extraer información relativa a la génesis y desarrollo de los circos.

Dicho esto, se procede en este apartado a establecer posibles conclusiones a partir de los datos expuestos en el anterior 5.1.2.4, comparando además nuestros datos con los propios de otras montañas.

Altitud

La altitud media a la que aparecen los circos en el macizo de Cotiella se sitúa en torno a los 2.200 m. Este valor es más próximo al de los circos del Pirineo oriental (2.100-2.200 m) (Gómez Ortiz, 1988) que al de otros sectores del Pirineo central. En efecto, para el Valle de Tena los valores son de 1.900 m (Julián *et al.*, 2000), mientras que si al valle tensino se une el del Aragón, más occidental, la cota se rebaja a 1.700-1.800 m.

Este dato, al contrario que otros, no es comparable con montañas de ámbitos geográficos diferentes, como los Alpes. Sin embargo, el hecho de que exista una relación de equivalencia entre la altura de fondo de circo y la línea de nieves permanentes (Embleton y King, 1975a) (que se puede hacer equivaler a la ELA) sí hace

interesante relacionar los datos de Cotiella con los existentes para el resto del Pirineo meridional y las montañas del área cantábrica.

Según Nussbaum (1949), la ELA en el macizo de Cotiella durante el momento de máxima extensión de los glaciares pirenaicos se encontraba a 2.100 m. Considerando la altura media de los fondos de circo, este nivel puede oscilar entre 2.100 y 2.200 m. Para la cabecera del Segre, zona del Alt Urgell y la Cerdanya (Pirineos mediterráneos), los valores son los mismos (Gómez Ortiz, 1987) mientras que hacia el oeste la cota decrece notablemente siendo de 1.700-1.800 m para el Pirineo aragonés occidental (García Ruiz *et al.*, 1999; 2000b) y aún menor en la Cordillera Cantábrica, donde se sitúa en los 1.400-1.500 m (Alonso, 1994). Sobre el valor de la altitud de fondos de circo como estimación de la ELA se harán más precisiones en el apartado 5.5.5.

De estos datos se deduce la importancia que para el desarrollo del glaciario supuso la proximidad al Atlántico, de donde proceden la mayoría de los frentes húmedos. En la cabecera del Segre, sin embargo, la mayor parte de las precipitaciones provienen del Mediterráneo, ya que los Pirineos ejercen un efecto barrera sobre los frentes del oeste (Gómez Ortiz, 1988), siendo los valores medios de estas precipitaciones notablemente inferiores a las de los Pirineos atlánticos.

Los datos del macizo de Cotiella, no obstante la continentalidad de la zona, invitan a pensar en una influencia más mediterránea que atlántica. En efecto, las alturas de fondo de circo y la ELA son similares a las descritas por Gómez Ortiz (1988) para montañas que además tienen un rango altitudinal de cumbres muy parecido.

Se ha tratado de encontrar alguna diferencia significativa entre los circos del macizo que están abiertos hacia el oeste y los que se abren a la llegada preferente de frentes orientales mediante la comparación estadística de sus valores. Sin embargo, si bien se detectan las diferencias más apreciables en el parámetro de altura mínima de fondo de circo (Figura 5.7, Tabla 5.10), no es posible obtener una aseveración estadística concluyente (Tabla 5.11).

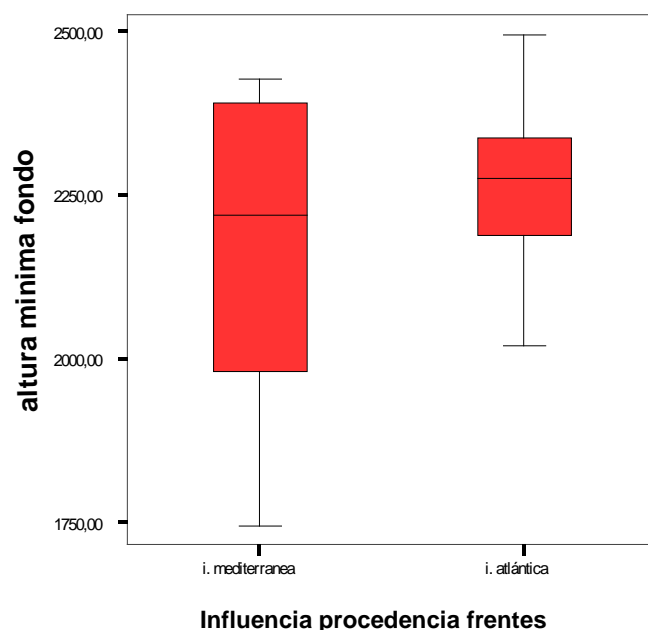


Figura 5.7. Relación entre la altura mínima de fondo de circo y la orientación atlántica o mediterránea de los distintos circos glaciares. Los lados inferiores y superiores del rectángulo rojo indican el primer (Q1) y tercer (Q3) cuartil de la muestra respectivamente. Las líneas horizontales superiores e inferiores corresponden a $Q3+1,5(Q3-Q1)$ y $Q1-1,5(Q3-Q1)$, respectivamente.

Procedencia mediterranea (N=10)

	altura mínima cresta	altura mínima fondo	anchura	longitud	AREA (Ha)	altura pico máximo	altura
Media	2.468,00	2.169,30	775	743,8	48,7	503,9	298,7
Desv. típ.	214,65683	239,48651	246,43288	321,98337	24,65337	126,50907	114,06631
Mínimo	2.149,00	1.745,00	437,5	425	26	330	108
Máximo	2.714,00	2.428,00	1.225,00	1.525,00	111	800	477

Procedencia atlántica (N=16)

	altura mínima cresta	altura mínima fondo	anchura	longitud	AREA (Ha)	altura pico máximo	altura
Media	2.531,19	2.256,00	706,25	741,4063	50,0625	427,5625	275,1875
Desv. típ.	122,68236	139,31403	264,53576	334,99747	37,71201	151,5216	125,48212
Mínimo	2.348,00	2.020,00	362,5	200	11	143	111
Máximo	2.749,00	2.496,00	1.087,50	1.300,00	139	638	470

Tabla 5.10. Valores máximos, mínimos, medios y desviación típica de los parámetros morfométricos de los circos estudiados en función de la influencia predominante de procedencia de frentes atlántica o mediterránea.

		Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
altura minima cresta	Inter-grupos	24570,216	1	24570,216	0,921	0,347
	Intra-grupos	640462,437	24	26685,935		
	Total	665032,654	25			
altura minima fondo	Inter-grupos	46257,785	1	46257,785	1,375	0,252
	Intra-grupos	807310,1	24	33637,921		
	Total	853567,885	25			
anchura	Inter-grupos	29086,538	1	29086,538	0,437	0,515
	Intra-grupos	1596250	24	66510,417		
	Total	1625336,538	25			
longitud	Inter-grupos	35,262	1	35,262	0	0,986
	Intra-grupos	2616409,209	24	109017,05		
	Total	2616444,471	25			
AREA (HA)	Inter-grupos	11,424	1	11,424	0,01	0,92
	Intra-grupos	26803,038	24	1116,793		
	Total	26814,462	25			
altura pico maximo	Inter-grupos	35861,009	1	35861,009	1,762	0,197
	Intra-grupos	488422,838	24	20350,952		
	Total	524283,846	25			
altura	Inter-grupos	3402,078	1	3402,078	0,231	0,635
	Intra-grupos	353286,538	24	14720,272		
	Total	356688,615	25			

Tabla 5.11. Pruebas ANOVA según la orientación mediterránea o atlántica de los circos del macizo.

Un dato llamativo es que los dos circos más bajos del macizo se encuentran en el grupo de circos abiertos a la influencia de frentes mediterráneos (circos nº 17 y 18, Figura 5.3), coronados por picos que en su mayor parte (macizo de Forcas) rebasan escasamente los 2.200 m de altitud. Sin embargo, en el extremo más occidental de Cotiella se encuentra el macizo de Lierga (2.246 m, Figura 5.4) donde no sólo no hay circos glaciares sino ninguna morfología que indique la existencia de actividad glacial con origen en dicha montaña.

En los Alpes marítimos, Federici y Spagnolo (2004) concluyen que los circos más bajos se encuentran en posiciones marginales respecto a la divisoria principal. La situación de los circos 17 y 18 es equivalente (Figura 5.3), y es probable que la menor altitud general de este pequeño sector junto con la procedencia principal de las

precipitaciones, más nutridas en esta zona del Pirineo las orientales que las occidentales, pueden explicar esta circunstancia. Nuevamente el corto número de casos de los que se dispone en el macizo de Cotiella es el principal obstáculo a la hora de valorar estas conclusiones.

La relación entre fondo de circo y altura del cordal, señalada en la Sierra de Ancares (Valcárcel y Pérez Alberti, 2002) no se da en el macizo de Cotiella. Al contrario, los circos más bajos se encuentran bajo las cimas más modestas de toda la zona de estudio.

Por último, conviene reseñar que no existe una correlación significativa entre la altura de los fondos de circo con los parámetros longitud, anchura, profundidad y área (Tabla 5.8), como también ocurre en los circos de los Alpes marítimos (Federici y Spagnolo, 2004) y al contrario que en los valles de Tena y Aragón (García Ruiz *et al.*, 1999; 2000b) donde a medida que aumenta la altura del circo lo hace también la longitud, mientras que los circos más bajos tienden a ser más anchos.

Orientación y estructura geológica

Como ya se ha expuesto en el apartado anterior, la relación entre la orientación de los circos y las macroestructuras geológicas es íntima, dependiendo la primera de la segunda.

Una vez que el marco estructural define en qué lugares pueden desarrollarse los circos, son las condiciones climáticas, y especialmente la diferente exposición a la radiación solar, la que controla en qué vertiente de la montaña se genera la morfología. El efecto que ejerce el viento como redistribuidor de nieve, citado como responsable de algunos circos de orientación sur en los Pirineos (Lampre, 1998), es también sólo puntual en Cotiella y se relaciona con uno de los circos de orientación sureste (circo nº 23) siendo de menor importancia que la radiación en términos generales (Evans, 1977).

La situación del macizo, desplazada al sur respecto al eje de la cadena y con menores precipitaciones de nieve, ha hecho que en las vertientes sur la génesis de circos haya sido casi nula. Es llamativo ver crestas que alojan numerosos circos en sus laderas septentrionales y ninguno en las meridionales (arista de la Peña las Onze, Reduno-Forcas) o sólo un circo (Mobisón-Coronas) (Figura 5.3). Sin embargo existen numerosas evidencias morfológicas que indican la existencia de glaciares en esas vertientes desfavorables (glaciar de Yali y de Entremón) como pequeños tramos de

artesas o, sobre todo, morrenas. Tal y como indican Evans y Cox (1995) no todas las áreas de acumulación tienen porqué tener forma de circo, aunque sí todos los circos han actuado como zonas de acumulación. La precaria orientación de estos glaciares debió posibilitar su existencia sólo en los momentos álgidos de algún máximo glaciar, produciéndose una rápida deglaciación en cuanto las condiciones climáticas dejaron de ser favorables. Porcentualmente, las orientaciones más abundantes son la norte y noreste (Tabla 5.3) seguidas de las noroeste y sureste, en concordancia con las principales lineaciones estructurales ya comentadas. Las orientaciones más desfavorables son la sur y suroeste con sólo un caso en cada una de ellas. En otros valles del Pirineo central el porcentaje de circos en las orientaciones climáticamente desfavorables no es tan bajo debido a la mayor influencia atlántica que permitía su alimentación, si bien en general para todo el hemisferio norte las orientaciones más frecuentes son norte y noreste. En la Sierra de Tendenera y Sabocos únicamente se encuentran circos en orientaciones norte y sur (Serrano, 1998) debido a un estricto control estructural. En el macizo de Cotiella, la linealidad que mantienen las Sierras Interiores hasta el Cinca se pierde en beneficio de las direcciones predominantes mencionadas en el capítulo anterior. Eso permite la existencia de circos en todas las orientaciones con las restricciones que ya hemos aclarado. Evans (2006) cita como orientaciones preferentes para los circos del Pirineo la norte y noroeste, circunstancia que no concurre plenamente en Cotiella.

La importancia de la estructura geológica en relación con la orientación es un asunto discutido. Algunos investigadores la consideran elevada para zonas como las Sierras Interiores pirenaicas (Serrano, 1998), para el conjunto de valles occidentales oscenses (García Ruiz *et al.*, 1999; 2000b) o para los Alpes marítimos (Federici y Spagnolo, 2004) mientras que se considera que no influye en trabajos de índole general que abarcan las principales cordilleras mundiales (Evans, 2006) o en estudios comparativos de Alpes y montañas británicas (Embleton y Hamann, 1988). En el caso estudiado la importancia parece indiscutible y se puede cifrar como primer factor a la hora de estudiar la génesis de un circo en el macizo de Cotiella. En cualquier caso, es posible que las características tectónicas de las grandes cordilleras alpinas ejerzan una influencia mayor en la orientación que las montañas hercínicas, cuyos rasgos estructurales estarán menos frescos y las morfoestructuras no serán tan importantes.

Otra cuestión es la relación existente entre la orientación de un circo y la altura de su fondo. Como se observa en la figura 5.5, en el macizo de Cotiella las orientaciones

desfavorables tienen sólo circos ubicados a grandes alturas mientras que en el resto existen circos a alturas diversas. Se interpreta esta variación debida a orígenes polifásicos de los distintos circos. En glaciaciones de máxima intensidad y duración se generarán o reactivarán circos en cotas bajas de orientaciones propicias y en altas de las más problemáticas. En fases glaciares de menor poder morfogenético los glaciares no se desarrollarán en las vertientes meridionales y lo harán en cotas altas de las septentrionales. Circunstancias similares se han citado en montañas leonesas (Valcárcel y Pérez Alberti, 2002) y alpinas (Federici y Spagnolo, 2004).

La gran cubeta de Es Leners (ver Mapa Geomorfológico) (que aloja los circos 14, 15 y 25) es de origen estructural, tratándose del rellano de bloque superior de la lámina de Cullubert, ahondada de manera heterogénea por rebaje kárstico de las calizas de Baziero que la forman (los circos 14 y 15 se encuentran afectados en distinta medida por morfologías kársticas de importancia). Sobre esta gran depresión, y bajo las cimas más altas que la rodean, se formaron los tres circos mencionados, en un ejemplo más de interacción entre estructura y génesis de circos.

Cabe resaltar también el efecto que producen las microestructuras sobre la evolución erosiva de los circos, puesta de relieve por algunos investigadores (Embleton y King, 1975a). Si bien en determinadas zonas como Lake District (Inglaterra) no es fácil de determinar, aunque parece probable su existencia (Evans y Cox, 1995), sí resulta bien visible en el área de Armeña (ver Mapa Geomorfológico). El fondo de este gran circo polilobulado (y que incluye los circos nº 19, 20, 21 y 26) está recorrido por capas resistentes de roca calcárea que forman parte de un gran pliegue tumbado. La disposición de estos estratos, transversal al flujo del hielo, entorpeció la erosión rotacional y por tanto que se formara una topografía cóncava. En la actualidad está sembrada de multitud de resaltes a modo de umbrales y dolinas de distinto tamaño pero no es reconocible ninguna cubeta de origen estrictamente glaciario, a lo sumo glaciokárstico, debido a esta circunstancia.

No se aprecia influencia de fracturas en el diseño de los circos, como sí ocurre en macizos de rocas cristalinas (Gómez Ortiz, 1988; Lampre, 1998). Tampoco, debido a las razones mencionadas en el apartado 5.1.2.4, es posible relacionar ninguna característica de los circos de Cotiella con la litología debido a su homogeneidad, aunque en presencia de distintos tipos de rocas sí es un factor a tener en cuenta (Unwin, 1973; Alonso, 1994;

Evans y Cox, 1995; García Ruiz *et al.*, 1999; 2000b) si bien es despreciado en otros estudios (Embleton y Hamann, 1988).

Variables morfométricas

Las variables que definen la forma de los circos presentan una gran diversidad en sus valores y muy poca regularidad, de modo que no es posible discriminar familias de circos en función de estos parámetros y no es fácil extraer conclusiones.

Las correlaciones son en general estadísticamente poco significativas (Tablas 5.8 y 5.9). Se dan especialmente entre la longitud y la anchura, al igual que en la mayoría de circos (De Blasio, 2002) aunque no tanto con la profundidad bien sea tomada desde el punto más alto como el más bajo de la cresta (Hmax y H, respectivamente, según la nomenclatura empleada en este trabajo).

La profundidad de los circos no es en general demasiado grande, más teniendo en cuenta que en muchos casos esta profundidad ha sido acrecentada por el rebaje kárstico acaecido desde la desaparición del hielo en los circos (Foto 5.2 B).

Los circos con mayor anchura suelen también ser los más extensos mientras que los circos con una longitud más destacada suelen tener su eje mayor paralelo a alguna de las principales lineaciones (circos nº 6, 15 y 13, Figura 5.3) y alguna de sus paredes apoya en los cordales que estas lineaciones definen. Por el contrario, los circos más cortos crecen perpendiculares a estas lineaciones y ninguna de sus paredes laterales coincide con una barrera montañosa principal.

Dentro del macizo de Cotiella no es posible establecer alguna relación estadística entre los índices calculados a partir de las variables independientes y algún criterio diferenciador de circos como su filiación a alguna lineación estructural. Las pruebas de igualdad de medias entre lineaciones revelan la no existencia de diferencias estadísticamente significativas entre ellas en ninguno de los 5 índices considerados (L/W, L/Hmax, L/H, W/Hmax y W/H). Si comparamos los valores medios de alguno de estos índices con los de otras áreas vemos que son prácticamente equivalentes.

Para el índice L/Hmax, se aprecia en Cotiella un valor medio de 1,66 similar al del Pirineo occidental oscense que es 1,43 (García Ruiz *et al.*, 1999), Alpes marítimos con 1,93 (Federici y Spagnolo, 2004) e incluso con el Piamonte, cuyo valor es 2 (Massaglia, 1995). Sin embargo, las montañas variscas tienen unos valores que contrastan

fuertemente con los de las montañas alpinas mencionadas, pues están próximos a tres o incluso rebasan ese guarismo (Federici y Spagnolo, 2004).

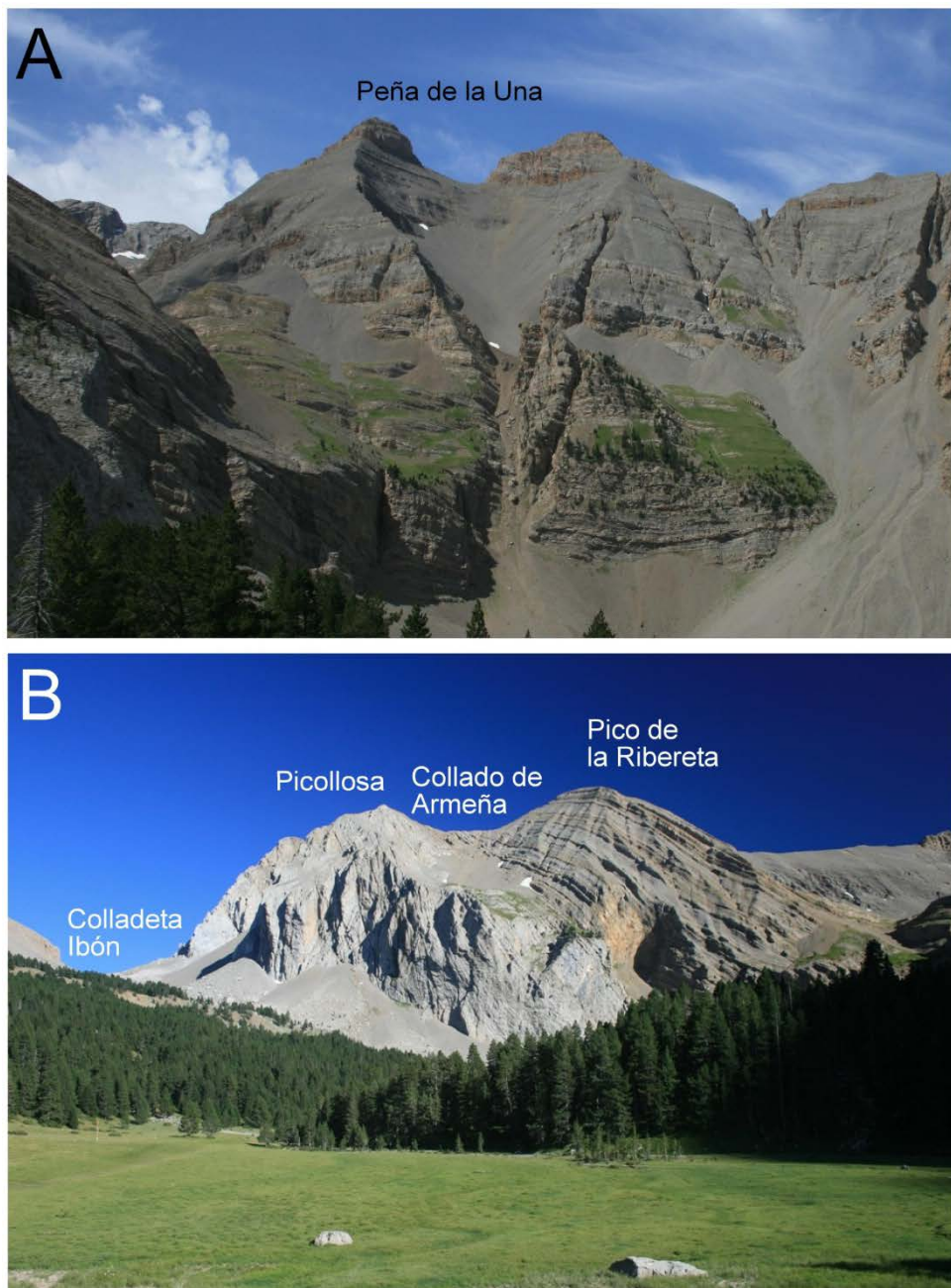


Foto 5.2. Circos glaciares del macizo de Cotiella con características específicas. A: circo n°7, bajo las dos puntas de la Peña de la Una, modelado enteramente sobre rocas de la Fm Maciños. B: Circo n°5, entre la Piccollosa y la Ribereta, con escasa profundidad y marcado rebaje kárstico posterior.

Para el índice L/W el valor de Cotiella (1,05) es prácticamente idéntico al de los Alpes marítimos (1,07) y ambos ligeramente superiores al del Pirineo occidental oscense (0,79).

El índice L/H, que valora la relación entre la longitud y la excavación verdaderamente producida por el hielo glaciario tiene un valor medio de 2,99, indicando que los circos de Cotiella son manifiestamente más largos que profundos, sin que pueda ponerse este dato en relación con otros morfométricos o geoambientales.

Ante todo lo expuesto, es necesario explicar por qué en Cotiella no existen relaciones claras entre los distintos parámetros medidos, por qué no se han configurado familias de similares características morfométricas y por qué existe una relación tan íntima entre algunos parámetros geoambientales con las macroestructuras geológicas.

Para introducir la hipótesis que se propone es necesario añadir que, pese a la altura media del macizo y que existe una cima que se acerca bastante a los tres mil metros de altitud, muchas de las altas crestas no tienen un perfil demasiado afilado e incluso existen amplias superficies de relieve preglaciario, que han permanecido absolutamente ajenas a la dinámica erosiva glaciario, en varios lugares, uno de ellos –especialmente conspicuo- la ladera sur del propio pico de Cotiella, que constituye un reverso de cuesta estructural.

La observación en campo o foto aérea de los circos glaciares del macizo pone de relieve la interferencia de elementos estructurales en las morfologías glaciares, distorsionando en mayor o menor medida las geoformas propias del hielo. Son relativamente frecuentes las apariciones de barras rocosas constituidas por líneas de capa que quedan en relieve en fondos de circo o que perturban la forma en planta del mismo, siendo además escasos los circos de fondo cóncavo. Otras morfologías, como las kársticas o las periglaciares (sobre todo extensos canchales) se han superpuesto a los circos llegando en ocasiones a desfigurarlos, lo que impedía medir algunos parámetros considerados en otros estudios como la ruptura de pendiente de la pared del circo respecto a su fondo. En otras ocasiones, dichas morfologías existían previamente y los circos se han solapado a ellas. Es el caso del circo nº 8 que erosionó al retroceder el límite de un valle muerto de origen kárstico, colgado sobre el fondo del valle glaciario anejo.

Todo lo dicho lleva a pensar en que el relieve glaciario del macizo de Cotiella no es un relieve maduro y que los procesos morfogenéticos que lo han modelado no han tenido la fuerza suficiente como para eliminar o al menos mitigar la impronta del modelado estructural que, a la sazón, es el que define las líneas principales del macizo, caracterizado por unas morfoestructuras conspicuas.

Según Embleton y King (1975a), en los circos maduros la influencia de la estructura es baja y el nivel de desarrollo de las geoformas glaciares es función del tiempo de permanencia del hielo en los circos y de su acción erosiva, que va afilando las divisorias y, en última instancia, superada la madurez, haciendo coalescer los circos.

Se propone, pues, que el modelado glaciar de Cotiella, y en particular los circos, son el resultado de una actividad glaciar de escaso vigor, no llegando a alcanzarse la madurez del relieve glaciar. Existen numerosas evidencias geomorfológicas que apoyan esta hipótesis.

- Las divisorias no acostumbran a ser afiladas y en ocasiones incluso son anchas y alomadas, existiendo grandes planicies especialmente llamativas en el entorno meridional del pico de Cotiella a alturas nunca inferiores a 2.500 m e incluso más elevadas.
- Los circos están modelados en orientaciones preferentes y ausentes en orientaciones desfavorables en las que, sin embargo, sí hubo glaciares, como queda demostrado por la existencia de pequeñas artesas y diversas acumulaciones morrénicas.
- Las características morfométricas de los circos son muy variadas y localmente se adaptan al patrón que les dicta la estructura geológica.
- La gran variabilidad medida en los diferentes parámetros puede estar en relación con las diversas situaciones iniciales que marcaba el relieve preglaciar, muy condicionado por la existencia de relieves estructurales, cabeceras de barrancos y depresiones kársticas y que sólo han sido retocadas y no enteramente modificadas por la morfogénesis glaciar.
- Incluso en los picos a cuyos pies convergen varios circos no se registra ninguna morfología piramidal (Cotiella, Peña Bllanca, Picollosa, Peña de la Una).
- Distintos complejos morrénicos como los de la Pllana Angón, Saraminas u Ordizez parecen señalar una rápida deglaciación y un confinamiento rápido de los glaciares en el ámbito estricto de la alta montaña.

Puede concluirse que a medida que aumenta la duración de una glaciación disminuye la influencia de la estructura geológica sobre las formas del terreno. En efecto, cuanto más se alarga en el tiempo el periodo de actividad glaciar va progresando el retroceso erosivo de los circos, que provoca el afilado de las crestas –cada vez más

perfiladas- hasta que, superada la madurez, de seguir las condiciones frías puede sobrevenir la degradación del relieve con la coalescencia de circos por eliminación de aristas.

5.2.2.6. Síntesis sobre los circos glaciares de Cotiella

- En el macizo de Cotiella existen un total de 26 circos glaciares, a los que cabe añadir dos áreas de acumulación de hielo emisoras de lenguas glaciares pero que no llegaron a adquirir morfología de circo.

- La altura de sus fondos tiene un valor medio de unos 2.200 m, con valores extremos de 1.700 y 2.400 m, aproximadamente. Varios de ellos están afectados por dolinas de importantes dimensiones.

- La orientación preferente es la norte y noreste, siendo las menos favorecidas la sur y suroeste. En general la orientación es claramente dependiente en primer lugar de la estructura geológica y en segundo lugar de los factores climáticos, especialmente la insolación.

- Los circos en orientaciones meridionales están a mayores alturas mientras que en el resto de orientaciones existen a cualquier cota, lo que puede indicar un origen polifásico de los mismos.

- Existe una escasa correlación entre los parámetros morfométricos y no es posible realizar ninguna agrupación en familias basándonos en dichos parámetros, pues sus valores son muy variados. Dicha correlación es menor que en otros sectores del Pirineo central o que en los Alpes.

- La profundidad entre el pico más alto y el fondo del circo tiene una correlación estadísticamente significativa con los parámetros L, W, H y Área. En efecto, los picos más altos atraen más precipitaciones y están en condiciones de alimentar mejor a los circos que les rodean, lo que puede repercutir en un mayor desarrollo espacial. Los circos más anchos suelen ser los más extensos y los más largos tienen su eje paralelo a lineaciones estructurales principales.

- El valor medio del índice L/W indica una tendencia a la planta circular mientras que la correlación existente entre los índices L/H y W/H sugieren un patrón de desarrollo tridimensional definido, siempre menor en profundidad que en planta. El valor medio del índice L/H expresa que los circos tienen un desarrollo longitudinal mayor que en

profundidad. Los índices L/H_{max} y L/W tienen valores medios comparables a los de otros valles pirenaicos y de macizos montañosos italianos (Alpes y Piamonte).

- La ELA en el macizo de Cotiella, según la cota mínima de los circos, se situó en torno a los 2.200 m, valor similar al de macizos del Pirineo mediterráneo y más alto que en los valles del Pirineo occidental oscense y en la Cordillera Cantábrica. La influencia de las precipitaciones orientales puede ser mayor en nuestra zona de estudio, como también parece indicar la presencia en el sector oriental de los dos circos más bajos. En montañas de parecida altura en el extremo occidental no se desarrolló glaciario autóctono.

- A pequeña escala, la presencia de estructuras geológicas transversas al flujo de hielo ha impedido en algunos circos la erosión rotacional y la concavidad de su fondo. No se aprecia una influencia importante de la fracturación ni de la litología, muy homogénea y de tipo carbonatado en todo el macizo.

- Las divisorias entre circos no sólo no suelen ser crestas afiladas sino que en ocasiones son amplias lomas que representan retazos de relieve preglaciar. No existen picos piramidales en el área de estudio. La influencia del relieve preglaciar, especialmente el debido a las morfoestructuras, sobre la formación y desarrollo de los circos es notable. Estos datos, unidos a la peculiar disposición de varios complejos morrénicos de retroceso, expresan que en el macizo de Cotiella la actividad glaciario ha sido de una intensidad más bien débil, de modo que la erosión glaciario no ha conseguido modificar los rasgos fundamentales del paisaje, debidos esencialmente a la estructura geológica. En general se puede decir que a medida que aumenta la duración de la actividad glaciario disminuye la influencia de las estructuras geológicas sobre el relieve de una zona.

5.2.3 Morfologías debidas a la abrasión

En la zona de estudio las morfologías debidas a la abrasión son las artesas, collados de difluencia, superficies pulidas, estrías y acanaladuras (Tabla 5.1).

Las artesas son resultado esencialmente de la abrasión causada por el hielo canalizado, aunque también se producen fenómenos de fractura de roca en su formación. Los perfiles nítidos en U son excepcionales, acostumbrando a mostrar laderas menos pendientes. El perfil de una artesa ideal en términos matemáticos se aproxima a una parábola (Hambrey, 1994; Bennett y Glasser, 2009):

$$y=ax^b$$

donde y es la altura del valle, x es su anchura, a es una constante y b una medida de la curvatura del perfil, igual a 2 en el caso de una parábola perfecta. Las artesas ideales tienen un exponente entre 1,5 y 2,5. Una ecuación alternativa para describir las artesas es:

$$y=a+bx+cx^2$$

donde y es la altura del valle, x la distancia horizontal y a,b,c son coeficientes determinados estadísticamente para cada artesa.

Las lenguas que partieron de los circos y zonas de acumulación analizadas anteriormente no han tenido una gran capacidad morfogenética en el macizo.

La principal dificultad para el modelado de artesas es el relieve estructural preexistente que compartimenta el macizo en bloques separados por escarpes de diferente entidad. Esto tuvo como consecuencia el adelgazamiento de las lenguas y una merma en su capacidad erosiva.

En algunos tramos, no obstante, sí se pueden observar artesas bien modeladas. Es el caso del valle que parte de la cubeta de la Basa de la Mora y que confluye con el valle del Cinqueta (Foto 5.3 A) a través de un escalón de unos 200 m de desnivel no del todo verticales.

En la vertiente norte del macizo, el glaciar generado en el circo de La Fueba también ha modelado una pequeña artesa por la que la lengua correspondiente desembocaba en el lóbulo que emitió el glaciar del Cinqueta en dirección al collado de la Cruz.

El glaciar de Armeña, el más importante en dimensiones del macizo, emitió una larga lengua desde el circo compuesto de cabecera que descendió cortando los materiales margosos del bloque inferior del manto. Sobre las margas de Barbaruens se conserva un amplio valle glaciar que recorre la zona media del Barranco Bilsé y finaliza de forma brusca poco antes de la Aigüeta de Barbaruens. La presencia de una litología de baja resistencia a la erosión es la clave en este caso del modelado de una artesa de dimensiones tan amplias en la zona distal de la lengua de Armeña.

Un ejemplo particularmente interesante es el del tramo bajo del valle de Irués (Foto 5.3 B) (ver Mapa Geomorfológico). Ocupa la parte del valle comprendida entre la

desembocadura del Barranco Azitolar y la zona de Fornos e indica un momento de gran desarrollo de los glaciares con una notable capacidad morfogenética en áreas alejadas de las zonas de acumulación.

La artesa muestra un nítido perfil en U dado que ha sido modelada en calizas de la formación Baziero, resistentes y, en este sector del macizo, bastante masivas. En el fondo de la artesa se encuentra el barranco fluviokarstico de Irués, cuya incisión con seguridad fue favorecida por la circulación de aguas de fusión formando una garganta subglaciar.

En zonas más internas del macizo tampoco existen ejemplos notables de artesas. A destacar la zona media del valle de Labasar, bajo el pico homónimo, donde además hay unas claras hombreras (Foto 5.3 C). Al alcanzar la Plana de Cometaeslibro la morfología en artesa desaparece.

También de los circos, de reducidas dimensiones, de la cara norte de los picos de Mobisión salen pequeñas artesas colgadas sobre el valle de Batziellas.

El gran circo compuesto del Entremón evacuaba sus hielos hacia el valle del Irués a través de tres pequeñas artesas, especialmente bien modeladas son las que rodean Punta Gorda, en el límite suroccidental de dicho circo.

El glaciar del Cinqueta, con unas dimensiones y condiciones de alimentación muy superiores a los pequeños glaciares originados en el macizo de Cotiella, labró dos sectores de artesa en la zona de estudio. Uno de ellos conservado sobre La Inclusa (Foto 5.3 D), un estrechamiento del valle donde se aprecian dos artesas encajadas a favor de las calizas paleocenas e ilerdienses del bloque inferior. El fondo de la menor y más reciente está afectado por una acumulación de sedimentos que rellenan parcialmente el valle. El otro tramo en artesa está en el entorno del Estrecho de Latre, antes de la confluencia con el valle del Cinca, labrado sobre calizas de la formación Baziero.

En otros lugares se aprecian valles con una fuerte influencia de la erosión glaciar pero sin una morfología de artesa claramente apreciable. Las principales causas que lo impiden son la profusión de canchales (valle de la Ribereta), la intensa karstificación del fondo (Batziellas) o el relleno parcial del valle por depósitos de derrubios estratificados (Los Neis) (Foto 5.3 E-F).

Los collados de difluencia son el resultado de la abrasión de un collado por el flujo de hielo a su través. Pueden adquirir un perfil parabólico y son efecto de la transferencia

de hielo de un valle a otro adyacente (Hambrey, 1994). De los ejemplos existentes en el macizo destaca la Brecha de las Brujas, collado que separa el circo de Armeña del Rincón d'es Amorriadors (Foto 5.4 A) (ver Mapa Geomorfológico). Se ha modelado aprovechando la debilidad que supone la gran fractura que lo cruza y es el único de Cotiella donde se aprecia la forma parabólica indicando un flujo activo de transferencia entre los dos circos que conecta.

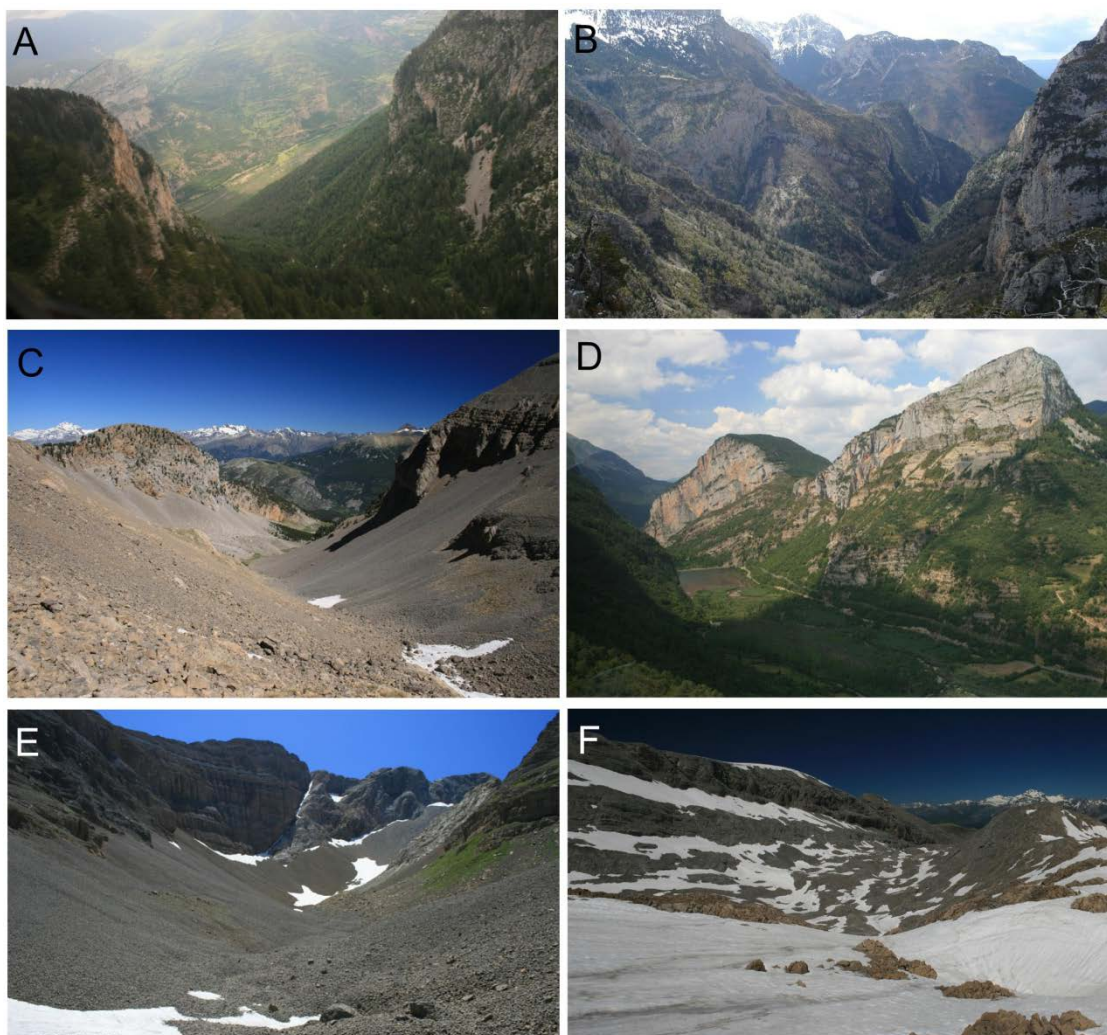


Foto 5.3. A: Vista aérea de la artesa del barranco l'Ibón y confluencia con la del Cinqueta. B: Artesa del valle del Irués desde el collado de Santa Isabel. C: Artesa y hombreras del valle de Labasar. D: Vista aérea de la artesa del Cinqueta en la zona de Plan d'Escún. Se observa una artesa menor con hombreras encajada en una artesa más amplia. E: Coalescencia de canchales en el talweg del valle de la Ribereeta, fosilizando la morfología en artesa del valle. F: valle de Batizuellas con su fondo intensamente karstificado.

Hubo también difluencia de hielo a través de la Colladeta Ibón, comunicando el área de la Basa de la Mora con la Plana Angón, y el cercano Paso de las Garzas por el

que hielo de Angón difluía hacia el Ballón d'el Regall. La morfología de ambos está peor conservada debido a la escasa resistencia del sustrato rocoso (Keuper) del primero y a las acumulaciones de bloques que afectan parcialmente al segundo.

Existen otros casos que, si bien carecen de una impronta morfológica reseñable, sí poseen gran importancia como indicadores de las dimensiones alcanzadas por glaciares antiguos. Nos referimos a los collados de la Cruz, Trabeseras, El Collet, Santa Isabel, San Miguel y Collata Mataire. A través de distintos restos sedimentarios se ha comprobado la difluencia de hielo a través de ellos. Las implicaciones paleoambientales que este hecho tiene se comentarán más adelante.

Las estrías son uno de los rasgos más comunes de la erosión glaciar. Se trata de marcas finas superficiales con perfil en U, producidas por el paso de rocas de la base de un glaciar. Su longitud puede ser superior a un metro (Hambrey, 1994). Sólo en un punto hemos podido reconocer estrías y acanaladuras en la zona de estudio. Se trata de un pequeño afloramiento a 2.200 m en pleno circo de Armeña, exhumado recientemente por erosión de la pequeña capa de suelo suprayacente (Foto 5.4 B).

Las propias características de la roca caliza, al contrario que las cristalinas, complican la pervivencia de las superficies pulidas, estrías y acanaladuras. Lo común es observar estas superficies profusamente afectadas por lapiaces, en ocasiones con un desarrollo tal que llega a enmascarar la morfología glaciar previa. Algunos autores han cuantificado el tiempo que se pueden conservar con resultados muy dispares que van desde los diez años (Sweeting, 1972) a entre 10.000 y 20.000 si se produce un rápido enterramiento por till que las proteja (Hambrey, 1994). Aunque esas cifras en un macizo como este pueden ser dependientes de muchos factores relacionados con la propia dinámica del karst, la lejanía en el tiempo del glaciarismo activo en Cotiella y la colonización de sus espacios por los procesos morfogenéticos kársticos justifica el escaso desarrollo y la mala preservación de estas morfologías.

Los pulimentos dependen de la fuerza del material abrasivo. Las rocas masivas de grano fino son las más susceptibles para la formación y preservación de superficies pulidas. En Cotiella se observan restos de pulimentos asociados a umbrales y rocas aborregadas pero, como se ha comentado para el caso de las estrías, la rápida acción del karst ha impedido la conservación de buenos ejemplos de estas morfologías.

5.2.4 Morfologías debidas a la abrasión y arranque

Dentro de la zona de estudio se debe a la acción combinada de abrasión y arranque los circos, cubetas de sobreexcavación, umbrales y rocas aborregadas.

Existe en el macizo un único ejemplo de cubeta de sobreexcavación en cuyo fondo se encuentra el Ibón de Plan o Basa de la Mora (Foto 5.4 C) (ver Mapa Geomorfológico). Su desarrollo ha sido posible gracias a la conjunción de diversas causas.

En primer lugar, el sustrato es el mayor afloramiento de margas y yesos del Keuper de todo el macizo y constituye, por tanto, una litología fácilmente erosionable. En segundo lugar, una gran fractura atraviesa la cubeta desde la Colladeta Ibón, guiando la erosión en todo este sector. En tercer lugar, sobre la cubeta confluyen cuatro lenguas glaciares provenientes de los circos de la Colladeta Ibón, Feixón Ziego, Ribereta y Peña de la Una, incrementando así el poder erosivo del hielo. Por último, la orientación del glaciar es muy favorable (norte) y la acumulación de hielo que rellenó la cubeta estuvo protegida del mediodía por una muralla coronada por cimas de entre 2.600 y 2.700 m de altitud, posibilitando la permanencia de un gran espesor de hielo y de su capacidad morfogenética.

El espesor máximo de hielo acumulado se puede cifrar en torno a los 200 m, tomando como referencia unas nítidas hombreras modeladas en el escarpe que limita la cubeta por el este. En la vertiente opuesta, bajo la Peña d'el Mediodía y de las Onze, una morrena lateral indica un límite ligeramente inferior justificable por la mayor insolación de este sector.

Los umbrales son morfologías más abundantes en la zona, aprovechando la resistencia a la erosión que ofrece la litología caliza, máxime cuando la disposición de los estratos es perpendicular a la dirección de avance de las lenguas. Estas morfologías indican lugares donde hay sobreexcavación y muestran abrasión en la cara que mira valle arriba y arranque en la de valle abajo (Hambrey, 1994).

La mayor concentración de umbrales se da en el circo de Armeña (ver Mapa Geomorfológico), localizándose un total de seis desde la zona superior hasta el que limita el ibón de Armeña. Casi todos estos umbrales delimitan pequeñas depresiones de origen glaciokárstico, como es el caso de la Gran Dolina que se sitúa en la zona central del circo de Armeña (Foto 5.4 D; Figura 5.1). En la parte final de la Plana Angón hay

también un umbral que da paso a un enorme escarpe estructural que salva un desnivel de unos 400 m.

Dos umbrales están relacionados con la confluencia de glaciares originados en el macizo de Cotiella con el glaciar del Cinqueta. El primero se encuentra a 1.600 m de altitud al final de la artesa del glaciar de La Fueba, en la cara norte de la Peña d'el Mediodía. La segunda está a la salida de la artesa del Glaciar de l'Ibón, sobre Plan d'Escún a una cota algo más baja que el anterior, sobre los 1.450 m.

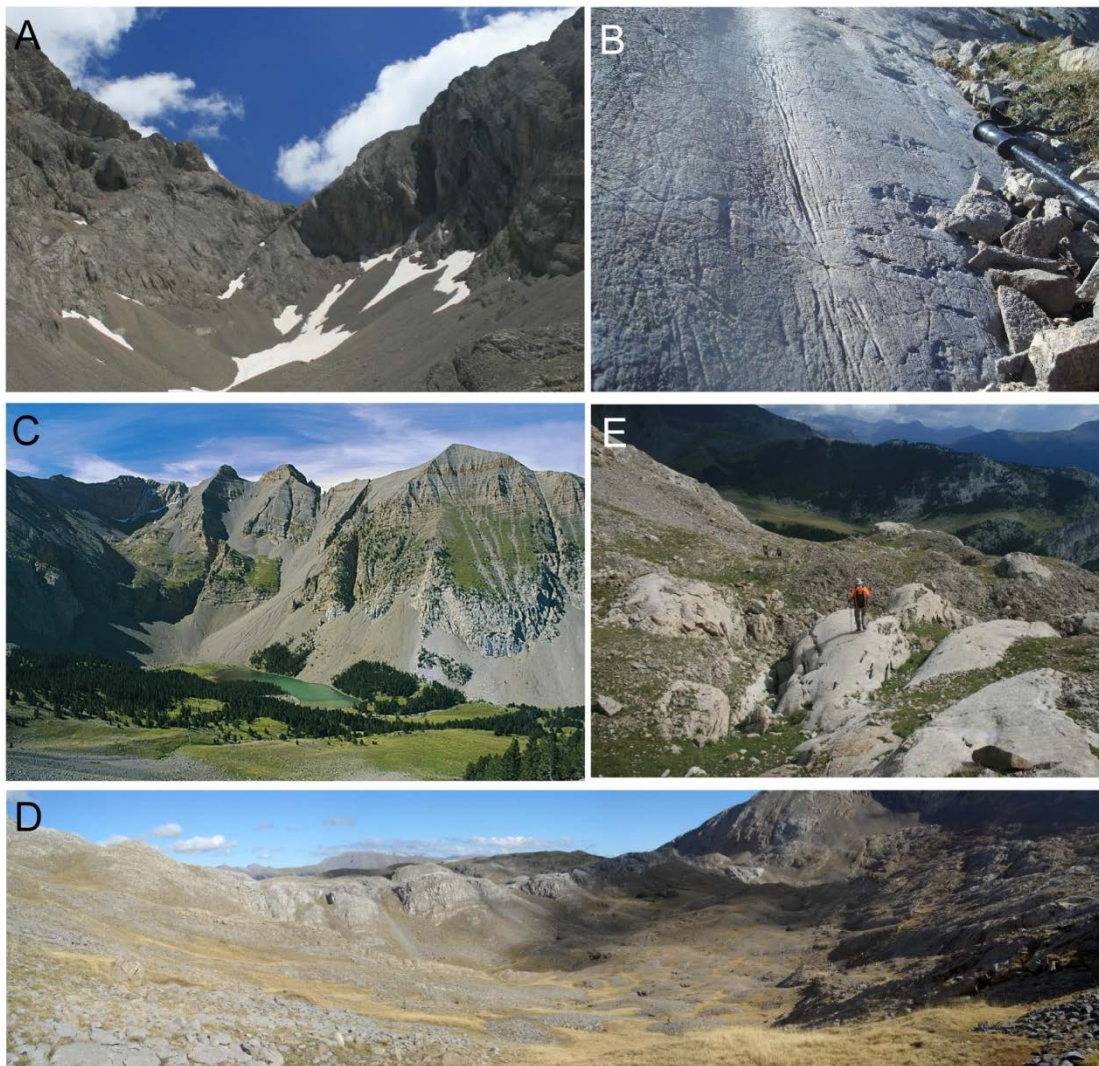


Foto 5.4. A: Collado de difluencia de la Brecha de las Brujas. A la izquierda el Pico de las Bruixas y a la derecha Cotiella delimitan el Rincón d'es Amorriadors. Se observa el umbral a su salida. B: Estrías y acanaladuras en el circo de Armeña. C: Cubeta de sobreexcavación de la Basa de la Mora. D: Gran Dolina de Armeña. Depresión glaciokárstica limitada por un umbral de grandes dimensiones. E: Rocas aborregadas en el sector inferior del circo de Armeña.

Otros umbrales menores son los que delimitan la salida del circo glaciar del Rincón d'es Amorriadors (Foto 5.1 C), bajo la cima de Cotiella en la vertiente del Entremón, y los de la salida de los pequeños circos de la cara norte de los picos Mobisón Gran y Chicot.

Las rocas aborregadas son formas erosivas de perfil asimétrico formadas por abrasión en el lado superior y arranque en el inferior. Se relacionan con elevaciones preexistentes (Hambrey, 1994). Aunque no son abundantes en Cotiella sí existen algunos buenos ejemplos en la zona media de Batziellas, entre la cubeta de la Basa de la Mora y el refugio de Labasar (fuertemente afectadas por lapiaces y delimitando pequeñas cubetas glaciokársticas) y, especialmente, en la zona inferior del circo de Armeña (Foto 5.4 E).

5.2.5 Morfologías debidas a la rotura por carga

Estas morfologías engloban todas las fracturas de fricción producidas por el peso que ejerce el hielo y clastos de gran tamaño que transporta sobre la roca aplastándola, por lo que también se denomina fractura por aplastamiento al proceso generador. Al contrario que las estrías, que se forman por el contacto continuo de un clasto con el sustrato, estas morfologías se generan por un contacto intermitente entre un bloque y el lecho rocoso (Bennett y Glassner, 2009).

Son propias de rocas cristalinas u homogéneas y por lo tanto no habituales en sustratos calcáreos. Se han reconocido morfologías en media luna sobre unas rocas aborregadas del valle de Batziellas que pueden tener este origen (Foto 5.5A).

5.2.6 Morfologías debidas a procesos mixtos

Se engloban dentro de este grupo de morfologías a aquellas que mantienen una parte emergida sobre el hielo y que, por tanto, sufren erosión estrictamente glaciar en su zona inferior mientras que en la superior son los procesos eminentemente periglaciares los que van a actuar. Algunas aristas y un antiguo nunatak son las geoformas así generadas presentes en el macizo de Cotiella.

La mayor parte de las crestas que separan circos o valles glaciares no son auténticas aristas debidas a la acción glaciar y periglaciar. Como se ha indicado en el apartado de los circos, la erosión causada por los glaciares no ha sido lo suficientemente intensa y duradera como para afilar las aristas y, en su lugar, lo que se observa son

amplias divisorias que en muchos casos son auténticos testigos del relieve preglaciar (Figura 4.1).

Los únicos lugares donde sí se puede hablar con propiedad de aristas son las crestas que rodean el circo de Armeña (Foto 5.5 B) y la que une la Peña de la Una con la Peña Es Litás.

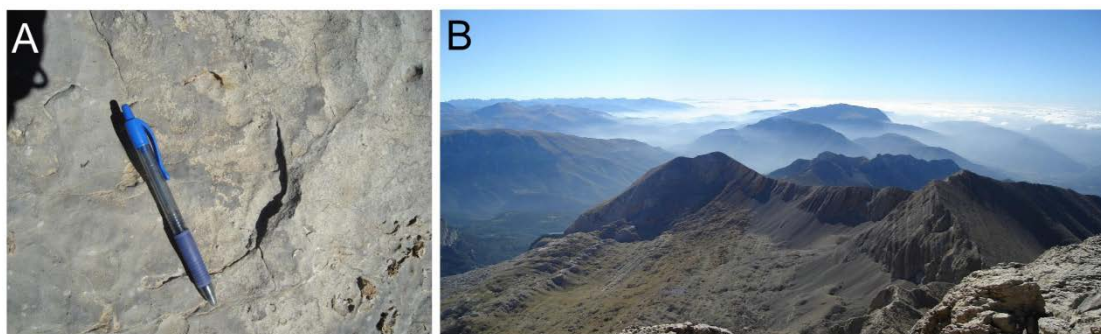


Foto 5.5. A: Morfologías en media luna sobre una roca aborregada en Batziellas. La punta del bolígrafo señala la dirección del paleoflujo glacial. B: Aristas que delimitan el sector oriental del circo de Armeña desde la cima de Cotiella.

Durante las distintas fases glaciares que han rellenado de hielo el gran circo compuesto del Entremón, parte del drenaje se realizó por una doble artesa que confluía en el barranco de Azitolar. Entre ambas artesas se eleva la Punta Gorda (2.318 m) (Mapa Geomorfológico) que quedaba aislada a modo de nunatak emergiendo sobre el campo de hielo del Entremón y siendo modelada en su zona alta por procesos principalmente periglaciares. La total ausencia de till en su amplia zona cimera indica que, al menos en las últimas fases glaciares, el hielo no la recubrió.

5.3 Procesos y formas ligadas a la sedimentación

En el macizo de Cotiella se pueden observar un elevado número de depósitos sedimentarios ligados a la actividad glacial tanto por acción directa del hielo como, aunque en mucha menor medida, por procesos indirectos asociados de tipo fluvioglacial y glaciolacustre. La impronta de los depósitos sedimentarios en el paisaje es significativamente menor que la que poseen las morfologías erosivas. Sin embargo, a efectos de reconstruir las dimensiones de los paleoglaciares, de deducir las diferentes fases que han afectado al macizo y su evolución paleoclimática, la información que los depósitos y morfologías sedimentarias aportan es determinante.

En esta parte del capítulo se revisarán los diferentes procesos que han actuado y los registros morfosedimentarios resultantes que se conservan. A partir de ellas, e integrándolas con las erosivas ya descritas, se tratará de reconstruir los distintos glaciares y fases que se han registrado en el macizo. El cálculo de la altitud media de la línea de equilibrio glaciar (MELA) en las diferentes fases servirá para trazar algunas líneas generales de la evolución paleoclimática durante el último ciclo glaciar en Cotiella.

5.3.1 Procesos y formas de sedimentación glaciar

Los procesos sedimentarios suelen ser característicos de la zona inferior de los sistemas glaciares, ligados a fenómenos como la ablación y la pérdida de energía de las lenguas. A medida que los aparatos van retrocediendo, el cortejo de depósitos sedimentarios asciende hacia el dominio de las zonas de acumulación de hielo en la alta montaña de modo que, en un macizo totalmente deglaciado como el de Cotiella, los sedimentos glaciares se extienden desde los 800 a casi los 2.500 m de altitud.

Existen numerosos procesos a través de los cuales los glaciares generan acumulaciones sedimentarias si bien no todos ellos han actuado en nuestra zona de estudio (como la sublimación, exclusiva de zonas polares) o no han dejado evidencias (como la precipitación de calcita subglaciar, seguramente presente durante la existencia de glaciares pero eliminada por la disolución en la actualidad). Se describirán por tanto aquellos de los que hay constancia de su actividad, como la acreción subglaciar, la fusión y la deformación subglaciar o glaciotecciónica para comentar posteriormente las morfologías y depósitos visibles en Cotiella.

La acreción subglaciar es uno de los principales mecanismos de sedimentación directa a partir del hielo glaciar. Se produce a medida que la lengua pierde capacidad erosiva y se libera material desde el hielo basal sucio sobre todo en la parte alta de depresiones del sustrato (Hambrey, 1994). De esta manera, los derrubios se van fijando a la superficie y acumulándose progresivamente. Puede darse tanto directamente sobre el lecho rocoso como sobre superficies de till anteriores. Las estructuras de cizalla son frecuentes cuando el sustrato es no consolidado (Hambrey, 1994).

La fusión es un proceso activo en los márgenes del glaciar, que conduce al depósito de sedimentos por liberación directa al fundirse hielo casi estacionario. Dicho

depósito suele producirse en situaciones inestables y puede ocurrir en medios sub o supraglaciares (Hambrey, 1994).

Los términos de deformación glaciotectónica o subglaciar implican la asimilación de sedimento en una capa que se deforma bajo un glaciar (Bennett y Glasser, 2009). Hambrey (1994) cita varios factores que afectan a la génesis de estos depósitos, como la existencia de un gradiente de presión lateral bajo el hielo, una elevada presión del agua subterránea, el avance del hielo contra un obstáculo topográfico, la erosión del agua de fusión subglaciar, etc.

Los tills se pueden depositar en dos ámbitos distintos, subglaciar y supraglaciar, que les confieren características contrastadas:

i. Tills subglaciares

Se acumulan directamente sobre el lecho del glaciar cuando la fricción entre la partícula y el sustrato es mayor que la fuerza de arrastre que el hielo ejerce sobre la partícula (Bennett y Glasser, 2009). También por fusión subglaciar, cuya tasa está determinada por factores como el flujo de calor geotérmico, la cantidad de calor de fricción generado por deslizamiento y deformación del hielo o el grosor del hielo (a más grosor mayor temperatura basal).

Los cantos son típicamente subredondeados por efecto de la abrasión y entre un 5 y un 20% de ellos pueden presentar estrías (Hambrey, 1994). Texturalmente forma depósitos matriz-soportados (Benn y Owen, 2002). Las litologías son predominantemente locales.

En este tipo de till es posible observar deformación glaciotectónica, que será dúctil si la presión del agua en los poros del sedimento es alta y frágil si es baja (Bennett y Glasser, 2009).

ii. Tills supraglaciares

Son inestables y tienden a redistribuirse superficialmente. En función del espesor del recubrimiento de derrubios que tenga el glaciar pueden diferenciarse distintas facies de till supraglaciar (Bennett y Glassner, 2009).

Dominan las partículas angulosas o subangulosas con escasas o nulas estrías superficiales. La distribución de tamaños está poco desarrollada y no guarda relación con el flujo del hielo. Las litologías son representativas de las que afloran en toda la

cuenca del glaciar, bien transportadas en superficie, bien de modo endoglacial y aflorando en superficie a través de planos de cabalgamiento del hielo.

Con carácter general para ambos tipos de till podemos señalar que tienen poca clasificación, encontrándose partículas de cualquier tamaño desde arcilla a bloques métricos. La matriz tiende a ser de tipo arenoso si predominan las litologías graníticas o metamórficas de grano grueso y arcillosa o limosa en el caso de predominio de rocas sedimentarias (Hambrey, 1994). Por regla general hay una mayor proporción de finos en los till subglaciares que en los supraglaciares, si bien no existe un límite definido entre ambos.

Hay interesantes ejemplos de till subglacial en el valle del Irués y en el barranco de Sarramions, en la vertiente noreste del macizo. La incisión torrencial que han sufrido los respectivos depósitos es lo que hace posible su observación. Los tills supraglaciares son más abundantes, siendo casi generales en áreas como Armeña, Ibón de Plan y la zona de Ordizez.

Las formas de acumulación más comunes y con un mayor significado en el relieve, de manera general, son las morrenas yuxtaglaciares, bien generadas en paralelo a la dirección de flujo glaciar o perpendiculares a ella. La formación de un cordón morrénico exige un glaciar estacionario y por tanto permite reconstruir las dimensiones de paleoglaciares durante máximos de expansión o durante fases de estabilidad dentro del retroceso.

La nomenclatura de las morrenas puede hacerse según criterios genéticos (descarga o dump, ablación, glacioteclónicas, etc.) o no genéticos (laterales, terminales, de retroceso).

En general, el tamaño de una morrena es función de (Bennet y Glasser, 2009):

- a) Velocidad del hielo: cuanto más rápido fluye, mayor tasa de acumulación de derrubios.
- b) Contenido de derrubios: a mayor cantidad, más grande será la morrena.
- c) Tasa de retroceso del margen del hielo: si retrocede rápido los derrubios se distribuirán homogéneamente por el sustrato mientras que si lo hace lentamente o en largos periodos estacionarios, los derrubios se concentran construyendo morrenas.

Las morrenas de mayor tamaño indican pues una velocidad de flujo elevada, una tasa de retroceso lenta y un alto contenido en derrubios del glaciar. La coincidencia de grandes morrenas en posiciones geomorfológicamente semejantes y en distintos valles dentro de un mismo macizo puede servir como factor de correlación entre fases de estabilidad glaciar en el pasado.

Dada la dificultad para clasificar las morrenas según criterios genéticos en un macizo totalmente deglaciado como el de Cotiella, se insistirá en las características de los tipos de morrenas distinguibles según su relación con el flujo del hielo (Hambrey, 1994; Andersen y Borns, 1997).

Las morrenas laterales se forman paralelas al flujo del hielo. Su alimentación es tanto por derrubios procedentes del propio glaciar, proceso favorecido por la sección convexa de la lengua, como caídos de las paredes del valle que confinan el glaciar. El tamaño de los bloques dependerá de la estratificación y el espaciado de las fracturas. En rocas sedimentarias suele ser menor que en las ígneas o metamórficas de alto grado. Dentro del macizo hay magníficos ejemplos en las inmediaciones de Barbaruens, zona de Ordizez y en la cubeta del ibón de Plan.

Perpendiculares al flujo se forman las morrenas terminales o de retroceso. Se forman durante el periodo estable ligado a un máximo o en situaciones estacionarias prolongadas durante del retroceso de una lengua. Suelen tener la parte delantera más pendiente que la parte que mira al glaciar. Un frente glaciar abrupto facilita la transferencia efectiva de derrubios del glaciar al cordón morrénico (Bennett y Glasser, 2009). Los derrubios procedentes de la fusión del hielo e incluso la segregación de till saturado en posición subglaciar contribuyen también al engrosamiento de estas morrenas (Hambrey, 1994). Entre la Colladeta Ibón y el collado de Labasar existe un elevado número de morrenas frontales. Igualmente, en el circo del Entremón existen varios arcos de este tipo.

5.3.2 Procesos y formas ligados a la actividad fluvio-glaciar

Las aguas de fusión de los glaciares son capaces de movilizar más material que el propio glaciar, con grandes variaciones en cuanto a la descarga, el volumen y el tamaño de los sedimentos (Andersen y Borns, 1997). La tasa de movilización depende finalmente de la temperatura, que es función de la estación y la hora del día (Hambrey,

1994). Las características de la sedimentación fluvio-glaciaria son similares a las fluviales con dos excepciones (Bennett y Glassner, 2009):

1. El agua es más fría y más densa, lo que implica una mayor viscosidad. Ese incremento en la viscosidad conlleva un aumento en la cantidad de material transportado en suspensión.
2. La descarga de agua y sedimentos es altamente estacional y también varía a lo largo del día. La mayor parte de la descarga se concentra en el inicio de la estación de fusión.

Dada la configuración del relieve en Cotiella, no existen en general condiciones propicias para la acumulación y posterior preservación de sedimentos fluvio-glaciares. Sin embargo, sí pueden encontrarse ejemplos que caracterizan los dos principales ambientes de sedimentación fluvio-glaciaria. Uno es marginal, correspondiente al espacio entre los laterales del glaciar y el valle. El otro es proglaciario, bien confinado al espacio entre el frente de hielo y la morrena terminal o en una llanura proglaciaria desarrollada más allá de la morrena que marca el alcance máximo del glaciar.

En zonas de relieve abrupto como Cotiella, los glaciares no encuentran zonas adecuadas para desarrollar grandes llanuras proglaciares donde puedan acumularse sedimentos retrabajados por las aguas de fusión. Así, en la zona de estudio se hallan materiales depositados en un ambiente proximal, donde la sedimentación está dominada por la posición y geometría cambiante de la lengua, la tasa de aporte del till supraglaciario y el régimen de flujo estacional (Bennett y Glassner, 2009). Los sedimentos de esta zona se muestran generalmente desestructurados, matrizsoportados y con una distribución de partículas muy similar a las del till parental.

5.3.3 Procesos y formas ligados a la actividad glaciolacustre

Los lagos formados en el ámbito glaciario atienden a diversas situaciones. Pueden generarse represados directamente por el hielo glaciario, situarse entre el hielo y las morrenas, ocupar una cubeta excavada en la roca rellena por el drenaje directo del glaciar y por último, formarse en la zona del frente del glaciar por fusión de hielo inactivo. Salvo la primera, de todas las demás hay evidencias en el macizo de Cotiella:

- En el área de la Basa de la Mora existe actualmente un lago delimitado en su salida por una morrena frontal y otro ya colmatado aguas abajo en idéntica situación geomorfológica.

- El Ibón de Armeña ocupa una pequeña cubeta situada ante un umbral de erosión glaciar.
- L'Ibonet presenta unas condiciones más particulares, con un origen mixto glaciokárstico.

Como característica común a los tres, no es posible acceder de manera directa al posible registro sedimentario glaciolacustre que pudieran albergar sus fondos. Dado que del Ibón de Plan se ha realizado un estudio más detallado mediante sondeo, se comentarán estos casos en el epígrafe correspondiente.

En cuanto al último tipo (lago proglaciar), existen pequeñas acumulaciones sedimentarias de interés en el valle del Irués que corresponden probablemente a fusión de hielo en la zona terminal de una lengua glaciar y que se analizará pormenorizadamente a continuación.

En general, en estos ambientes la sedimentación está controlada por la estratificación de la densidad dentro del cuerpo de agua. La densidad está a su vez controlada por la temperatura y en segundo lugar por la salinidad y el contenido de sedimentos en suspensión. Las facies más características son depósitos deltaicos en las inmediaciones de la entrada de agua de fusión y depósitos de fondo de lago en áreas más internas (Hambrey, 1994; Bennett y Glassner, 2009).

5.3.4 Distribución de morfologías y tills

No existen apenas antecedentes en la bibliografía que estudien los sedimentos glaciares de la zona de estudio. Tras la aportación pionera de Nussbaum (1949), que situó de forma imprecisa algunos cordones morrénicos, se han realizado comentarios de carácter general en diversas obras de recapitulación (Chueca y Lampre, 1994; García-Ruiz y Martí-Bono, 1994; Chueca *et al.*, 1998). Por último, Sancho *et al.* (2003) estudian un till terminal del Cinqueta obteniendo su edad absoluta de formación.

Las morfologías sedimentarias glaciares y los depósitos que carecen de forma son numerosos en Cotiella pero su distribución no es homogénea.

Altitudinalmente la mayor parte de los complejos morrénicos están ubicados entre los 1.700 y los 2.000 m de altitud. Por debajo existen, de forma más aislada, morrenas de grandes dimensiones y por encima son depósitos muy escasos y dispersos.

La orientación también es bastante desigual. Los principales conjuntos de morrenas y depósitos sedimentarios se encuentran en orientaciones N, NE y E, mientras que en las orientaciones meridionales la presencia es casi testimonial. Este hecho guarda relación con las orientaciones preferentes de glaciares que se ha comentado en el apartado dedicado a los circos.

El potencial de preservación de las morfologías sedimentarias glaciares en áreas de montaña es muy bajo. Generalmente son poco potentes y se ubican en zonas donde la eficacia de los agentes que suceden al retroceso del hielo es alta (torrentes, movimientos en masa, etc.) (Hambrey, 1994). En cualquier caso es necesario buscar más razones que expliquen la ausencia en amplias zonas del macizo no sólo de morfologías, sino incluso de cualquier resto sedimentario glacial.

Como han señalado otros autores, la deglaciación, tras la última máxima extensión glacial en el Pirineo, fue rápida y no tuvo muchos momentos de estacionamiento intermedio que permitiera la construcción de morrenas (García-Ruiz y Martí-Bono, 2001).

Las aguas de fusión de los glaciares son uno de los principales agentes erosivos de las morrenas frontales. Este hecho, sin embargo, ha tenido un impacto más leve en algunas áreas del macizo debido a la naturaleza kárstica de Cotiella, que favoreció el drenaje subterráneo de buena parte de estas aguas de fusión.

El relieve abrupto de numerosos valles hizo que las morrenas laterales se vieran afectadas por procesos gravitacionales que transfirieron los derrubios a fondos de valle donde ríos o torrentes los reabajaron.

En casos concretos como los grandes circos compuestos de Armeña y Entremón es especialmente llamativa la escasez de morrenas. Se trata de zonas donde llegó a haber una notable acumulación de hielo, cubriendo importantes superficies. Ambas cuencas son muy amplias en relación al bajo aporte de sedimentos de las modestas paredes circundantes, en ocasiones poco elevadas sobre el fondo (por ejemplo la cresta Reduno-Yali). En fases de retroceso los derrubios desde allí aportados al glacial no alcanzaron su zona central. En general, la exposición de formas erosivas subglaciares del sustrato y el pequeño tamaño y número de las morrenas indican la existencia de glaciares que transportan pocos sedimentos (Benn y Owen, 2002). Hasta que los glaciares pequeños

de las últimas fases no recuperan una proporción entre su extensión y el área productora de sedimentos no vuelven a aparecer cordones bien formados.

Por último, en algunas zonas la abundante vegetación e incluso la modificación del relieve original debida a actividades agrícolas y ganaderas hacen difícil reconocer depósitos glaciares, especialmente en zonas bajas y en el entorno de áreas pobladas como Sarabillo o Barbaruens.

En la zona de estudio cabe diferenciar dos grandes grupos de sedimentos glaciares, aquellos originados por glaciares autóctonos del macizo y otros depositados por el glaciar del Cinqueta.

Los propios de Cotiella tienen algunas características comunes como son la escasez de bloques métricos y la abundancia de una matriz de grano fino y, en ocasiones, de color anaranjado. Ambas características dependen de la estratificación, el espaciado de las fracturas y la litología de origen (Hambrey, 1994). Las rocas sedimentarias propician bloques de tamaño menor que las cristalinas y matrices de tamaño más fino.

A continuación se describirán los restos sedimentarios glaciares ubicados en los distintos valles de la zona de estudio (Figura 5.8).

5.3.4.1 Glaciar de Yali

Los registros sedimentarios y erosivos indican una actividad glaciar escasa en el valle de Yali. Las condiciones para la acumulación nival no son muy favorables. Pese a la altitud de los picos que enmarcan la cabecera (Yali, 2.706 m y Reduno, 2.545 m), la orientación del valle es netamente meridional quedando expuesto sin obstáculos a la radiación solar (Figura 5.8).

Sin un circo o una artesa bien modelados, la única evidencia de glaciario son dos grandes morrenas laterales más otro retazo, también lateral, de dimensiones más modestas (Mapa Geomorfológico). Las cotas que comprenden dichos cordones laterales son 1.700 y 1.900 m de altitud.

Los dos cordones de mayor longitud y potencia enmarcan una lengua de 250 m de anchura y unos 50 m de espesor máximo. Se encuentran parcialmente vegetados en su zona superior y derrubidos en los laterales.

Un rasgo llamativo de estos depósitos es que se localizan sobre un potente afloramiento de derrubios estratificados periglaciares antiguos.

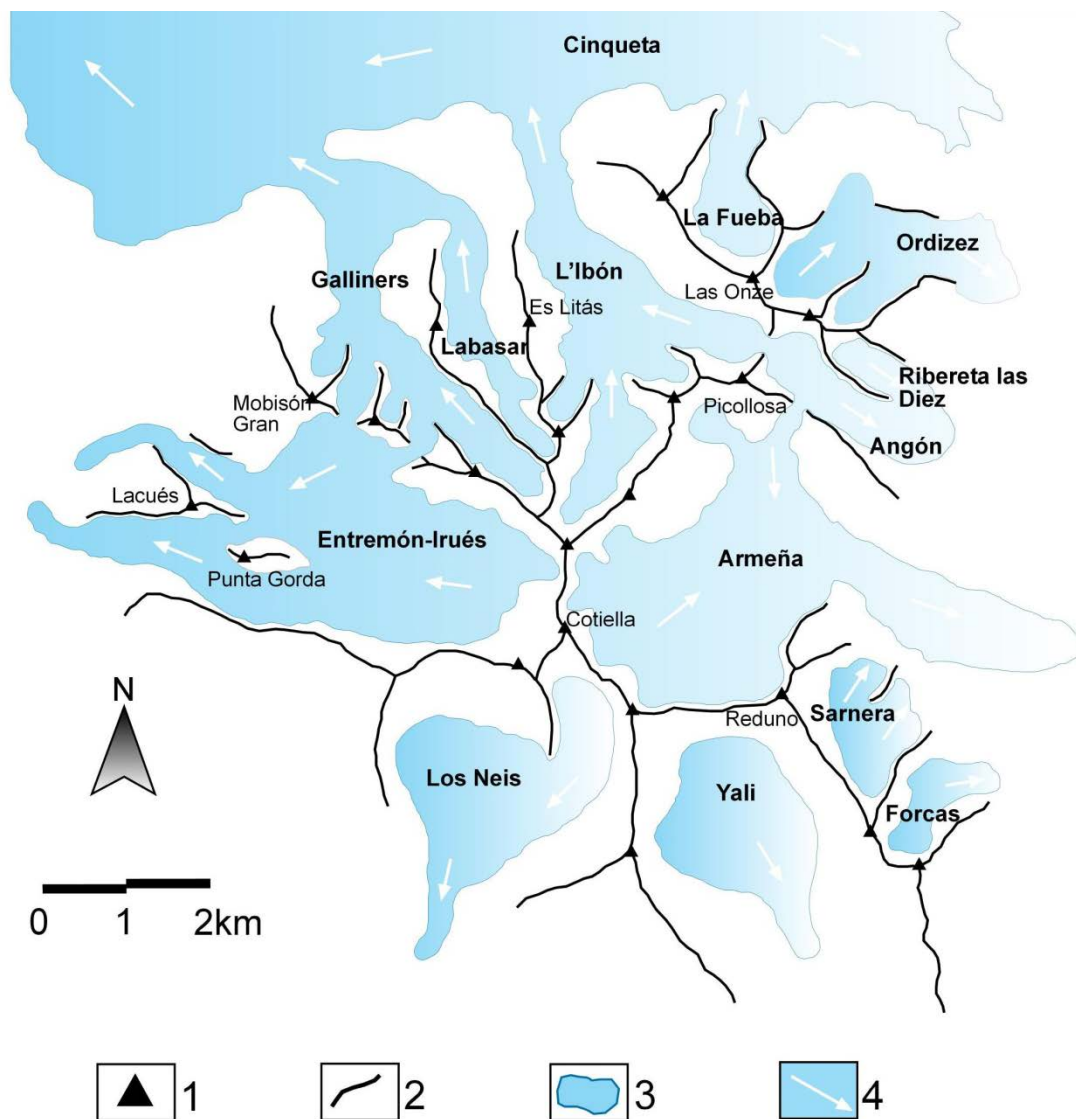


Figura 5.8. Distribución de paleoglaciares en el macizo de Cotiella. 1: Cumbres principales. 2: Aristas y divisorias. 3: Glaciares. 4: Dirección de flujo.

No se ha encontrado, ni en campo ni por foto aérea, ninguna evidencia clara de morfología glacial más externa aunque hay un depósito en torno a la cota 1.400 con grandes bloques que pudieran estar relacionados con un transporte glacial, lo cual indicaría una longitud máxima de tres kilómetros para la lengua de Yali.

5.3.4.2 Glaciar de Los Neis

Las morfologías sedimentarias glaciares conservadas en el valle de Los Neis tienen algunas características comunes con el de Yali. Por un lado los restos son poco

abundantes. Por otro, existe una morrena lateral de grandes dimensiones entre los 1750 y los 1900 m de altitud (ver Mapa Geomorfológico). Al igual que en las equivalentes de Yali, dicha morrena se apoya sobre un derrubio estratificado periglacial (Foto 5.6 A).

Sin embargo, la actividad glacial en Los Neis fue más importante que en el valle anteriormente descrito. En cabecera existe un circo y artesa bien modelados, aprovechando las mejores condiciones de acumulación al abrigo de la cara sur del pico de Cotiella (Foto 5.6 B).



Foto 5.6. A: Morrena lateral alta de Los Neis, apoyada sobre derrubios estratificados (se han señalado con línea discontinua). B: Cara sur del pico de Cotiella, circo glacial y artesa de Los Neis.

Además, un cordón lateral permite reconstruir lo que probablemente supone la extensión máxima alcanzada por el glaciar de Los Neis. Dicho cordón se encuentra en el collado de Cullubert indicando el giro de la lengua glacial hacia la Garona Os Molinos (Figura 5.8). Se encuentra cubierto de vegetación y carece de afloramientos en los que apreciar su composición o estructura interna. La longitud para el glaciar de Los Neis que indica esta morrena es de cuatro kilómetros.

5.3.4.3 Glaciar de Entremón-Irués

En el amplio circo compuesto del Entremón se generó una lengua glacial que, en su máxima extensión, alcanzó una longitud mínima de 8,7 km descendiendo por el valle del Irués hasta su confluencia con el de la Garona Os Molinos (Figura 5.8).

Al contrario que en casi todo el resto del macizo, la intensa actividad torrencial en el barranco de Irués ha ocasionado la erosión parcial de las múltiples acumulaciones de till que existen a lo largo de la zona inferior del valle, permitiendo observar sus características sedimentarias y su estructura interna (Figura 5.9). La descripción de las distintas facies se ha realizado siguiendo el código de Eyles *et al.* (1983) (Tabla 5.12)

La enorme cantidad de grandes bloques repartidos por todo el fondo del actual cauce del barranco se debe en buena parte al desmantelamiento por parte de la erosión torrencial de los potentes complejos sedimentarios glaciares repartidos a lo largo del valle, esencialmente entre el Chorro de Fornos y el Collado de Santa Isabel (Figura 5.9) (ver Mapa Geomorfológico).

Diamicton	
Dm	matriz-soportado
Dc	clasto-soportado
D-m	masivo
D-s	estratificado
D-g	con gradación
Arenas	
Sr	con ripples
St	con laminación cruzada en surco
Sh	con laminación horizontal
Sm	masivas
Sg	con gradación
Sd	sedimentos blandos deformados
Gravas	
Gms	masivas matriz-soportadas
Gmg	masivas con gradación

Tabla 5.12. Código de facies utilizado en este trabajo (modificado de Eyles *et al.*, 1983).

La evidencia que permite conocer la máxima extensión del paleoglaciario es una acumulación de bloques erráticos de litología caliza apoyados en un resalte de margas eocenas sobre la confluencia del Irués y la Garona (Foto 5.7 A). Junto a ellos hay un pequeño parche de till muy deteriorado.

Aguas arriba, superado el Chorro de Fornos, hay un afloramiento de till en la orilla izquierda del barranco a 914 m de altitud (Foto 5.7 B). Se trata de un till subglaciario formado por acreción y compuesto por bloques calizos heterométricos, los más grandes con un eje mayor de dos metros, y predominio de finos. La potencia es de cinco metros.

Las partículas son de subredondeadas a angulosas y varios de los bloques de mayor tamaño muestran cierta imbricación.

Analizando en detalle el depósito se observan algunos depósitos de arena gruesa con cierta laminación, indicando la circulación de aguas de fusión entre el sedimento que provoca la redistribución local de finos a pequeña escala. No se aprecian estrías en los cantos.

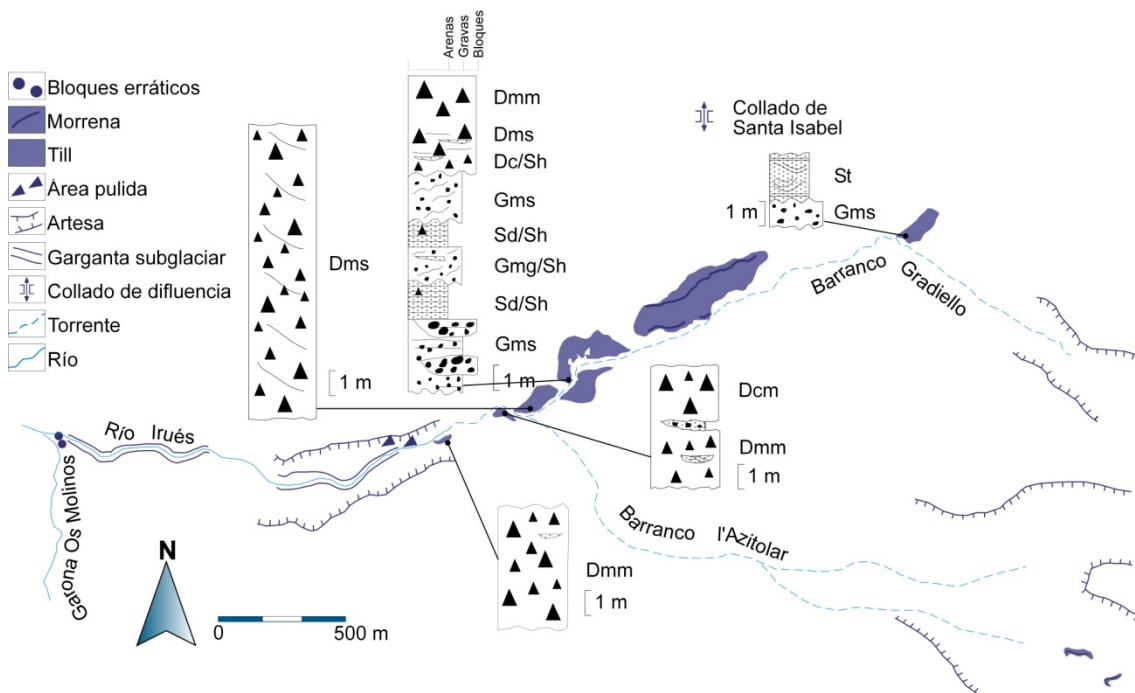


Figura 5.9. Distribución de morfologías y depósitos glaciares en el valle del Irués. Explicación de cada afloramiento en el texto.

Según la clasificación de Eyles *et al.* (1983) se trata de un diamictón masivo matriz-soportado (Dmm).

Entre el Chorro y la confluencia Irués-Garona se desarrolla el barranco fluviokárstico de Irués. Dado que ocupa en buena parte el fondo de la artesa, se deduce que funcionó como garganta subglaciar durante los momentos de máxima extensión del glaciar de Irués.

Un poco antes del barranco de Azitolar, y bajo un potente depósito torrencial, aflora en malas condiciones un till basal compuesto por grandes bloques entre abundante matriz.

El siguiente till se encuentra en la confluencia del barranco de Irués con el de Azitolar, a 965 m de altitud y 400 m de distancia del afloramiento del Chorro (till de Azitolar).

Aunque de dimensiones ligeramente menores, la estructura es algo más compleja que la del Chorro, pudiéndose distinguir hasta cuatro unidades distintas (Figura 5.10). La más interna (1) es un till subglaciar de acreción compuesto por bloques decimétricos, abundante grava y arenas (Dmm). Los bloques son angulosos y subredondeados y las

arenas muestran en determinados lugares laminación y deformación glaciotectónica (Foto 5.7 C).

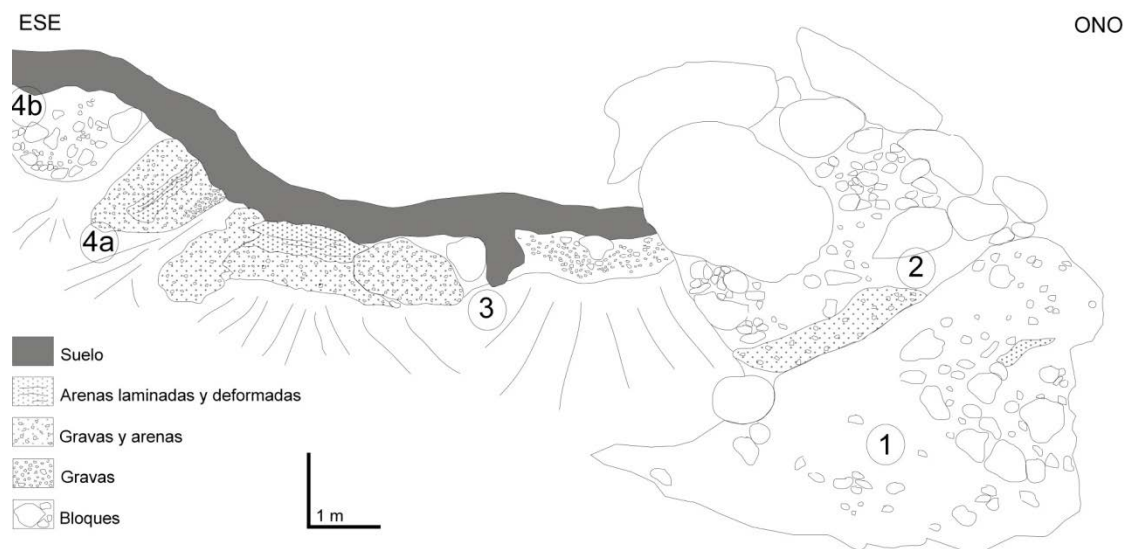


Figura 5.10. Esquema del till de Azitolar. Explicación de las unidades numeradas en el texto.

La unidad 2 es un till supraglacial formado por grandes bloques, alguno de más de dos metros de eje mayor, con un gran lentejón de gravas y arenas a muro (Dmm) y la parte superior con menos matriz llegando a ser clasto-sostenido (Dcm).

La unidad 3 está formada por una acumulación de gravas con algún canto decimétrico intercalado (Dcm). Hacia el otro extremo los materiales son más finos, consistiendo en gravas y arenas y un lentejón de arenas finamente laminado y afectado por deformación frágil (Gm y Sh, respectivamente).

Por último, la unidad 4 se compone de dos subunidades. La primera (4a) es un conjunto de gravas y arenas (Gm) con un tramo netamente arenoso de laminación fina (Sh) y diversas estructuras de deformación tanto frágil como, sobre todo, dúctil. La 4b es un till supraglacial de características similares a la unidad 2 pero con un tamaño de bloques menor (Dmm).

La interpretación propuesta para este depósito es que las unidades 1, 2 y 4b corresponden a un till lateral junto al cual, en posición yuxtaglacial, circulaban aguas de fusión que depositaron los materiales de la unidad 3 y 4a. El empuje ejercido por la lengua en un avance posterior produjo la deformación glaciotectónica de las arenas e incluso el despegue de los sedimentos fluvio-glaciares, claramente discordantes.

Posiblemente el contacto entre las unidades 1 y 2 también refleja el mencionado empuje.

Remontando el valle de Irués, en la margen derecha, aparece un depósito fluvioglacial cuya potencia supera los 12 m (Dms). La abundancia de bloques de gran tamaño indica que ocupaba una posición proximal respecto a la terminación de la lengua glacial.

Un poco más arriba se encuentra el till de Irués, que es, sin ninguna duda, el depósito glacial más extenso, complejo e interesante de todo el macizo de Cotiella (Figura 5.11 y Foto 5.7D) (UTM 0273741, 4712244). La erosión producida por aguas de fusión glacial en fases posteriores, y por la erosión torrencial post-glacial, permite apreciar a ambos lados del cauce una espectacular exposición de distintos tipos de sedimentos ligados a la actividad del glaciar de Irués.

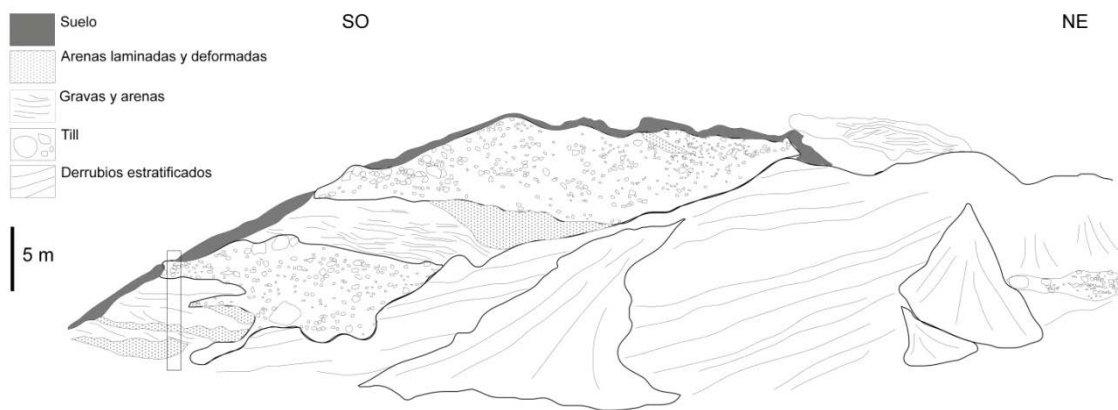


Figura 5.11. Esquema interpretativo del till de Irués. Se ha señalado a la izquierda la posición del perfil estratigráfico T.I. (Figura 5.12).

Mientras la margen izquierda muestra un till indiferenciado de varias decenas de metros de potencia, en la margen derecha cabe hacer observaciones más detalladas.

En primer lugar, todo el conjunto de sedimentos se apoya a través de un contacto erosivo en un sustrato compuesto por derrubios estratificados de ladera. Sobre los derrubios aparecen de forma escalonada sedimentos con características glaciares, fluvioglaciares e incluso glaciolacustres, componiendo una secuencia compleja tanto lateralmente como en la vertical. Se ha descrito un perfil estratigráfico (perfil T.I.) en un sector representativo del depósito (Figura 5.12).

A muro, la secuencia comienza con un paquete de gravas y bloques empastados en una matriz de grava fina y arena. El conjunto muestra una estratificación evidente y se interpreta como fluvio-glaciar próximo al frente de hielo por el tamaño de los cantos que lo componen.

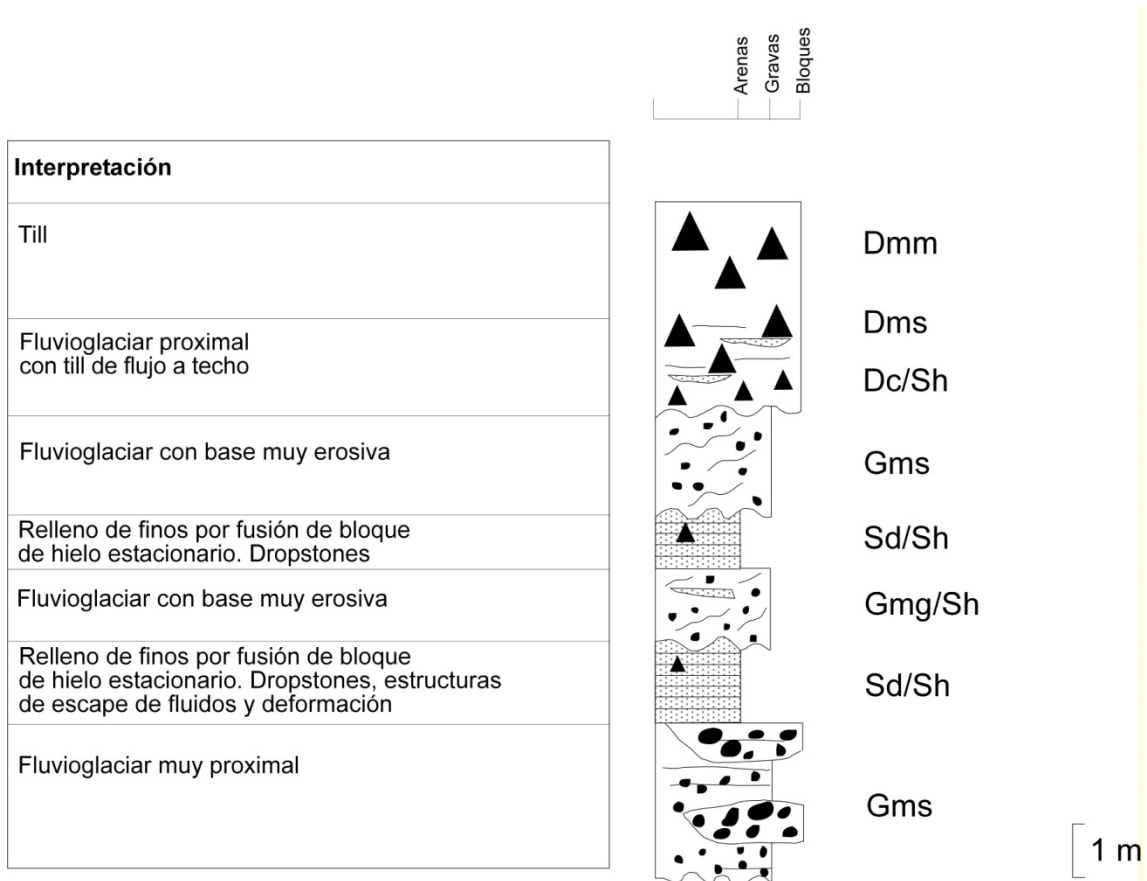


Figura 5.12. Perfil estratigráfico del depósito de Irués (perfil T.I.). Código de facies en la Tabla 5.12.

Sobre este paquete hay un lentejón de material mucho más fino, formado por arenas con pasadas de grava fina. Las arenas están dispuestas en láminas de espesores que varían generalmente entre un milímetro y cinco centímetros. Están afectadas por diversas estructuras como fallas normales e inversas (Foto 5.8 A y B), deformación por caída de dropstones (Foto 5.8 C) o acomodación a cantos caídos en el fondo durante la sedimentación. También son numerosas las estructuras almohadilladas y las convolutas, que indican el escape de fluidos por carga (Foto 5.8 D y E). La escala de todas estas deformaciones es centimétrica y su grado de penetratividad muy bajo. Las dimensiones del lentejón, sus características sedimentarias y la relación con los sedimentos adyacentes hace pensar en un pequeño lago muy próximo a la terminación del glaciar.

El origen del lago puede ser bien por acumulación de aguas de fusión del frente de hielo o incluso por la fusión de bloques de hielo muerto abandonados por el frente glaciar. La caída de dropstones pudo producirse por rodamiento de un till terminal próximo o porque estuvieran incluidos en los bloques de hielo muerto.

El lentejón de arenas subyace a un conjunto de gravas y arenas fluvio-glaciares cuya base es claramente erosiva respecto a los materiales descritos. El tamaño de los cantos es menor que en el fluvio-glaciar inferior y la estratificación es menos evidente. Entre el paquete aparecen algunas capas de arenas con laminación fina.

A techo de las gravas fluvio-glaciares vuelve a haber un lentejón de arenas con similares características a las previamente descritas aunque con una potencia ligeramente menor. Aparecen grandes dropstones sobre ellas, posiblemente rodados de un till próximo.

Nuevamente esa secuencia está truncada a techo por un contacto muy erosivo que la separa de un potente paquete de gravas y arenas fluvio-glaciares. A techo de estas gravas va aumentando el tamaño de los cantos indicando un carácter más proximal del depósito. Finalmente, un potente till recubre todo el conjunto descrito.

Este dispositivo donde alternan sedimentos fluvio-glaciares, lentejones de arenas con características glaciolacustres y paquetes de till indiferenciado se continúa hacia la zona alta del afloramiento con continuos cambios laterales y verticales de facies (Figura 5.11). Finalmente queda recubierto por una serie de sedimentos fluvio-glaciares compuesto por gravas más finas y arenas laminadas con climbing ripples (Foto 5.7 E). La potencia de estas capas superiores es difícil de precisar debido al recubrimiento vegetal. Un canchal procedente de los escarpes de Peña Lierga fosiliza todo el conjunto.

Remontando por el valle (Figura 5.9) la secuencia se simplifica, distinguiéndose un nivel de till más bajo que el descrito y que pertenece a una estabilización del glaciar posterior en el tiempo y desconectada por tanto de la fase en la que se construye el depósito principal.

Las laderas del valle son extremadamente escarpadas, con desniveles que llegan a superar los 1.000 m. Las paredes están formadas por calizas muy fracturadas de la formación Baziero lo que, en las condiciones climáticas de una fase glaciar, provocaría un aporte continuo de gelifractos por caída gravitacional. Además, las avalanchas y las coladas de derrubios serían mecanismos adicionales de aporte de sedimentos a la

superficie glaciar. Aún hoy son procesos muy activos en la zona por lo que en un ambiente muy frío, y en ausencia de vegetación, su actividad y capacidad de movilización de materiales sería mucho mayor. La presencia de una capa de sedimentos supraglaciares ayudaría a explicar la magnitud de los depósitos que forman este afloramiento y que, en general, se distribuyen por todo el valle.

También el recubrimiento de clastos facilitaría la preservación durante un tiempo prolongado de una lengua glaciar en un lugar topográfica y climáticamente tan poco propicio como el fondo del valle de Irués, a baja cota, expuesto al sur y que concentra una gran cantidad de calor incluso en invierno. Por otro lado, los complejos morrénicos latero-frontales masivos son característicos de glaciares que cuentan con un manto de derrubios recubriéndolos (Benn y Owen, 2002).

Por tanto, y atendiendo al análisis del depósito y de su entorno, se trata de un till de fusión o ablación ocupando la zona proglaciar de una lengua cubierta por abundantes sedimentos supraglaciares.

La posición del frente, al final de esta etapa, sufrió distintas alternancias que hacían progradar o retrogradar el dispositivo de sedimentos fluvioglaciares y till, lo que explicaría su alternancia en la vertical (Figura 5.12). Los lentejones de finos laminados pueden corresponder bien al relleno de pequeños lagos proglaciares formados entre los sedimentos del fondo del valle, bien a la fusión de bloques de hielo muerto caídos o abandonados por el frente de hielo y que produjeron depresiones de tipo kettle. La progresiva acumulación de sedimentos hacía que el glaciar fluyera cada vez a una cota más alta. Finalmente, un retroceso mayor propició que se cubriera el depósito con los sedimentos fluvioglaciares más altos.

Por último, la exposición de todo el depósito se debe tanto a la erosión de aguas de fusión glaciar como a la intensa actividad torrencial que concentra este valle, de modo que puede apreciarse hoy desde el sustrato rocoso hasta los sedimentos que coronan el conjunto en un corte que ronda los 100 m de potencia.

Las líneas generales del modelo de formación del depósito propuesto se representan en la figura 5.13.

La interpretación de secuencias de till múltiples es compleja y debe tener en cuenta las particularidades de cada depósito y la posible dinámica del paleoglaciar que lo construyó. Dichas secuencias, denominadas en ocasiones secuencias de till tripartito

(Bennett y Glasser, 2009), se han atribuido generalmente a múltiples glaciaciones. Un enfoque interesante es su reinterpretación en términos de un solo episodio de glaciación (Boulton, 1977), que implica la deposición de un till subglaciar por una lengua que en su retroceso abandona morrenas con núcleo de hielo. Entre esas morrenas se depositan materiales fluvio-glaciares y la fusión del hielo del núcleo favorecería el flujo de till recubriendo los depósitos de gravas y arenas fluvio-glaciares.

En el caso de Irués, y como se ha expuesto en la figura 5.13 (modelo evolutivo), el depósito parece el resultado de la alternancia de ligeros avances y retrocesos de la lengua dentro de una misma fase glaciaria en la que el frente permaneció estable durante un tiempo suficiente en esa zona del valle.

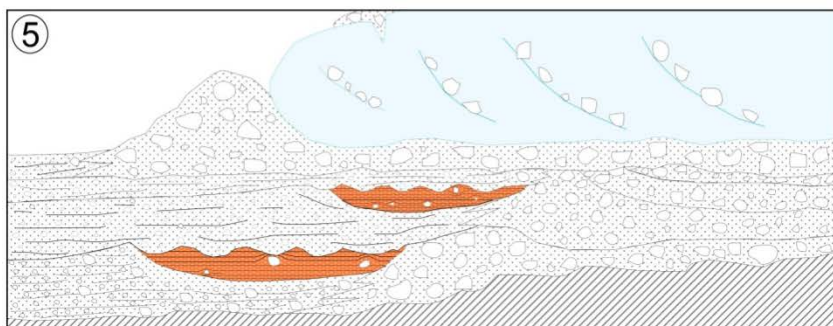
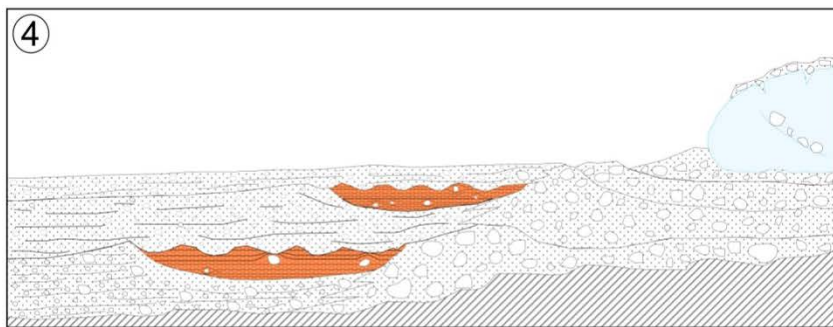
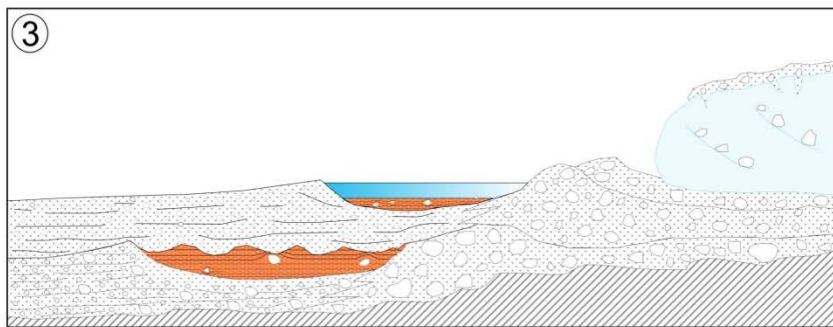
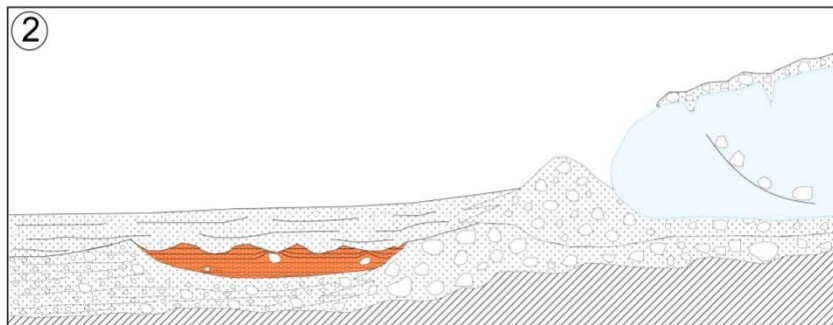
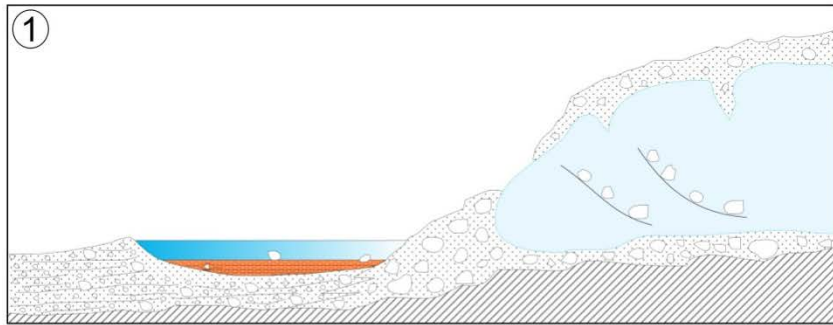
A 350 m remontando el cauce afloran dos morrenas laterales (Figura 5.9). La más alta y potente se encuentra a un centenar de metros sobre el cauce y es correlacionable con el till de fusión descrito anteriormente. La baja indica un glaciar muy disminuido en espesor y parece representar otra fase dentro del retroceso del glaciar.

El siguiente afloramiento de origen glaciario está sobre el collado de Santa Isabel, en el cruce entre el Barranco de Gradiello y la senda que conduce a la Espluga Lasgüeriz (Figura 5.9). Consta de dos partes bien diferenciadas. Por un lado hay un till derrubiado. Lo escarpado del terreno y la erosión del barranco no permiten identificar las características originales del depósito, más allá de observarse grandes bloques de caliza autóctona que sugieren un mecanismo de transporte glaciario.

La otra parte, de mayor interés, aflora en el lateral bajo la senda. Consiste en un depósito fluvio-glaciario compuesto por arenas y gravas (Foto 5.7 F). Las arenas forman paleocanales y muestran laminación cruzada y paralela. Respecto a las gravas, el hecho más importante es su composición, ya que no sólo contiene calizas locales sino también un gran número de cantos de litologías de la Zona Axial como granitos, areniscas permotriásicas, etc.

Figura 5.13. Esquema de la formación del depósito de Irués. 1: Con el frente estable se instala un dispositivo de till, pequeñas acumulaciones lacustres y sedimentos fluvio-glaciares. 2: El retroceso de la lengua hace que nuevos sedimentos fluvio-glaciares cubran el dispositivo anterior. 3, 4: Nuevos retrocesos generan pequeños lagos por fusión de bloques de hielo y recubrimientos fluvio-glaciares. 5: El avance de la lengua deja una capa de till sobre todo el conjunto ya depositado. (En página

131)



Sobre este particular cabe señalar que a lo largo de todo el valle del Irués aparecen repartidos numerosos cantos de granito, permotrias y litologías metamórficas diversas. Incluso dentro de un depósito de grava en el interior de la Espluga Lasgüeriz se ha encontrado un canto de granito recubierto por una pátina de calcita. Los cantos no aparecen en ningún momento integrados en un till, sino movilizados por transporte torrencial.

El origen de estos cantos paleozoicos no puede ser más que el glaciar del Cinqueta, lo que hace suponer que en alguna fase antigua dicho glaciar sobrepasó el collado de Santa Isabel difluyendo hacia el valle del Irués (ver Mapa Geomorfológico). El till del que proceden fue desmantelado por procesos erosivos postglaciares y los sedimentos incorporados de forma secundaria a otros depósitos fluvio-glaciares, torrenciales y sedimentarios detríticos endokársticos.

Los siguientes depósitos glaciares aparecen ya sobre la gran planicie del circo compuesto del Entremón.

En el sector que drena hacia Gradiello hay una artesa que pronto desaparece. Hacia la zona de acumulación, sin circo, se observa un reguero de till disperso de escasa entidad. Indica un retroceso muy rápido del glaciar una vez que quedó confinado en el altiplano. Su orientación desfavorable (sur) y la escasa y baja zona de acumulación explican este hecho.

La zona que vertía hielo al Azitolar lo hizo a través de dos artesas que rodeaban Punta Gorda. Entre este pico y la Punta Pegolera hay tres morrenas frontales muy próximas entre sí y en cotas en torno a los 2.000 m (Mapa Geomorfológico).

Por último, hay una morrena lateral en las inmediaciones de La Colladeta, entre los 2.300 y 2.400 m de altitud. Esta morrena señala que ya se había producido la separación del hielo proveniente del Rincón d'es Amorriadors del de la Colladeta.

Foto 5.7. A: Bloques erráticos sobre la confluencia del río Irués y la Garona Os Molinos, señalando la máxima extensión del glaciar del Irués. B: Aspecto general del till del Chorro de Fornos. C: Deformación glaciotectónica en el till de Azitolar. D: Panorámica de la margen derecha del afloramiento principal del Irués. E: Ripples en las arenas que culminan el depósito de Irués. F: Depósito fluvio-glaciar de Santa Isabel. (En página 133)



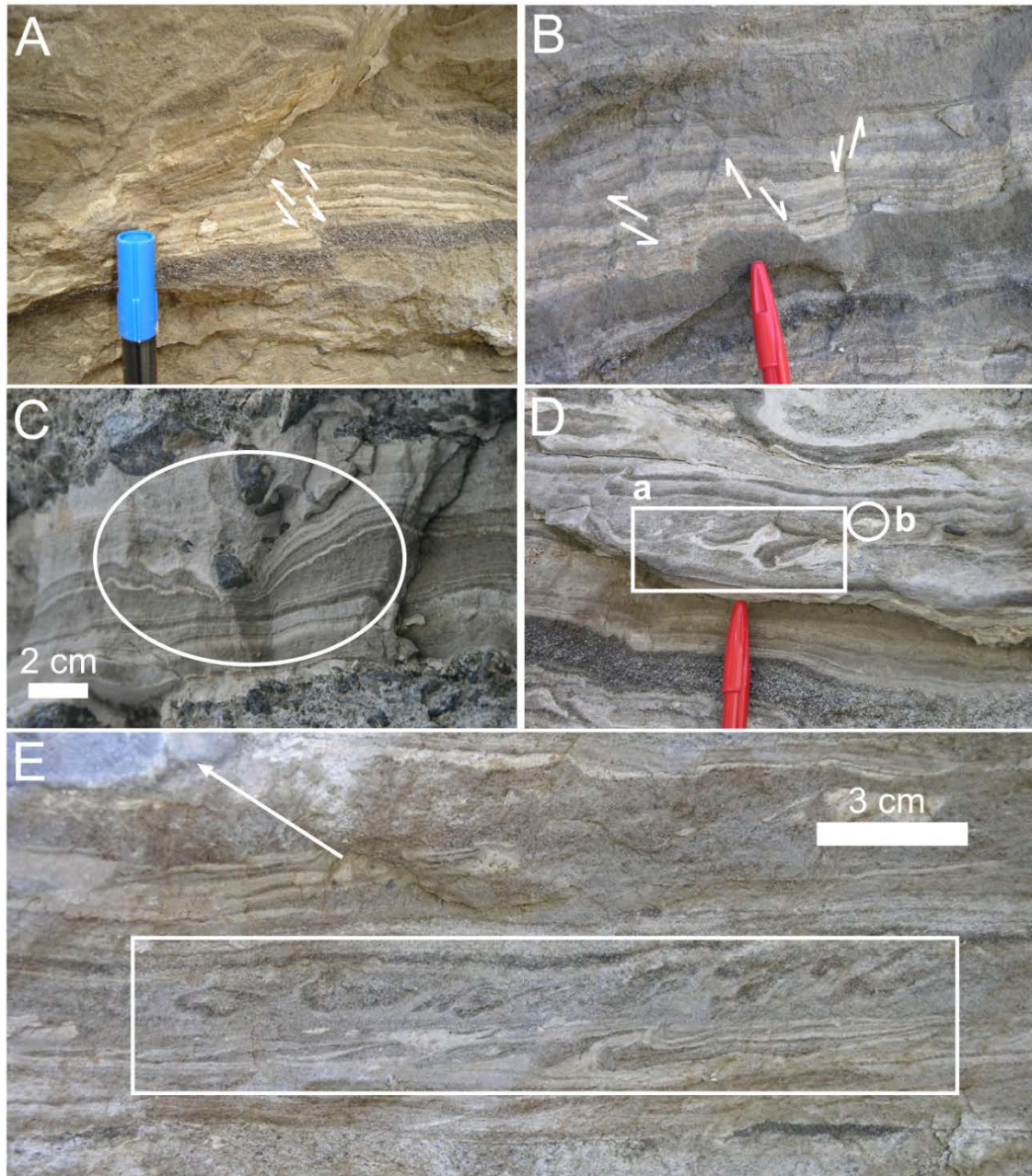


Foto 5.8. Ejemplos de facies ubicadas en los lentejones de limos, arenas y gravas del afloramiento principal de till del valle de Irués. Deformación frágil en forma de fallas inversas (A, B) y normales (B). C: Deformación dúctil por caída de dropstone. D: Inyección de limos en arenas gruesas (a) y estructuras almohadilladas (b) por carga sobre materiales saturados en fluidos. E: Niveles de laminación convoluta e inyecciones de limos (recuadro); la flecha señala un canto de caliza sobre los niveles de finos.

5.3.4.4 Glaciar de Galliners

Originado en el circo de Batziellas, el glaciar de Galliners fue uno de los glaciares autóctonos de Cotiella que confluyeron con la gran lengua del Cinqueta tras cinco kilómetros de recorrido (Figura 5.8).

El importante volumen de hielo acumulado ha ocasionado el modelado de algunas importantes formas de relieve erosivas, como el valle glaciar de Batziellas y los cuatro circos que se alojan en el cordal Pala del Puerto-Mobisón Gran. En cuanto a la presencia de restos sedimentarios lo llamativo es su escasez. En la confluencia del pequeño glaciar originado entre la Pala del Puerto y la cota 2.521 con el valle de Galliners se ubican dos pequeños arcos frontales incompletos, el más externo de mayores dimensiones. La proximidad de ambos arcos sugiere que corresponden a dos momentos de estabilización en la misma fase glaciar. Se ubican a 2.300 m de altitud (ver Mapa Geomorfológico).

Otros dos arcos frontales, esta vez conservados íntegros, se ubican a unos 2.180 m en el circo de la cara norte del Mobisón Gran. Como en el caso anterior, ambos arcos parecen corresponder a una misma fase, siendo de mayor tamaño nuevamente el más externo.

En la zona final del valle de Galliners, justo donde la senda que asciende de Sarabillo a la Basa de la Mora corta al barranco, aflora un till extenso pero que no conserva morfología de morrena. La altitud de dicho till es de 1.250 m. La erosión producida por el barranco de Galliners permite observar la composición del till y la ausencia total de litologías de la Zona Axial, por lo que es descartable que pertenezca al glaciar del Cinqueta. Además de las calizas cretácicas son llamativamente abundantes los cantos de ofitas. Aunque en la cartografía MAGNA no aparece ningún afloramiento del triás en el valle, la existencia de cuerpos de ofitas en otros puntos del macizo en la base del manto de Cotiella en contacto con la formación Baziero hace pensar en la posible existencia de algún afloramiento similar en la zona media del barranco, por donde pasa la base del manto.

5.3.4.5 Glaciar de Labasar

Tuvo su origen en el circo situado al noroeste de la cima norte de la Peña la Una (2.699 m) (Figura 5.8). Este circo difluyó levemente hacia la cubeta de l'Ibonet, situada al final de un valle ciego de origen kárstico.

La lengua de Labasar confluía con la de Galliners, poco antes de que esta tributara sus hielos al Cinqueta, a unos 1.350 m tras 4,7 km de recorrido.

La morfología sedimentaria más externa de este glaciar es un largo cordón lateral que marca su máxima extensión (ver Mapa Geomorfológico). Desciende desde los 1.700 m de altitud hasta los 1.470. Se trata de una morrena de gran continuidad que en algunos tramos presenta otras más pequeñas y externas paralelas a ella que se encuentran sólo puntualmente.

Valle arriba no hay más evidencias sedimentarias hasta la Plana de Cometaeslibros. Al norte del pequeño resalte de Peña Roya hay dos cordones laterales, uno de ellos fraccionado en dos, y al sur un cordón lateral y otro frontal que indica una posición de estabilidad del frente en pleno retroceso a 2.100 m de altitud.

Por último, existen tres morrenas frontales más altas, bajo la cara este del Pico de Montiziello o Labasar, a 2.150 m (ver Mapa Geomorfológico).

5.3.4.6 Glaciar de l'Ibón

Este glaciar tenía su origen en una cabecera compleja formada por cuatro circos que componían una gran cuenca de alimentación, bien orientada y rodeada de cimas altas y paredes escarpadas que protegían al hielo de la insolación. El hielo procedente de esos cuatro circos (Colladeta Ibón, Feixón Ziego, Ribereta y Peña la Una) se unía en la cubeta de sobreexcavación de la Basa de la Mora, de donde partía una única lengua glaciar con un espesor de 200 m de hielo medido en las hombreras que delimitan dicha cubeta bajo la Peña Es Litás (ver Mapa Geomorfológico) (Figura 5.8).

La lengua glaciar confluía con el glaciar del Cinqueta tras 5,6 km de recorrido siguiendo el trayecto de lo que hoy es el Barranco l'Ibón. En el momento de máxima longitud de la lengua, su confluencia con el Cinqueta se producía a unos 1.200 m, con un glaciar del Cinqueta ya menguado en espesor, si bien anteriormente tuvo lugar a mayor altitud.

Los restos sedimentarios de este glaciar son numerosos aunque desigualmente distribuidos por su amplia cabecera (ver Mapa Geomorfológico). Lo abrupto del valle hace que no se encuentren sedimentos glaciares hasta prácticamente la cota 1.900. En la zona del Collado del Ibón hay una morrena lateral que indica la emisión de un lóbulo por encima de dicho collado de la lengua principal hacia el noroeste. La morrena sobre

la que se asienta el refugio de Labasar señala ya el confinamiento de la lengua dentro de su valle y el fin de dicho lóbulo.

Bajo la cresta que une la Peña d'el Mediodía y la Peña las Onze también se halla, a unos 2.100 m, un retazo de morrena lateral que indica la máxima extensión alcanzada por el hielo en la cubeta y que se corresponde altitudinalmente con las hombreras modeladas en la ladera de enfrente.

Ya de manera interna a estos límites encontramos una sucesión de morrenas laterales, algunas con continuidad hasta los arcos frontales, en todo el fondo de valle plano que precede al Ibón de Plan o Basa de la Mora, represado parcialmente a su vez por el último de estos arcos. Estas morrenas indican la existencia todavía de una sola lengua que mantenía su frente en torno a los 1.900 m de altitud.

Los restos más altos corresponden sólo a dos de los cuatro paleoglaciares, quedando el valle colgado de la Ribereta y el de Feixón Ziego sin evidencias sedimentarias debido, principalmente, a la profusión de depósitos periglaciares y a lo empinado del terreno, respectivamente.

El pequeño valle colgado que parte del circo de la Peña la Una muestra un arco frontal a 2.250 m, perfectamente conservado.

El resto de morrenas corresponden al glaciar que bajaba de la Colladeta Ibón, un collado de difluencia que comunicaba con el glaciar de Angón. Resulta llamativa la abundancia de morrenas frontales y laterales pese a las pequeñas dimensiones y escasa altitud del área de acumulación de este glaciar (Foto 5.9 A). La alimentación adicional por avalanchas desde la Picollosa, así como la redistribución de nieve por el viento a través del collado de difluencia de la Colladeta, coadyuvaron al mantenimiento de la actividad hasta la última fase glaciar que afectó al macizo.

Hay dos arcos frontales que marcan dos pulsos de estabilidad en el retroceso de la lengua tras individualizarse de las demás, situados sobre la cola del ibón entre 1.950 y 2.050 m. Siguiendo valle arriba se ubican varios arcos frontales más, parcialmente afectados por importantes desprendimientos rocosos y que van de los 2.130 a los 2.300 m (ver Mapa Geomorfológico). En contacto con estos arcos hay pequeñas llanuras colmatadas de sedimentos. Esto sugiere la existencia de un dispositivo de depresiones escalonadas formadas a medida que el glaciar iba retrocediendo y en las que se

formaron pequeños lagos alimentados por canales fluvio-glaciares proximales represados por las morrenas frontales.

5.3.4.7 Glaciar de La Fueba

Al pie de la Peña d'el Mediodía (2.468 m) y la Peña las Onze (2.668 m), en el circo de La Fueba, se formó el glaciar homónimo, que confluía con el del Cinqueta tras 2,3 km de recorrido (Figura 5.8).

El circo, con una favorable orientación norte, está muy bien formado así como la artesa subsiguiente que desciende hasta indicar una cota mínima de confluencia con el glaciar del Cinqueta a unos 1.500 m de altitud, donde la morfología del valle cambia drásticamente y se encaja el cauce del barranco de Las Canals.

Dada la acusada pendiente desde el umbral de salida del circo hasta el final de la artesa es inviable la conservación de cualquier resto sedimentario glaciar. Sin embargo, en el entorno del circo sí se localizan varios cordones laterales y laterofrontales (ver Mapa Geomorfológico).

El cordón más alto (a unos 2.200 m) limita la máxima extensión de este glaciar y los restos más externos, colgados justo sobre el escarpe, señalan que el hielo no solo fue evacuado por la artesa principal sino que derramó un lóbulo por las canales que sirven de cabecera al barranco de La Fueba.

Dicho lóbulo retrocede a medida que el glaciar disminuye su potencia. Cordones laterales indican su confinamiento progresivo en el circo (Foto 5.9 B).

El último cordón lateral presenta una relevancia topográfica notable, indicando un aumento en el volumen y extensión del hielo mayor que el que marca la morrena lateral previa.

El interior del circo está ocupado por una acumulación de bloques de características similares al del circo adyacente, por lo que se explican de manera conjunta en el epígrafe 5.3.5.

5.3.4.8 Glaciar d'es Ordizez

Con el nombre de Es Ordizez se conoce a toda la zona que se extiende a la salida de los circos modelados a ambos lados de la Peña las Diez. Las lenguas provenientes de dichos circos se unían dando una sola de 3,3 km de recorrido que, sin lugar a dudas, ha

depositado el complejo morrénico más completo de todo el macizo (Mapa Geomorfológico) (Figura 5.8).

La favorable orientación de los circos (noreste) y lo escarpado de sus paredes (300-400 m de desnivel) hicieron posible tanto la acumulación de una suficiente cantidad de hielo, como un gran aporte de sedimentos para mantener un glaciar con numerosos pulsos. Estos factores hicieron posible que el glaciar haya construido morrenas que caracterizan prácticamente todas las fases de actividad glaciar ocurridas en el macizo.

Los restos más externos se localizan en la margen derecha del barranco de Zimalitera, a 1.500 m. De manera sincrónica se formó una morrena lateral entre el barranco de Sarramions y el Collado de la Cruz, entre los 1.900 y los 1.650 m. Otra morrena lateral indica la emisión de un lóbulo hacia el área de Puyalfá, entre 2.100 y 2.000 m de altitud.

Tras la máxima extensión que enmarcan estas morrenas, encontramos dentro del retroceso un elevado número de cordones todos muy próximos entre sí.

Muy cercanas a la morrena lateral del máximo del Collado de la Cruz, se halla un cordón paralelo señalando una estabilización post-máximo con un glaciar de dimensiones sólo ligeramente inferiores a las del máximo. El lóbulo de Puyalfá seguramente ya habría desaparecido.

Las siguientes morrenas indican que el frente sufrió una drástica reducción de tamaño aunque no un retroceso altitudinal sustancial. Los cordones del Barranco d'és Ordizez sitúan la terminación del glaciar en una estrecha lengua en torno a los 1.550 m (ver Mapa Geomorfológico).

Un nuevo momento de estabilidad dentro del retroceso propicia la construcción de varias morrenas frontales y laterales que revelan la individualización de dos glaciares, por un lado el originado en el circo limitado entre la Peña las Diez y las Onze y por otro, de menores dimensiones, el generado en el circo al noreste de la Peña las Diez. Entre ambas lenguas hay una potente morrena lateral que quedaba ubicada entre los dos aparatos, denotando, por tanto, una notable pérdida de espesor ya que de lo contrario se habría formado una morrena central que no tendría –desaparecido el hielo- la relevancia en el paisaje que todavía hoy posee. Ligadas a este momento aparecen en posición interna morrenas frontales de tamaño menor, alguna incluso no representable en la

cartografía debido a sus exiguas dimensiones. Las cotas de las morrenas frontales van de los 1.730 a los 1.780 m en el caso de las de menor porte.

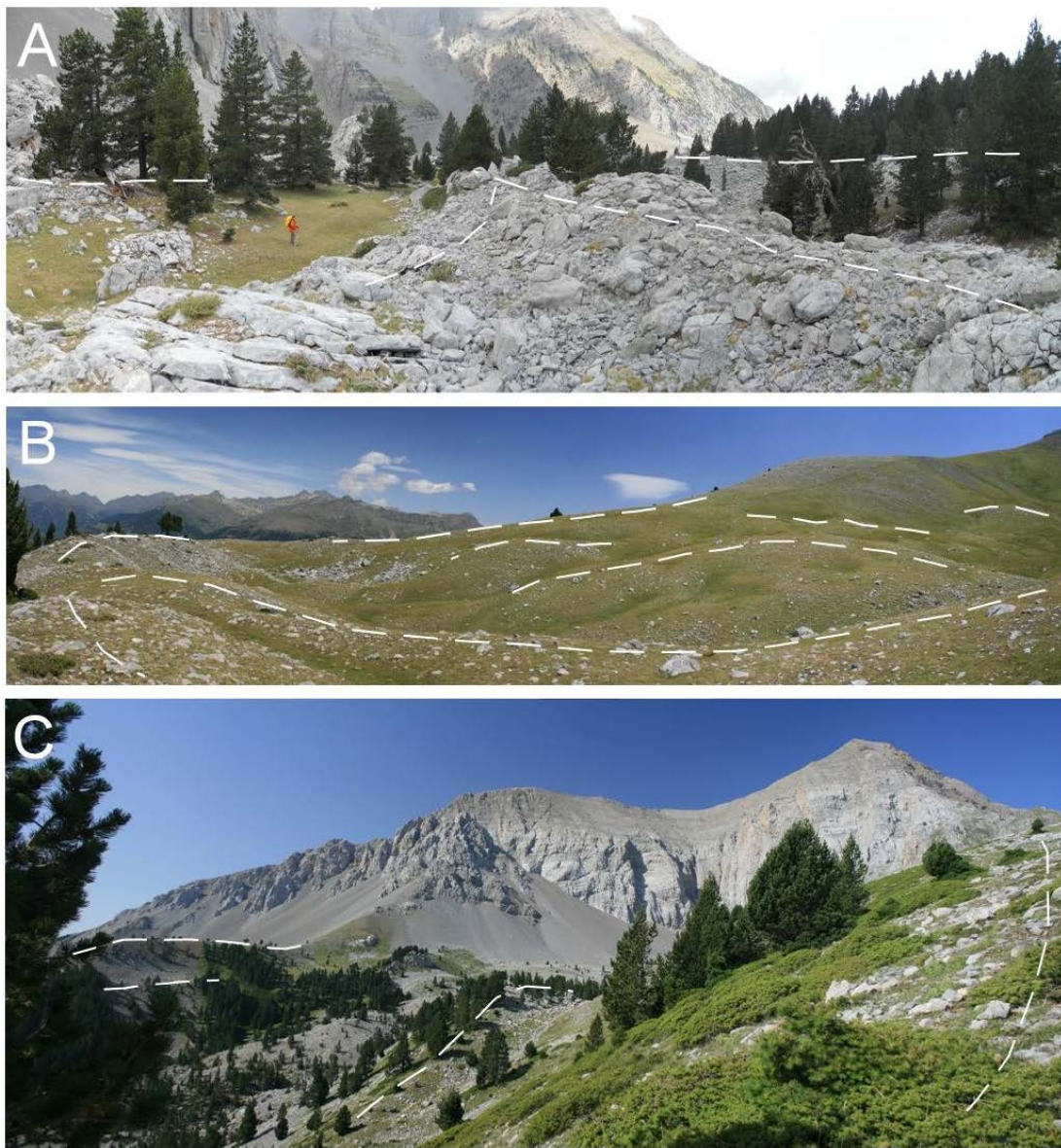


Foto 5.9. Cordones morrénicos en el entorno de la Peña las Onze. Se han señalado en línea discontinua las crestas de las morrenas. A: Morrenas situadas entre el ibón de Plan y la Colladeta Ibón. B: Cordones laterales del paleoglaciario de la Fueba. C: Morrenas laterales en el Tarteral, bajo la Peña las Onze.

La separación de estas dos lenguas se acentúa a medida que se consuma el retroceso. Ya netamente diferenciados, depositan complejos laterales en el caso del glaciar sur y frontales en el norte.

El área que se extiende hoy entre estas morrenas y los arcos frontales inmediatamente anteriores presenta un aspecto prácticamente plano. Aunque, debido al

drenaje actual subterráneo, no hay una incisión que permita observar la naturaleza del relleno sedimentario entre arcos frontales, seguramente se trata de una llanura proglaciar colmatada en condiciones glaciolacustres durante esta fase de estabilidad de las lenguas.

En el caso del glaciar originado al este de la Peña las Diez, dicha fase constituye además el último indicador de actividad glaciar ya que los restos situados más hacia el circo corresponden a un glaciar rocoso (ver capítulo 6) de dinámica estrictamente periglaciar. Para lo sucedido después en el glaciar que ocupa la zona de El Tarteral (Foto 5.9 C) consultar el epígrafe 5.3.5.

5.3.4.9 Glaciar de la Ribereta las Diez

Se trata de un modesto aparato surgido en un pequeño valle al SE de la Peña las Diez. Un circo no muy bien modelado emitió una lengua que en su momento de máxima extensión se descolgó hacia la zona de la Barana (Figura 5.8).

El valle glaciar tiene un abrupto cambio de pendiente ligado a un escarpe estructural de calizas terciarias. Aguas abajo de este cambio de pendiente no se aprecia morfología erosiva glaciar alguna, si bien hay una gran cantidad de sedimentos derrubados de claro origen glaciar, lo que permite aventurar que la lengua en su máxima extensión rebasó este límite y cayó, seguramente mediante un adelgazamiento y una gran cascada de seracs, hacia el área de la Barana y Es Feixons. La extensión máxima no debió ser mayor de 1,5 km.

En la parte alta del valle, donde la pendiente es mucho menor, sí se han conservado varios restos morrénicos. Iniciado el retroceso, el glaciar de la Ribereta las Diez se acantonó sobre esta zona más elevada, protegida de la radiación y donde el escaso desnivel permitiría la existencia de un glaciar más potente capaz de permanecer estable el tiempo suficiente como para construir morrenas. Concretamente se trata de hasta seis arcos frontales que parecen diferenciar tres momentos distintos en el retroceso de este glaciar (ver Mapa Geomorfológico).

El primero está representado por dos arcos próximos entre sí y que sugieren una amplitud de la lengua en su zona terminal que ocupa todo el ancho del valle. La morrena más externa tiene menores dimensiones que la interna, si bien parte de ella pudo ser erosionada simplemente por las aguas de fusión proglaciares. La altitud de estos arcos está entre 2.000 y 2.050 m.

El segundo conjunto consta de tres pequeños arcos frontales situados entre 2.100 y 2.150 m de altitud. Se encuentran escorados hacia la margen izquierda del valle indicando o bien un estrechamiento de la lengua o bien la erosión por aguas de fusión o torrenciales en momentos posteriores al retroceso o desaparición del glaciar. Dado que la zona en la que se han preservado es una ladera sur, parece más razonable pensar en una erosión postglaciar en lugar de un acantonamiento del hielo en esa vertiente del valle, más expuesta a la radiación.

Por último, existe una morrena frontal visiblemente más retirada hacia el circo y que supone la última referencia de las dimensiones alcanzadas por este glaciar. Su altitud es de 2.200 m.

Todas estas morrenas, como ocurre en otros valles de Cotiella, indican que tras las máximas extensiones los glaciares quedaron colgados sobre los escarpes que festonean buena parte del macizo, observando variaciones muy pequeñas de extensión durante las distintas fases de estabilización dentro del retroceso glaciar.

5.3.4.10 Glaciar de Angón

El valle de Angón muestra un importante conjunto de sedimentos de origen glaciar. Constituye la cabecera del barranco de Trigás y morfológicamente queda colgado sobre la Aigüeta de Barbaruens, con la que comunica mediante un escarpe de alrededor de 250 m, relacionado con la base del manto de Cotiella.

Las evidencias erosivas y sedimentarias indican que en la fase de máxima extensión, los hielos rebasaron este escarpe y precipitaron la lengua glaciar sobre el barranco de Trigás, con una longitud mínima de 2,2 km y una anchura de un kilómetro (Figura 5.8). Asimismo, este glaciar estaba conectado mediante dos collados de difluencia con el área de la Basa de la Mora y el Ballón d'el Regall. Sin embargo, y como ocurrió en otros valles del macizo, el posterior retroceso acantonó el aparato en el valle glaciar de altura produciendo una acumulación de cordones morrénicos y till en un espacio relativamente reducido.

El resto más externo es una morrena lateral adosada a la ladera noreste del Sarrau de las Zías, inicialmente en su zona culminante y después descendiendo por la ladera. Este cordón se ubica entre los 2.200 y los 2.150 m de altitud y parece ser coetáneo con la morrena laterofrontal que cierra el valle por la margen izquierda a 2.030 m (ver Mapa Geomorfológico).

En los límites que estas morrenas externas dibujan se ubican un gran número de cordones de diferente entidad. Próximo a la morrena laterofrontal mencionada existe un pequeño cordón frontal a 2.010 m indicando una estabilización del frente ya netamente confinado dentro del valle colgado.

Más atrás existen varios cordones laterales que sugieren un estrechamiento importante de la parte final de la lengua, finalizando ésta ligeramente por debajo de los 2.050 m.

El siguiente conjunto son dos nítidas morrenas frontales de gran significación en el relieve del fondo del valle. Sus grandes dimensiones poco tienen que ver con el resto de cordones de la zona. Este rasgo las pone en relación con el arco frontal de Es Ordizez. Su disposición indica un reavance glaciar con dos fases de estabilización a una cota aproximada de 2.100 m.

A partir de ese punto, se encuentran tres morrenas frontales más, con desigual grado de preservación pero notablemente retiradas hacia la cabecera con respecto al resto, próximas ya a la cota 2.200 (ver Mapa Geomorfológico).

El fondo del circo no muestra resto morrénico alguno. Aunque cabe la posibilidad de que no se llegara a formar, es más plausible pensar en que subyacen bajo los importantes y numerosos depósitos que provienen de desprendimientos procedentes de la fracturada pared noreste de la Picollosa, que llega a alcanzar casi 500 m de verticalidad absoluta.

5.3.4.11 Glaciar de Armeña

Junto con los ya descritos de Entremón y L'Ibón, se trata de una de las grandes acumulaciones de hielo originadas en el macizo de Cotiella (Figura 5.8).

La cabecera está constituida por el circo polilobulado de Armeña. A esto hay que sumar el hielo proveniente del circo ubicado entre Picollosa y el pico de la Ribereta y el glaciar que descendía desde el collado de difluencia del Paso de las Garcas por el Ballón d'el Regall.

Todas estas lenguas confluían en una sola en el área donde se ubica actualmente el refugio de Armeña, descendiendo por la artesa del Barranco Bilsé hasta prácticamente su confluencia con la Aigüeta de Barbaruens. La longitud total de este glaciar en su máxima extensión fue de casi 6,5 km.

Existen restos sedimentarios desde la cota 1.350 hasta los 2.400 m, si bien entre los 1.800 y los 1.950 m se produce una inusitada concentración de morrenas (ver Mapa Geomorfológico).

Los restos más bajos y que marcan la máxima extensión alcanzada por la lengua son dos morrenas laterales ya observadas por Nussbaum (1949) en las proximidades de la ermita de San Cristóbal de Barbaruens y su correspondiente en la otra ladera del valle (Las Bordas). Un afloramiento propiciado por una pista forestal en esta última permite apreciar un till rico en finos a muro y con una mayor proporción de cantos decimétricos a techo. El tamaño máximo de los bloques que se observan a duras penas alcanza el metro y no se aprecian estrías en sus caras. Estas morrenas indican una anchura de la lengua glaciaria del orden de 800 m durante su máxima extensión. En la cara externa de la morrena de Las Bordas aparece una zona plana que con toda probabilidad es el relleno de un lago represado por la propia morrena y el glaciar, colmatado mientras la lengua de Armeña ocupó el valle (ver Mapa Geomorfológico).

Posiblemente de manera sincrónica a las anteriores, se formó la morrena lateral de la Collada d'Armeña y el cordón frontal que domina la zona de Es Cums. Este cordón corresponde a un lóbulo emitido por el hielo que descendía por el Ballón d'el Regall y del circo de Picollosa-Ribereta.

El retroceso glaciario tuvo varios momentos de estabilización, como indican los numerosos cordones frontales que marcan el retroceso de este lóbulo. Una vez que el aporte de hielo que alimentaba el lóbulo no fue suficiente, la lengua de Armeña deposita una morrena lateral, visible hoy frente al refugio de Armeña (Foto 5.10 A), parcialmente derrubada pero que muestra bloques métricos en su zona superior.

Del collado de difluencia del Paso de las Garcas descienden varias morrenas que indican al menos tres momentos de estabilización. La morrena sobre la que se levanta el refugio de Armeña marca el momento en que la gran lengua definitivamente se acantona sobre su circo y se desconecta del hielo.

Algo más arriba del umbral que domina el refugio, a 2.050 m, se aprecia un pequeño cordón frontal de escasa entidad (Foto 5.10 B).

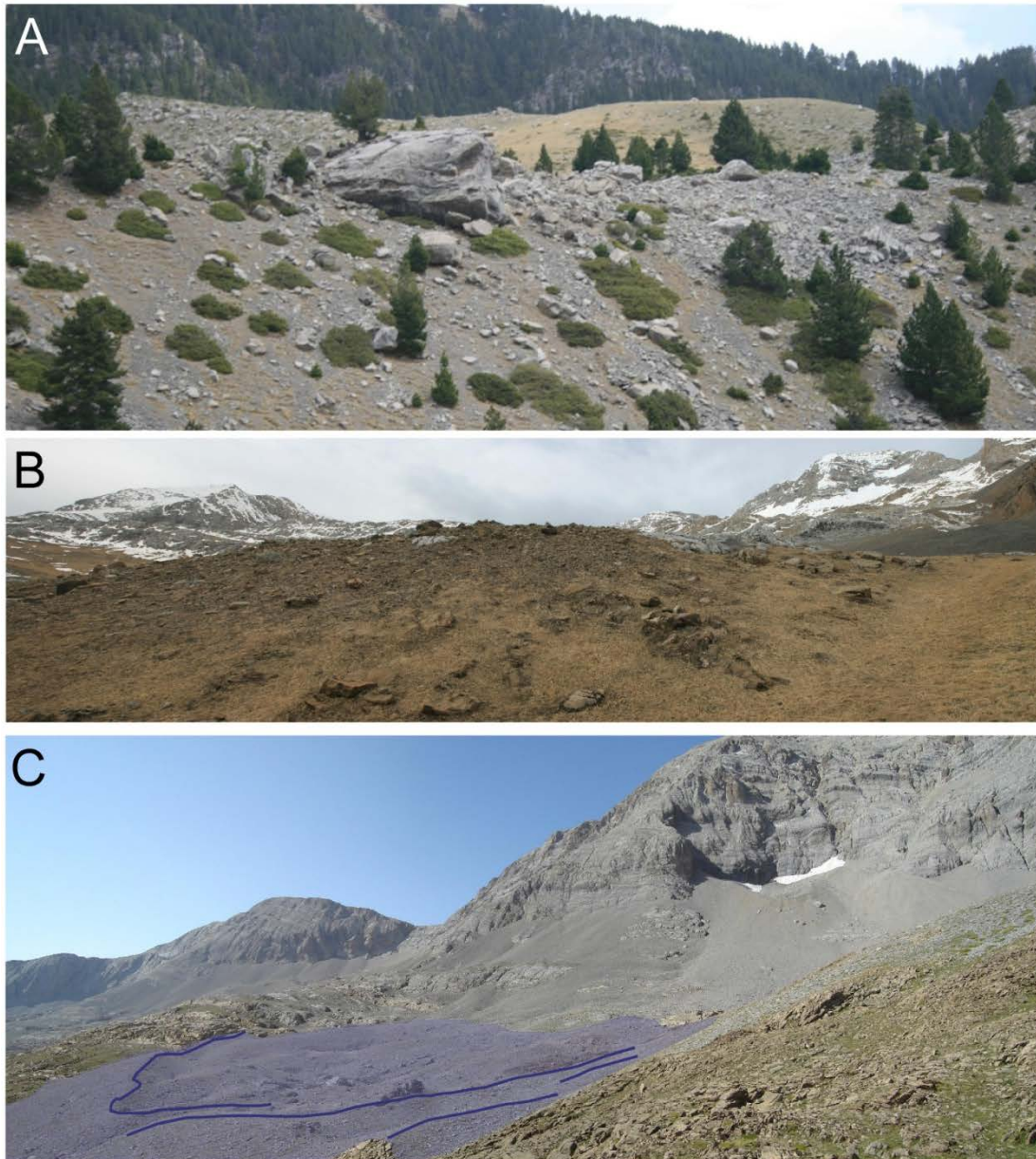


Foto 5.10. A: Morrena lateral de la lengua de Armeña frente al refugio homónimo. B: Morrena frontal en la zona baja del circo de Armeña. C: Morrena frontal alta de Armeña y till basal afectado por dolinización del sustrato (señalado en morado). Bajo la cara norte del pico de Cotiella se aprecia el glaciar rocoso activo de Cotiella (ver capítulo 6).

En el resto del circo, pese a su amplitud y orientación favorables, sólo se encuentran pequeños bloques erráticos y débiles cordones morrénicos hasta encontrar un gran arco frontal ubicado sobre los 2.400 m de altitud, que constituye el resto más alto depositado por este glaciar. Tras esta morrena se extiende una zona bastante llana y recubierta de un till basal muy pobre en finos y profusamente afectado por la dolinización del sustrato (Foto 5.10 C) (ver Mapa Geomorfológico).

5.3.4.12 Glaciar de Sarnera

Entre los picos de Reduno (2.545 m) y las antecimas de Forcas (2.238 m) se extiende la larga cresta de Sierra Sarnera. En su vertiente noreste se localiza un circo glaciar débilmente modelado que dio lugar al glaciar de Sarnera (Figura 5.8).

Los restos sedimentarios no son tampoco abundantes. De hecho, no se ha conservado ninguna evidencia que permita establecer el alcance máximo del hielo. Atendiendo a la morfología del valle estimamos que su longitud máxima rondó el kilómetro.

Sí que aparecen bien conservadas tres morrenas frontales, muy juntas a cotas entre 1.900 y 1.950 m que señalan la última extensión de los hielos previa a su fusión definitiva (ver Mapa Geomorfológico).

5.3.4.13 Glaciar de Forcas

Junto con el glaciar de Sarnera, el de Forcas es el que se ha desarrollado a partir del circo más bajo del macizo. Sólo la óptima orientación unida, en el caso de Forcas, al efecto protector de la radiación de los grandes escarpes de la cara N de los picos de Forcas (2.246 y 2.215 m) pueden justificar su existencia. El circo está deficientemente modelado, sin que la erosión haya podido transformar el carácter estructural del relieve. Tampoco hay una artesa valle abajo.

Los restos sedimentarios están constituidos por una serie de cordones laterales ubicados cerca de la depresión kárstica de El Clot (ver Mapa Geomorfológico). Indican el giro del glaciar en dirección este al abandonar el circo y el estrangulamiento al que se vio sometida la lengua debido a los grandes contrafuertes rocosos que caracterizan el relieve de esa zona. La morrena más externa puede señalar la máxima extensión lateral del hielo, si bien existe till disperso más hacia el norte. En las fases de retroceso el glaciar quedó rápidamente confinado entre el circo y El Clot. Pese a la escasa altitud de la zona, la protección frente a la radiación de los grandes escarpes y la alimentación a través de numerosas canales de aludes hicieron viable este pequeño glaciar.

5.3.4.14 Restos del glaciar del Cinqueta en la zona de estudio

Con una longitud superior a los 20 km durante su máxima extensión, el glaciar del Cinqueta fue uno de los más importantes del Pirineo meridional.

Nuestra zona de estudio coincide con los últimos kilómetros de recorrido de esta gran lengua glaciar y son numerosos los restos tanto erosivos como sedimentarios que dejó a su paso.

El origen del glaciar estuvo en los numerosos circos de los altos macizos axiales de Culfreda (3.034 m), Bachimala (3.177 m) y Llardana o Posets (3.375 m), donde todavía hoy existe el pequeño glaciar activo de Llardana.

El actual río Cinqueta circula por una bien modelada artesa que desemboca en la gran cubeta de sobreexcavación de Plan. Dicha cubeta tiene algunas acumulaciones sedimentarias glaciares de interés en las bordas y campos de San Mamés, fuera de la zona de estudio, ya mencionadas por Nussbaum (1949) que sitúa tres cordones morrénicos a 1.650, 1.520 y 1.350 m de altitud. García Ruiz y Martí Bono (1994) hablan también de estas morrenas y señalan su continuidad por el monte de Plan. En campo resulta complicado ver la morfología de morrena ya que se trata de un área con una intensa ocupación humana, agrícola y ganadera, que ha modificado la fisonomía original de la ladera. Los distintos depósitos de till se pueden reconocer en los cortes que diversos barrancos realizan.

Así, en la parte alta del Barranco Pazina se identifica un gran afloramiento de till desde la cota 1.500 a la 1.600. Dicho afloramiento se puede seguir en la zona de La Estibeta, más al este, entre 1.650 y 1.700 m. Por otro lado, en la margen derecha del barranco de la Sentina, se vuelve a cortar un till entre 1.480 y 1.600 m.

Un nivel netamente inferior se ve en el corte de la Sentina antes de confluir con el barranco la Simierre, entre los 1.350 y los 1.200 m de altitud.

Por tanto, no es fácil diferenciar dos niveles en el caso del till superior pero sí hay una clara diferenciación con el nivel bajo.

En la zona de estudio, debido a la mayor pendiente del terreno y a la presencia del bosque, la conservación e identificación del till plantea más problemas. Ni en foto aérea ni en campo se reconoce una morfología de morrena sino que sólo se aprecian afloramientos de till, generalmente bastante derrubados. De manera clara se puede identificar un primer nivel que la pista del collado de Saunc corta a 1.400 m y desciende hasta los 1.300.

La intersección de la pista con el Barranco de la Cruz permite apreciar el till superior entre los 1.650 y los 1.550 m.

Al contrario que en la vertiente opuesta, en este sector todavía se aprecian algunos restos interesantes abandonados por el glaciar del Cinqueta. Se trata de un conjunto de grandes bloques erráticos de granito (Foto 5.11 A) ubicados sobre un espolón próximo al collado de la Cruz a 1.700 m de altitud dentro del bosque. Aún más interesante resulta constatar la existencia de bloques de granito dispersos al otro lado del collado en la cabecera de la Aigüeta de Barbaruens y, por tanto, indicando de forma innegable la difluencia a través de este collado de un lóbulo del glaciar del Cinqueta hacia la cuenca del Ésera.

Aguas abajo, en el entorno de las peñas de Artiés y San Martín, nuevamente fuera de la zona de estudio, vuelven a aparecer tills del Cinqueta, rellenando parcialmente el pequeño valle de la Comuna (García Ruiz y Martí Bono, 1994). Esto indica que la lengua, demasiado grande para el reducido espacio existente entre las peñas y las laderas del macizo de Cotiella, difluyó por la zona de Feneplán (1.500 m) para unirse de nuevo a la lengua principal donde hoy confluye el Barranco d'el Mon con el río Cinqueta. En El Collet (1.364 m), entre ambas peñas, se puede apreciar también till disperso y áreas de pulimento.

La zona entre Sarabillo y el Collado de Santa Isabel también tiene varios restos del glaciar del Cinqueta. Nussbaum habla de una morrena lateral a 1.350 m, lo que daría una potencia del glaciar de entre 300 y 400 m.

Un examen detallado a lo largo de la ladera permite diferenciar tres niveles. El más bajo y evidente es el gran till cortado por el Barranco Espuena, justo sobre el pueblo de Sarabillo, entre los 1.080 y 1.200 m de altitud. Se trata de una acumulación muy potente, más rica en finos a muro y con bloques de mayor tamaño en la parte superior, muchos de ellos de litologías de la Zona Axial. Se encuentra fuertemente acarcavada en la zona del barranco y en la parte superior tiene algunos tramos cementados y fosilizados por derrubios estratificados. Entre los cantos es posible en ocasiones discriminar pequeños lentejones de arenas. Según la clasificación de Eyles *et al.* (1983) el conjunto del depósito es un diamicton masivo matriz-soportado (Dmm) (Foto 5.11 B).



Foto 5.11. A: Bloques erráticos de granito a 1.700 m en las inmediaciones del collado de la Cruz. El martillo en el bloque central de la imagen da la escala. B: Vista general del till inferior del barranco de Espuena. Al fondo, Peña de Arties y Barranco del Mon, con su relleno sedimentario glaciar.

El siguiente nivel es el único que conserva la morfología de morrena, ubicándose entre 1.275 y 1.350 m de altitud. No hay ningún punto que permita apreciar su estructura interna pero, entre el bosque, afloran algunos bloques de granito y calizas cretácicas pudiéndose observar, no sin cierta dificultad, la cresta de la morrena lateral.

El nivel más alto se halla entre 1.430 y 1.500 m. Tampoco hay ninguna sección sino afloramientos pequeños en el talud de la pista y grandes bloques dentro del bosque.

Como en el collado de la Cruz, también hay evidencias que señalan el rebasamiento del Collado de Santa Isabel por parte de la lengua del Cinqueta. Por un lado, dispersos por el valle del Irués aparecen cantos axiales de granito y litologías metamórficas con ejes mayores que oscilan entre los 5 y los 22 cm. Cantos similares, tamaño grava, se encuentran también incorporados a un depósito fluvio-glaciar, retrabajados por aguas de fusión del glaciar de Irués, como ya se ha comentado previamente. Por último, en un depósito de grava dentro de la cueva de Lasgüeriz, se ha encontrado un canto rodado de granito cuyo elevado tiempo de residencia dentro de la

cueva viene confirmado por la pátina de calcita que lo recubre parcialmente. Todo esto indica sin lugar a dudas un momento de gran potencia de esta lengua.

La terminación del glaciar del Cinqueta ha sido motivo de controversia y de interesantes trabajos que datan de los primeros glaciólogos que trabajaron en el Pirineo.

Albrecht Penck (1885) fue el primero en tratar esta cuestión y dedujo que el glaciar del Cinqueta había alcanzado Las Debotas. Para ello se basó en la presencia, 100 m por encima del valle, de ofitas. El origen de dichas ofitas en ese punto, sin embargo, no es necesariamente glaciar ya que en la base de Peña Lierga, asociados a la base del manto de Cotiella, existen pequeños afloramientos de dicha roca triásica que pueden ser transportados hasta allí por procesos gravitacionales o torrenciales.

Fritz Nussbaum (1949) retrasa la terminación del glaciar a las inmediaciones de la confluencia con el valle del Cinca, a 800 m, estimando un descenso progresivo de la lengua del Cinqueta desde los 1.350 m a los que la situaba en el entorno de Sarabillo.

Martí Bono y García Ruiz (1993) realizan un estudio del fondo de la cubeta al norte del Paso de las Debotas, con un análisis minucioso de los depósitos que tapizan las laderas y el fondo del valle, descartando que el glaciar fuera más allá del cruce de Salinas. Se apoyan en las siguientes evidencias:

1. Entre Salinas y Las Debotas no existen depósitos morrénicos ni hay bloques de litologías paleozoicas en brechas o conos de deyección.
2. 250 m aguas abajo del cruce de Salinas se encuentra una terraza elevada 15-20 m por encima del río que interpretan como fluvio-glaciar proximal. Un kilómetro aguas abajo localizan otro depósito similar.

Por último, Sancho *et al.* (2003) datan un till que formó parte de una morrena de empuje (*push moraine*) en el mismo cruce de Salinas al que, por su edad ($62,7 \pm 3,9$ ka BP), identifican con la máxima extensión del glaciar del Cinqueta durante el último máximo glaciar pirenaico (Figura 5.14).

Sin embargo, un reconocimiento detallado de la zona alta del macizo satélite de Peguera-San Miguel, que domina tanto la confluencia Cinca-Cinqueta como parte del propio Paso de Las Debotas, evidencia que la extensión del glaciar del Cinqueta en algún momento sobrepasó con creces el cruce de Salinas.

En efecto, desde el collado de San Miguel, a 1.300 m de altitud y colgado hoy 450 m sobre el cauce del Cinqueta, y siguiendo hacia la Collata Mataire (1.316 m) se encuentran numerosos bloques decimétricos y métricos de granito dispersos por toda el área. El rastro de este till disperso se encuentra también en la cabecera del Barranco Peguera e incluso descendiendo desde la Collata Mataire hacia el Paso la Cuenga (Figura 5.14), donde se encuentran acumulaciones de bloques de granito, de calizas locales de la Fm Baziero y de areniscas calcáreas de la Fm Maciños.

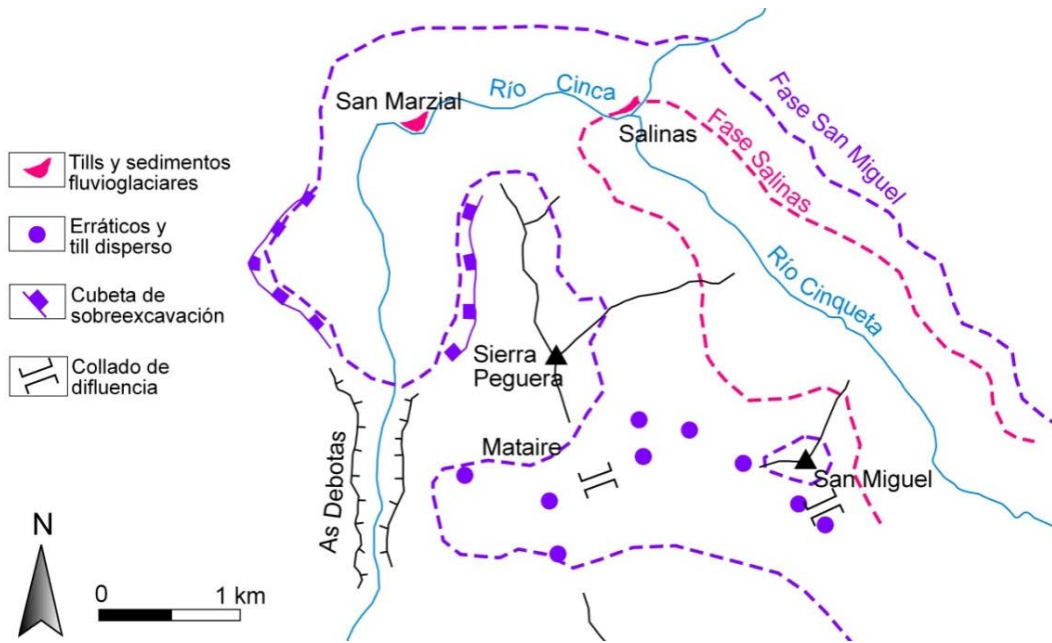


Figura 5.14. Terminación del glaciar del Cinqueta en los dos últimos máximos glaciares. Para explicación sobre los nombres de las fases marcadas ver el apartado 5.6.

Los últimos restos encontrados se ubican bajo la Borda Gabás, en unas terrazas colgadas directamente sobre la cabecera del Barranco Mataire, que drena directamente al Paso de Las Debotas. Dichos restos se componen de bloques decimétricos de granitos, rocas permotriásicas y metamórficas. Desde allí, la vista que se obtiene de la salida del congosto tiene marcadas características erosivas glaciares (Foto 5.12).

Este reguero de till disperso permite reconstruir un lóbulo lateral emitido por una lengua muy potente (del orden de 400 m) a tan solo tres kilómetros del cruce de Salinas. El lóbulo además colgó sobre el propio congosto aportando al mismo directamente, cuando menos, sus aguas de fusión.



Foto 5.12. Salida del Paso de Las Debotas desde las inmediaciones de la Borda Gabás. Se han indicado dos visibles roturas del perfil de la ladera, marcadas en sendos contrafuertes rocosos, para las que se propone un origen glaciar.

Es evidente que la lengua rodeaba el macizo de Peguera-San Miguel y, muy probablemente, rellenaba toda la cubeta de plausible origen por sobreexcavación glaciar, hasta alcanzar el estrechamiento del congreso. El lóbulo de San Miguel constituiría una suerte de *bypass* por el que se daría salida a una parte del inmenso volumen de hielo que entonces tenía la lengua glaciar del Cinqueta.

La no existencia de sedimentos paleozoicos en los depósitos de ladera o del fondo de la cubeta al norte del congreso, puede explicarse por lo elevado de sus pendientes y la intensa actividad que han tenido durante los últimos miles de años los procesos periglaciares, gravitacionales, torrenciales y fluviales que han tenido lugar desde que el glaciar del Cinqueta ocupara el área.

5.3.5 Sobre la existencia de glaciares cubiertos en Cotiella

Existen dos áreas en el macizo de Cotiella, La Fueba y El Tarteral, donde se observan extensas acumulaciones de clastos con algunas características comunes.

- i. Dichos clastos carecen de cualquier ordenación o clasificación por tamaños. Se presentan como acumulaciones caóticas de cantos autóctonos, angulosos y heterométricos, desde grava hasta bloques métricos (Foto 5.13).

- ii. No presentan en superficie ningún tipo de orden o estructura regular. La topografía de estas acumulaciones es caótica, con caballones aislados -sin un patrón determinado- entre depresiones de distribución anárquica y tamaño variable. Algunas son de orden decamétrico con reflejo, incluso, en la topografía 1:25.000.
- iii. Se localizan bajo circos con paredes calcáreas profusamente fracturadas y que alcanzan desniveles superiores a los 400 m.
- iv. Geomorfológicamente ocupan situaciones semejantes, lo que sugiere que se han formado en un mismo momento dentro de la secuencia de deglaciación que ha afectado al macizo y, concretamente, a la cara norte de la sierra que se extiende entre la Peña d'el Mediodía y la Peña las Diez. Durante las distintas fases de deglaciación se ha ido construyendo un completo registro sedimentario que marca los momentos de estabilidad o reavances durante el retroceso y que concluye en uno de los tres circos con un claro glaciar rocoso (Es Ordizez, ver capítulo 6) y con estas dos acumulaciones de La Fueba y El Tarteral en los otros dos.

La interpretación que en la escasa bibliografía sobre Cotiella (en trabajos de tipo regional, no de detalle sobre el macizo) se ha dado es la de tres glaciares rocosos (García Ruiz y Martí Bono, 1994; Serrano *et al.*, 2000). Si bien en el caso de la morfología más oriental eso es evidente, en los otros dos ejemplos no lo es tanto.

La principal evidencia en contra de este origen periglacial es la ausencia de un conjunto de surcos y caballones en superficie coherentes con la dirección de flujo de una masa de hielo y crioclastos, ya que algunos rasgos de tipo sedimentario (frente rico en finos, ausencia de cantos en profundidad, etc.) han podido desdibujarse considerando que no se trata de geoformas recientes.

La cabecera de estos tres pequeños valles se ha demostrado como un área de eficaz producción de sedimentos. Los abundantes tills que pueblan la zona son una buena prueba de ello. El escenario sería pues un momento de frío con precipitaciones no muy abundantes y glaciares de tamaño moderado en los dos circos con mejores condiciones para albergar hielo (Fueba y Tarteral). El intenso aporte de gelifractos tendría como consecuencia el desarrollo de un glaciar rocoso allí donde la dinámica glaciar fuese ya relictica o inexistente y la formación de glaciares negros o cubiertos en los otros dos circos. La presencia de caballones aislados y de numerosas depresiones estaría en

relación con un flujo glaciar y una posterior fusión diferencial que provocara hundimientos repartidos desigualmente.

El glaciar cubierto de El Tarteral presenta unas dimensiones notablemente mayores que las del de La Fueba y que el glaciar rocoso de Es Ordizez. El glaciar de La Fueba presenta una terminación, bien apreciable en campo, justo en el límite que define el umbral del circo.

Respecto a la diferencia entre El Tarteral y Es Ordizez, hay que considerar el efecto protector que el recubrimiento de clastos procura al hielo subyacente ya que la existencia de derrubios supraglaciares modifica significativamente el balance de masas de un glaciar (Benn y Owen, 2002), de hecho, estos autores aportan el dato de que bajo una capa de derrubios igual o mayor que un metro, las tasas de ablación son marcadamente bajas. Por tanto es posible que la dinámica glaciar, pese a darse condiciones no del todo propicias, se pudiera mantener más tiempo merced al recubrimiento supraglaciar. Los autores antes mencionados, a partir de diversos ejemplos actuales del Himalaya, citan los siguientes factores que controlan la intensidad del recubrimiento de derrubios de un glaciar:

- i. Distribución de laderas pendientes en la cuenca glaciar desde las que las avalanchas puedan aportar derrubios, bien procedentes del sustrato, bien sedimentos glaciares o paraglaciares preexistentes.
- ii. Precipitación, que controla la cantidad de nieve en relación con las entradas de roca y, por tanto, la concentración de derrubios en el hielo.
- iii. Tamaño del glaciar, observando que los glaciares de valle suelen mostrar en el Himalaya extensos mantos de derrubios.
- iv. Facilidad de erosión del sustrato, señalando como rocas más favorables para una elevada producción de sedimentos los esquistos y rocas sedimentarias altamente fracturadas frente a las cristalinas.

La procedencia de los derrubios puede ser muy diversa, tanto por desprendimientos, avalanchas, caída gravitacional tras rotura por crioclastia, afloramiento en superficie de till basal, etc. En los casos estudiados, el área fuente de sedimentos serían las pronunciadas paredes de los circos, significativamente mayores en los casos de La Fueba y El Tarteral (Foto 5.13).

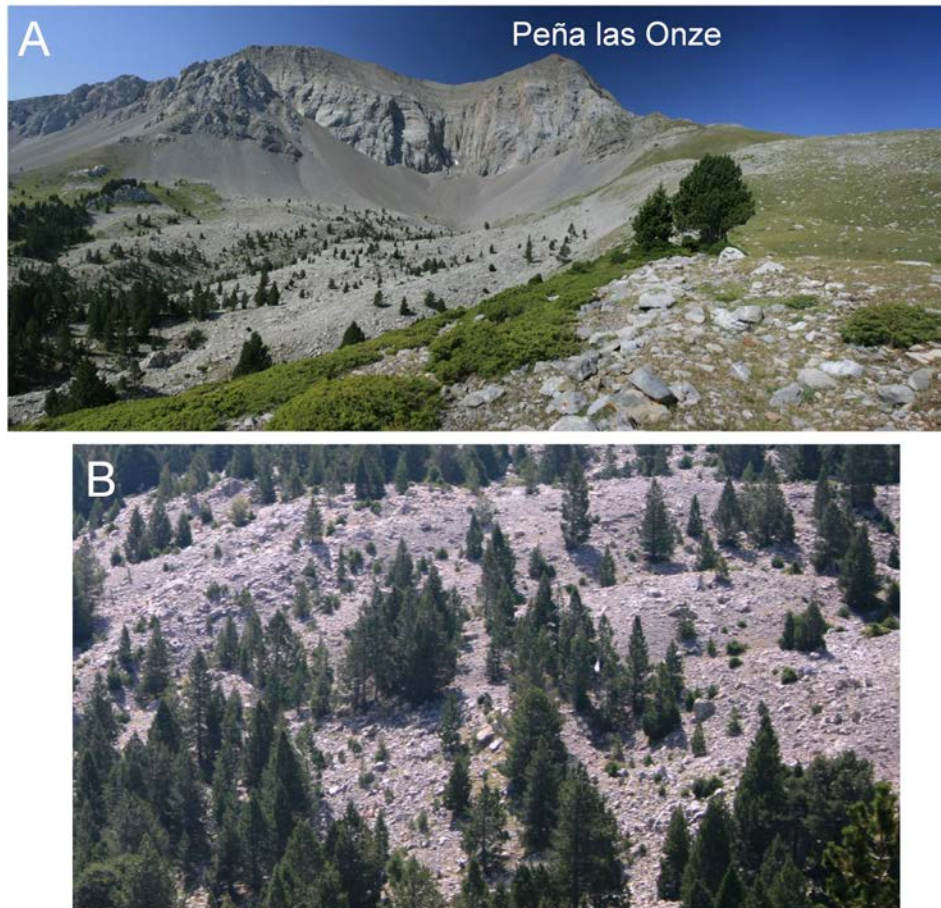


Foto 5.13. A: Aspecto de las paredes del circo y de parte del glaciar cubierto de El Tarteral. El fondo del circo se encuentra sobre los 2.000 m y la cima de la Peña las Onze se eleva a 2.658 m. B: Detalle de los bloques del glaciar negro donde se aprecia su heterometría y la abundancia de bloques de tamaño métrico.

Es propio también de los glaciares cubiertos un grado de visibilidad bajo de las morfologías erosivas subglaciares. La elevada capacidad de producción de derrubios en las áreas tratadas hace de hecho imposible la observación de cualquier rasgo de erosión subglaciar, apreciándose tan solo los grandes circos y modestas artesas.

En resumen, los glaciares cubiertos de La Fueba y El Tarteral están en relación con unas cabeceras pronunciadas, verticales y de rocas sedimentarias intensamente fracturadas que facilitan el aporte de derrubios al glaciar mediante varios mecanismos como las avalanchas, desprendimientos masivos y caída gravitacional tras crioclastia. La elevada concentración de sedimentos supraglaciares está también en relación con unas menores precipitaciones de nieve dentro de un contexto aún frío, que hace posible el mantenimiento de la dinámica glaciar gracias a la protección de las lenguas bajo los derrubios reduciendo la tasa de ablación. Mientras, en el circo más modesto y expuesto,

la desaparición precoz de su glaciar provocó la instauración de un régimen estrictamente periglacial dando lugar a un glaciar rocoso formado, seguramente, a partir de un helero relicto.

5.4 Definición de fases glaciares en el macizo de Cotiella

Desde hace varias décadas, se han efectuado en el Pirineo central numerosos estudios en distintos macizos y valles con el ánimo de identificar cuándo y cuáles han sido las fases glaciares ocurridas y de reconstruir el alcance de los glaciares en cada una de ellas. La mayor parte de esos estudios se centran en determinados ámbitos geográficos como el Valle de Tena (Serrano, 1998; García Ruiz *et al.*, 2003), Valle de Benasque (Martínez de Pisón, 1988; Lampre, 1998) o Valle de Echo (García Ruiz y Martí Bono, 2011). Además, hay diversos trabajos que han tratado de realizar correlaciones a escala de Pirineo oscense (García Ruiz y Martí Bono, 1994; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Chueca *et al.*, 1998; etc.).

La posibilidad de conocer edades de registros glaciares, que aporten información paleoambiental y geomorfológica, ha supuesto un impulso en los últimos años a este tipo de estudios. Hasta ahora, la mayor parte de las edades obtenidas caracterizan cronológicamente el último máximo glaciar pirenaico, alguna otra fase precedente y en menor medida posterior (Sancho *et al.*, 2003, 2004a; Peña *et al.*, 2004; Pallàs *et al.*, 2006, 2010; Lewis *et al.*, 2009; Delmas *et al.*, 2008, 2011, 2012; García-Ruiz *et al.*, 2012; Hughes *et al.*, 2013), quedando por el momento sin precisar la cronología de las distintas fases de estabilidad durante el retroceso.

La definición de fases glaciares se ha acostumbrado a realizar a partir de la reconstrucción de los paleoglaciares para correlacionar, sobre todo con criterios altitudinales, sus posiciones en distintos valles e identificar así momentos en los que ocupaban posiciones semejantes y atribuibles a un momento con unas características climáticas dadas.

En el macizo de Cotiella la delimitación de fases necesita de unas consideraciones previas:

La configuración estructural del macizo, cuyo peso en el relieve no ha sido anulado por la erosión glaciar, impide utilizar un criterio altitudinal para correlacionar morrenas. El fuerte escalonamiento que caracteriza al macizo provocó el

acantonamiento precoz de los glaciares en espacios reducidos, lo que implica que morrenas de distintas fases convivan en espacios altitudinalmente próximos.

El modesto tamaño del macizo hace que las diferencias en extensión de los glaciares y en su gradiente altitudinal hayan sido muy pequeñas entre las fases registradas.

Existe un marcado contraste topoclimático entre las distintas vertientes del macizo. Las lenguas no se escindieron a la vez en todos los valles ni los frentes se estabilizaron necesariamente en las mismas cotas según las condiciones topográficas existentes (escarpes de gran desarrollo o zonas de débil pendiente, por ejemplo). Algunos rasgos como la insolación recibida fueron muy diferentes en glaciares próximos, agudizando la diferencia en su desarrollo.

Para deducir el conjunto de fases glaciares de Cotiella se hará una interpretación combinada de morfologías erosivas y sedimentarias pero centrando la atención en aquellos paleoglaciares que han depositado los complejos morrénicos más completos. Así pues, los paleoglaciares del Ibón y de Es Ordizez tendrán especial relevancia. Es también de interés el glaciar del Cinqueta por la ubicación en la zona de estudio de algunos de sus restos sedimentarios.

Las características de los sedimentos glaciares de Cotiella dificultan realizar dataciones absolutas. El único dato disponible pertenece a un till del Cinqueta (Sancho *et al.*, 2003). Para referenciar el resto de fases se hace referencia al marco definido por Peña y Sancho (2011) de fases frías cuaternarias en los Pirineos (Figura 5.15).

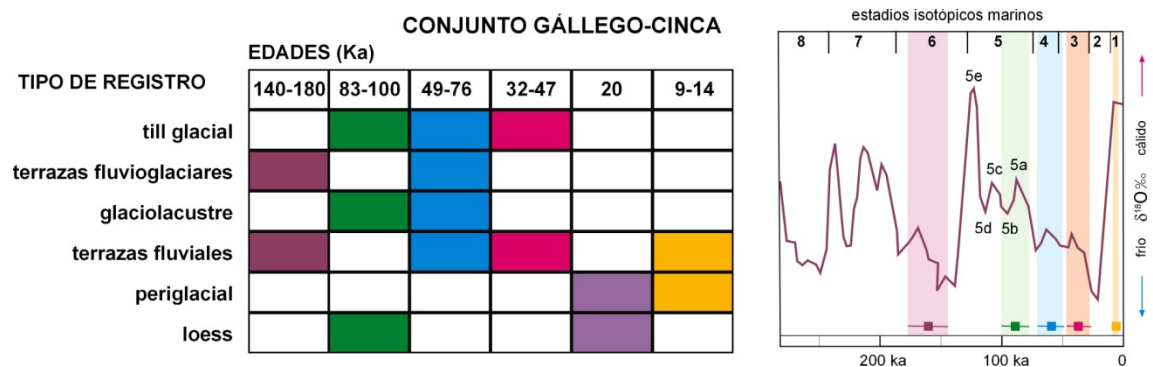


Figura 5.15. Posición de las unidades cronológicas frías en Pirineos en relación con la curva de estadios isotópicos marinos (Peña y Sancho, 2011).

Fase San Miguel

Se trata de la fase más antigua registrada en el macizo y la que indica una mayor extensión del hielo en la zona. Está representada principalmente por los restos más externos del glaciar del Cinqueta (Figura 5.14) y no parece tener una importancia cuantitativa semejante en el modesto glaciario autóctono de Cotiella, con menos margen de reacción ante condiciones climáticas duras debido a su pequeña área de acumulación.

A esta fase pertenecen los bloques erráticos del Collado de la Cruz (también llamado de Coronas) que señalan la difluencia del glaciar del Cinqueta hacia la cabecera de la Aigüeta de Barbaruens y, por tanto, a la cuenca del Ésera unido a las lenguas que bajaban desde la Peña las Onze y las Diez.

La difluencia del Cinqueta por el collado de Trabeseras hacia La Comuna pudo tener lugar durante esta misma fase, ya que exigió un espesor de hielo del orden de 500 m.

También durante esta fase el glaciar difluyó por el Collado de Santa Isabel hacia el valle del Irués juntando sus hielos con los del glaciar homónimo. El volumen de ambos hielos fue el responsable de modelar la artesa de Irués y depositar los bloques erráticos en la confluencia con la Garona Os Molinos. El till que existe justo por debajo del citado collado, en la vertiente del Cinqueta, puede representar un momento de estabilidad tras un ligero retroceso del glaciar del Cinqueta.

Por último, también en esta fase el glaciar difluyó por el Collado de San Miguel hacia Peguera y Mataire, mientras que la terminación de la lengua alcanzó el Paso de las Debotas y sobreexcavó la cubeta que hay al norte del congosto cuyo fondo se encuentra hoy a 750 m de altitud (Figura 5.14).

Las dimensiones alcanzadas por el hielo y el estado de conservación de los restos sedimentarios indican que esta fase es más antigua que la Fase Salinas (Figura 5.14). Dado que esta última está datada en el MIS 4, por correlación regional podría ser sincrónica a la Fase Sabiñánigo del Gállego, cuya edad es de 155,8 ka (MIS 6) (Peña *et al.*, 2003).

Fase Salinas

Definida por Sancho *et al.* (2003, 2004a), constituye la máxima extensión de los glaciares durante el último ciclo glacial en la cuenca del río Cinca. Está datada en el till de Salinas de Sin, hoy prácticamente desaparecido por obras en el arcén de la carretera A-138. A esta fase corresponden los depósitos fluvio-glaciares del Cinqueta entre el cruce de Salinas y San Marzial (Figura 5.14), así como las morrenas laterales de la cubeta de Plan y de Sarabillo.

En lo que al glaciario autóctono de Cotiella se refiere, las lenguas de la Fueba, l'Ibón, Labasar y Gallinés tributan sus hielos a la del Cinqueta. La de Labasar deposita el gran cordón lateral que indica su máxima extensión y la de l'Ibón emite un lóbulo hacia las Bacarizas, además de formar una morrena lateral en la ladera suroeste de la Peña las Onze, indicando junto a las hombreras de la vertiente opuesta el nivel alcanzado por el hielo en la cubeta de sobreexcavación de la Basa de la Mora.

El glaciar de Es Ordizez casi alcanzó el Collado de la Cruz y descendió hasta el Barranco de Zimalitera, mientras emitió un lóbulo hacia la zona de Puyalfá.

Los glaciares de Ribereta las Diez y Angón derramaban sus lenguas hacia la cuenca del Barranco de Trigás mientras que el de Armeña descendía por Bilsé, enmarcado por las morrenas laterales de San Cristóbal y las Bordas. Por su parte, las dos lenguas que drenaban el circo de Entremón se unían en el valle del Irués, descendiendo hasta la zona del Chorro de Fornos.

Tras la máxima extensión de esta fase, hay en varios puntos morrenas muy cercanas a las del máximo que indican un ligero retroceso del hielo. Un buen ejemplo es el paleoglacial de Es Ordizez en su morrena lateral norte. Los lóbulos emitidos por algunos glaciares (Puyalfá, Bacarizas...) retroceden y los glaciares quedan enmarcados en sus valles correspondientes.

El glaciar de Irués se escinde en dos lenguas: Azitolar e Irués. Esta última deposita el gran till de fusión ya descrito con su potente depósito fluvio-glacial proximal.

Según la datación de Sancho *et al.* (2003) y Lewis *et al.* (2009) esta fase tiene lugar hace $62,7 \pm 3,9$ ka (MIS 4). Desde esta última máxima extensión datada, los glaciares inician un retroceso interrumpido por momentos de estabilización. El resultado es la formación de morrenas que definen las fases de estabilización post-máximo que se explican a continuación.

Fase Ordizez

El retroceso se hace más patente en esta fase, no detectada en todos los glaciares. Uno de los lugares donde mejor se aprecia es nuevamente en Es Ordizez. El glaciar ha perdido de forma ostensible anchura en su frente, quedando una lengua aún larga pero muy estrecha restringida al Barranco que da nombre al glaciar.

Algo semejante ocurre en el glaciar de Angón, que también muestra una estrecha lengua en la zona media del valle, ya sobre el gran escarpe estructural que rebasó durante el máximo del MIS 4.

No hay evidencias claras para saber en qué momento los tributarios del Cinqueta dejan de serlo. Una morrena lateral de l'Ibón y otra laterofrontal de Labasar indican una pérdida de volumen de hielo que pudo suponer la desconexión durante esta fase.

Por correlación con las fases frías definidas en el Pirineo (Figura 5.15), se puede situar cronológicamente en momentos fríos del MIS 3.

Fase Basa de la Mora

Los glaciares de Cotiella ya están, con seguridad, totalmente desconectados de la lengua del Cinqueta y confinados en la alta montaña por encima de los 1.900 m o 1.700 en casos muy favorables.

Como rasgo general a varios valles, se observan tres pulsaciones claramente indicadas por tres morrenas frontales como ocurre en el glaciar de Azitolar, el de Labasar y especialmente en el de l'Ibón con tres grandes arcos en el área de la Basa de la Mora. El último de ellos sirve parcialmente de represa al ibón.

En el glaciar de Ordizez se ha producido ya la separación de las dos lenguas aunque sus terminaciones siguen estando muy próximas y separadas tan solo por una gran morrena central.

Los tamaños de muchas morrenas de esta fase son significativamente grandes. Un ejemplo es el principal arco frontal del glaciar de Angón para esta fase, el más externo de Ordizez o cualquiera de los tres de la Basa de la Mora. En ocasiones, como en el circo de La Fueba, se observa cómo la morrena de esta fase corta a morrenas anteriores. Esto indica que no se trató de una mera estabilización durante el retroceso sino que significó un avance importante de los glaciares tanto en extensión como en volumen.

Las morrenas laterales altas de los valles de Los Neis y Yali también se asignan a esta fase. Señalan un glaciar muy reducido en el caso de Yali pero aún de dimensiones considerables en el de Los Neis, favorecido por la gran altitud de su zona de acumulación.

Esta pulsación, que genera morrenas de importancia significativa, indica un apreciable recrudescimiento climático. Por tanto, puede situarse con las reservas oportunas durante el MIS 2, coincidente con el LGM a escala global, que no supone la máxima extensión a escala regional. La edad de máxima extensión de los glaciares en el macizo de Cotiella, al igual que ocurre en el ámbito mediterráneo, muestra su asincronía con la de los Alpes y el inlandsis escandinavo (García-Ruiz *et al.*, 2003; Peña *et al.*, 2003; González-Sampériz *et al.*, 2006; Lewis *et al.*, 2009; etc.). Esta cuestión se discutirá con más detalle en el capítulo 10.

Fase Colladeta I

Se completa la escisión de las lenguas que formaban el glaciar de L'Ibón. La que se retira hacia la Colladeta Ibón deposita dos arcos frontales, especialmente potente el más alto. También la lengua del glaciar de la Una construye un arco frontal en altitud.

El glaciar de Azitolar construye una prominente morrena lateral ya cerca de su circo, siendo éste el último resto sedimentario en toda la planicie del Entremón.

En Armeña no hay restos claros atribuibles a esta fase. Entre las morrenas de fases anteriores, muy bajas, y las de la última fase se extienden un elevado número de bloques erráticos, till disperso y pequeños retazos morrénicos sin expresión cartográfica.

Los glaciares de la zona de Es Ordizez quedan recluidos en sus pequeños valles, en el caso del oriental de la Peña las Onze muy próximo a su circo, como indican dos morrenas laterales. El del Tarteral aún con unas dimensiones importantes.

Por correlación con el esquema de fases frías en el Pirineo (Figura 5.15), esta etapa puede corresponderse tentativamente con el Dryas Antiguo.

Fase Colladeta II

El glaciar de La Colladeta Ibón culmina una retirada progresiva hasta acantonarse muy próximo al collado. No hay evidencias de que haya glaciar en la vertiente opuesta, aunque puede deberse a que los desprendimientos rocosos postglaciares enmascaren las morrenas.

El glaciar blanco más importante de este momento es el de Armeña, desarrollado bajo la cima de Cotiella y que deposita un gran arco frontal que indica al menos dos momentos distintos de estabilidad del frente.

La deglaciación afecta a casi todos los circos, que se encuentran ya sin hielo o con aparatos de actividad menguada incapaces de depositar restos sedimentarios importantes, ya que no se han conservado hasta la actualidad.

En la vertiente norte del cordal Peña las Diez-Peña d'el Mediodía se forman dos glaciares cubiertos, La Fueba y El Tarteral, y uno rocoso bajo la Peña las Diez. Establecer una cronología para la formación de estos glaciares resulta complejo ante la inexistencia de sedimentos que datar de forma absoluta. Siguiendo el patrón de deglaciación a través de las distintas morrenas de la zona, es evidente que su formación ha tenido lugar en las últimas etapas frías dentro de la deglaciación post-máximo y por lo tanto los asignamos a la fase Colladeta II.

Se trata de la última fase de actividad glaciar en el macizo de Cotiella. Los restos mencionados no guardan relación con las cotas y dimensiones de los de la Pequeña Edad del Hielo en áreas próximas del Pirineo central (Chueca et al., 1998), por tanto puede descartarse su filiación a esta fase. Es pues razonable adscribirlos al Dryas reciente. Respecto a los glaciares cubiertos, morfologías similares han sido identificadas en los valles de Escarra y Lana Mayor (Alto Gállego, Huesca) por García Ruiz *et al.* (2003). Estos autores atribuyen los glaciares cubiertos al enfriamiento del Dryas antiguo mientras que los glaciares rocosos los sitúan en el Dryas reciente. En el caso de Cotiella esa asincronía entre ambas geoformas no resulta evidente, sino que parecen coetáneas y las asignamos ambas al Dryas reciente.

Así pues, al comienzo del Holoceno el macizo de Cotiella se encuentra completamente deglaciado. En el ámbito de la alta montaña son ya los procesos periglaciares y kársticos los principales responsables del modelado del relieve. Un resumen de las fases, número de aparatos y superficie glaciada en el macizo se presenta en la figura 5.16 y en la tabla 5.13.

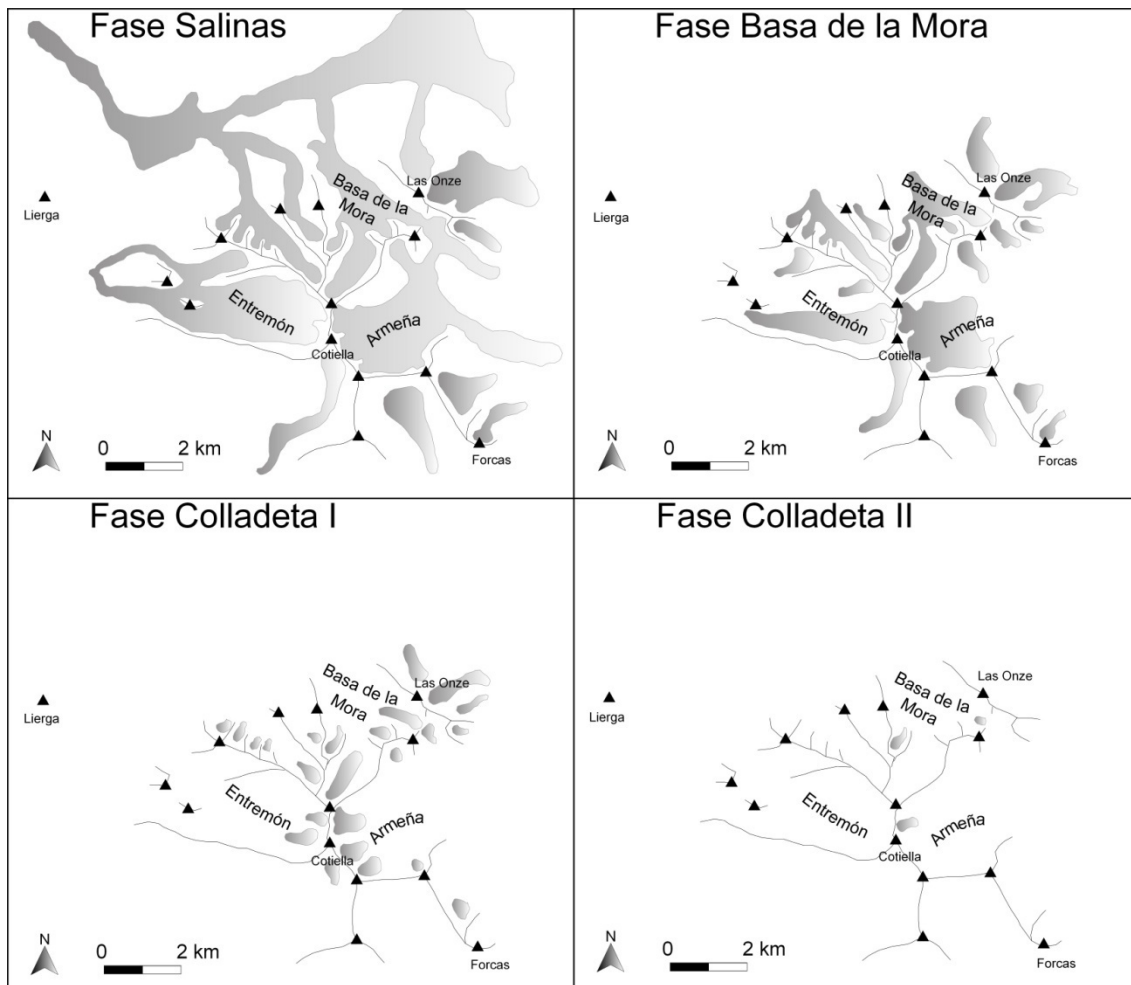


Figura 5.16. Extensión de los glaciares en Cotiella durante las principales fases reconstruidas.

Fase	Nº de aparatos	Superficie glaciada (Ha)
Salinas	12	3.442,51
Basa de la Mora	16	1.564,94
Colladeta I	24	483,14
Colladeta II	3	31,75

Tabla 5.13. Número de glaciares y superficie glaciada en cada fase en el macizo de Cotiella. No se incluye el glaciar del Cinqueta.

5.5 Reconstrucción paleoclimática a partir de paleoELAs

La altitud de la línea de equilibrio glaciar (abreviada como ELA, por sus siglas en inglés) es un parámetro de gran utilidad a la hora de valorar el efecto del clima sobre un glaciar. Dicha altitud señala el límite entre la zona de acumulación y la de ablación en un aparato glaciar y marca, por tanto, el lugar donde la acumulación anual de nieve es

igual a la fusión. En la línea de equilibrio el balance de masa del glaciar es igual a cero (Porter, 1975, 1977; Meierding, 1982; Hawkins, 1985).

Sobre la altitud a la que se encuentra la ELA influyen numerosos factores. Los dos principales son la acumulación anual de nieve, que depende básicamente de las precipitaciones invernales, y la fusión anual, que depende de la temperatura de los meses de verano (Serrano y González, 2004a).

Sin embargo hay otros factores que pueden desempeñar un papel importante como la radiación solar, las características del clima regional, las características topoclimáticas del entorno del glaciar, el albedo, el recubrimiento de derrubios de la lengua, las precipitaciones estivales, la orientación, la posible sobrealimentación por aludes o por el viento y la geometría de la masa glaciar, entre otros (Porter, 1975, 1977; Hawkins, 1985; Ohmura *et al.*, 1992; Coleman *et al.*, 2009).

La posibilidad de calcular ELAs de paleoglaciares abre interesantes posibilidades de cara a reconstruir paleoambientes cuaternarios en montañas que han sufrido actividad glaciar en el pasado (Porter, 1975).

Existen numerosos métodos para calcular la ELA en macizos ya deglaciados y en diversas publicaciones se hacen revisiones críticas de los mismos (Porter, 2001; Serrano y González, 2004a; Hughes, 2004; Benn *et al.*, 2005). Los más utilizados son el método Kurowski (Kurowski, 1891) y el método Brückner-Richter o AAR (Richter, 1885; Brückner, 1886, 1887, 1906).

El primero de ellos ha mostrado su utilidad en la reconstrucción de la ELA de glaciares pequeños y de fases recientes como la Pequeña Edad del Hielo (López-Moreno, 2000). Sin embargo, los resultados son menos precisos en glaciares de mayor tamaño y de fases iguales o anteriores al Younger Dryas (Hawkins, 1985; Serrano y González, 2004a). En aquellos lugares donde se han comparado varios métodos, es habitual que el método AAR dé los mejores resultados (Hawkins, 1985; Serrano y González, 2004a).

5.5.1 El método Brückner-Richter o AAR

El método Accumulation Area Ratio (AAR) asume que el límite entre las áreas de acumulación y ablación se reparte en una proporción de 3:1 ($AAR = 0,75$). La línea resultante de dicho límite es la línea de equilibrio glaciar (Serrano y González, 2004a).

No obstante, a la hora de reconstruir paleoELAs la proporción considerada puede variar en función de varios factores. En general se asume que para glaciares de valle de latitudes medias y en condiciones estacionarias, el porcentaje de área de acumulación de un glaciar frente al total de su superficie está entre 0,5 y 0,8 adoptándose comúnmente un valor de 60 ± 5 % (Meir y Post, 1962; Andrews, 1975; Porter, 1975, 2001; Meirdeing, 1982; Hawkins, 1985).

5.5.2 El método Kurowski

Este método asume que la ELA es igual a la altitud media del glaciar (Kurowski, 1891). Se deben asumir dos premisas: a) que los glaciares reconstruidos se encontraban en equilibrio estable contactando con las morrenas frontales, y que la línea de equilibrio al final de la estación de fusión marcaba el límite donde la acumulación total y la ablación estaban exactamente equilibradas; y b) que existía una relación lineal entre el gradiente de ablación (tasa de disminución en el grado de ablación con la altitud) y el de acumulación (tasa de disminución de la acumulación con el descenso de la altitud) (López-Moreno, 2000).

5.5.3 Limitaciones

Con carácter general, pueden citarse varios factores que introducen incertidumbre en los resultados obtenidos al caracterizar paleoambientes a partir de la reconstrucción de ELAs en macizos actualmente deglaciados.

Las principales fuentes potenciales de error son:

- i. Establecimiento preciso de la edad o fase glaciar de las morfologías usadas para el cálculo de paleoELAs.

En el estudio que aquí se presenta se pretende establecer la evolución temporal de la ELA. Para ello es fundamental asignar cada resto morrénico a su fase correspondiente, lo cual no es fácil debido a la concentración de morrenas en espacios limitados, cuyas causas han sido previamente explicadas. Además, no se dispone de datos cronológicos directos para ninguna de las fases. Sin embargo, por correlación con la fase Salinas (última máxima extensión glaciar surpirenaica) y con las fases frías detectadas en el Pirineo central (Peña y Sancho, 2011), la distribución de fases y asignación cronológica realizada resulta coherente dentro del marco geomorfológico del macizo de Cotiella. En algunos glaciares, cada fase está representada por más de una

morrena. Se ha elegido entonces la mejor desarrollada por considerarla representativa del estado estacionario más estable del glaciar, postulado básico del método AAR (Porter, 2001). La altitud y temperatura media deducida se entiende que se refiere al período general al que se atribuye la fase y no al momento concreto de construcción de esa morrena.

ii. Reconstrucción precisa de los paleoglaciares.

No siempre es posible delimitar con precisión el contorno de un paleoglaciar. Incluso en algunos lugares se ha llegado a calcular la paleoELA a partir de restos sedimentarios ubicados en la zona proglaciar (Dahl *et al.*, 2003). El modo de reconstrucción más habitual es trazar el contorno basándose en las morrenas laterales y frontales conservadas pero incluso este procedimiento puede inducir a error (Kirkbride y Winkler, 2012). Por otro lado, cuanto más antigua sea una fase, menos habrá y peor conservados estarán sus restos morfológicos y por tanto mayor dificultad para trazar una superficie glaciar exacta. Adicionalmente, fases antiguas de mayor extensión implican difluencias y emisiones de lóbulos a valles anejos que también distorsionan el valor esperado de la ELA.

En nuestro caso se han desechado la mayor parte de los paleoglaciares debido a la imposibilidad de hacer una reconstrucción lo bastante fiable. Las morrenas más completas se ubican en la cara norte de las peñas de las Onze y Diez y allí se han efectuado la mayoría de los cálculos. El resto se han repartido entre distintos valles y fases tratando, en cualquier caso, de ofrecer una imagen global del fenómeno glaciar espacial y temporalmente.

iii. Posibles coberturas de clastos no constatadas.

El recubrimiento de clastos de una lengua glaciar modifica notablemente su dinámica y su balance de masa (Benn y Owen, 2002). Como se ha visto, en Cotiella no ha sido infrecuente el recubrimiento de glaciares por derrubios e incluso la existencia de glaciares negros. Por esa razón se ha descartado el cálculo de la ELA del glaciar cubierto de El Tarteral para la fase Colladeta II y el del Irués para la fase Salinas.

iv. Efectos orográficos.

En ocasiones, pequeños glaciares pueden quedar reguardados por paredes rocosas que los protejan de la radiación. Otros pueden disponer de algún collado en cabecera que permita la entrada de nieve impulsada por el viento o bien que estén

sobrealimentados por avalanchas de nieve. Este puede ser el caso del glaciar que se desarrolló al oeste de la Colladeta Ibón, donde las tres circunstancias expuestas concurren.

v. Cambios en el nivel del mar.

Durante el pasado LGM el nivel del mar descendió de media alrededor de 120 m (Fairbanks, 1989). Eso implica que la altitud de la línea de equilibrio glaciar durante esa fase estaba 120 m más alta que la calculada trabajando con las cotas referidas al nivel del mar actual. De igual modo, en cada fase glaciar dicho nivel debió ser diferente al presente, si bien no existen datos que expresen esa variación para cada fase. Por tanto es muy probable que los valores calculados subestimen el valor de la ELA. Esto plantea un problema adicional en lo que respecta a las reconstrucciones de temperatura, pues podrían estar mostrando variaciones debidas a cambios de altitud y no sólo a cambios climáticos (Porter, 2001). Sin embargo, en ausencia de un cambio climático externo, cuando el nivel del mar baja por causas glacioeustáticas la atmósfera no cae a un nivel inferior. La temperatura a cualquier cota permanece constante dado que la masa de la atmósfera suprayacente no cambia. En un contexto de enfriamiento del clima sí habrá cambios de temperatura en una altitud dada pero serán pequeños y dentro de los márgenes de error asociados a la estimación de la ELA y por lo tanto son despreciables (Benn *et al.*, 2005; Osmaston, 2006).

Un problema inverso, de sobreestimación, se plantearía en caso de haberse producido un levantamiento isostático en el macizo. Sin embargo, no existe constancia de que éste haya ocurrido o si se ha producido su efecto morfotopográfico ha sido mínimo. Por tanto se han calculado las paleoELAs y las paleotemperaturas asociadas en referencia al nivel del mar actual.

vi. Cálculos con herramientas manuales.

Serrano y González (2004a) estiman en un 0,5% el error cometido utilizando herramientas informáticas para los cálculos de superficie y de un 2% realizándolo manualmente. Para superficies subglaciares complejas este porcentaje puede ser mayor (Hawkins, 1985).

5.5.4 Metodología empleada

El paso fundamental ha sido la reconstrucción de los paleoglaciares a partir de la cartografía de todas las morrenas del macizo. Dicha cartografía se ha realizado mediante fotointerpretación y trabajo de campo, restituyéndola a una base de ortoimágenes con ArcGis trabajando a escala 1:10.000.

Utilizando ese mismo programa se han efectuado los cortes de la superficie del glaciar con las curvas de nivel. De manera general se ha hecho con curvas de equidistancia 25 m y en la franja donde se sitúa la ELA, con equidistancia de cinco metros. Posteriormente se ha calculado la superficie correspondiente a cada intervalo altitudinal así como los parámetros morfométricos de cada aparato.

Con una hoja de cálculo Excel se han obtenido las superficies acumuladas, la ELA para cada uno de los glaciares reconstruidos y la paleoMELA (valor medio de la ELA) para cada fase. Dados los numerosos factores que influyen en la posición de la ELA (oroográficos y climáticos), se ha utilizado una proporción entre las áreas de acumulación y ablación de 0,6 con un error de $\pm 0,05$ para compensar posibles desviaciones derivadas de la no inclusión de esos factores en el cálculo de la ELA. Dichos valores han sido utilizados en estudios similares en otras montañas del norte peninsular (Serrano y González, 2004a; Serrano *et al.*, 2012a).

Como se ha indicado previamente, la selección de los glaciares ha tratado de representar todas las fases y todas las orientaciones. Las principales dificultades encontradas han sido la escasez de restos que permitieran delimitar de forma fiable los paleoglaciares y la presencia de algunos aparatos con derrubios supraglaciares.

5.5.5 Resultados

Se ha calculado la altitud de la paleoELA de 11 glaciares, dos de la Fase Salinas, uno de la Fase Ordizez, tres de la Fase Basa de la Mora (LGM), dos de la Fase Colladeta I (OD) y tres de la Fase Colladeta II (YD), que permitían una reconstrucción fiable. Dichos glaciares representan, por tanto, las 5 últimas fases glaciares ocurridas en el macizo de Cotiella. Las características morfométricas de los glaciares reconstruidos y la altitud de las paleoELAS aparecen en las tablas 5.14 y 5.15.

De todas las fases se dispone de al menos dos datos salvo de la fase Ordizez, dado que sólo ha sido posible restituir con precisión el paleoglaciar que da nombre a la fase.

Destaca la consistencia de los resultados en los dos métodos utilizados, si bien existen algunos datos de interés que merecen ser analizados con cierto detalle.

Fase	Glaciar	Centroide X	Centroide Y	Superficie (ha)	Long Max (m)	Altitud frente (m)	Altura Cumbre (m)	Desnivel (m)
Salinas	Ordizez	283789,61	4714175,71	285,82	3001,00	1495,00	2658,00	980,51
	Neis	279238,21	4708206,82	152,10	3745,00	1423,89	2912,00	1227,00
Ordizez	Ordizez	283518,09	4714111,28	179,52	2748,00	1575,00	2658,00	899,63
Basa de la Mora	Basa	280674,01	4713021,95	248,18	3228,00	1896,36	2822,00	706,51
	Ordizez	283457,81	4714095,71	120,76	2200,00	1715,00	2658,00	738,28
	Neis	279653,31	4708646,55	75,93	2301,00	1703,12	2912,00	898,39
Colladeta I	Ordizez	283249,58	4714103,80	74,59	1674,00	1816,06	2658,00	612,86
	Colladeta	281661,17	4713414,23	34,69	1455,00	2002,91	2738,00	347,32
Colladeta II	Colladeta	282103,86	4713204,77	5,35	347,00	2270,00	2738,00	80,10
	Armeña	280149,08	4710476,03	14,19	608,00	2397,48	2912,00	277,22
	La Una	279917,41	4712667,24	12,46	642,00	2225,37	2721,00	348,79

Tabla 5.14. Características morfométricas de los glaciares reconstruidos.

Fase	Glaciar	ELA AAR (m)	Error (m)	MELA AAR (m)	ELA Kurowski (m)	MELA Kurowski (m)
Salinas	Ordizez	1863,89	-0,48148148	1837,99	1906,9	1953,15
	Neis	1812,09	-0,73076923		1999,4	
Ordizez	Ordizez	1961,84	-0,27659574	1961,84	1978,4	1978,4
Basa de la Mora	Basa	2114,01	-0,40625	2065,39	2159,1	2105,57
	Ordizez	1954,98	-0,62790698		1984,8	
	Neis	2127,19	-0,16883117		2172,8	
Colladeta I	Ordizez	2017,54	-0,25	2090,76	2036,6	2105,35
	Colladeta	2163,98	-0,57142857		2174,1	
Colladeta II	Colladeta	2303,83	-0,5	2380,21	2300	2392,93
	Armeña	2434,71	-1,53846154		2476,7	
	La Una	2402,09	-0,39393939		2402,1	

Tabla 5.15. ELAs y MELAs según los métodos AAR y Kurowski.

Fase Salinas

El último máximo glaciar surpirenaico se ha reconstruido en los glaciares de Ordizez y los Neis, controlando así las vertientes norte y sur del macizo. Los grandes glaciares que vertían hielos al glaciar del Cinqueta se han descartado ya que su final lo marcaba la confluencia con el Cinqueta y no la terminación natural de las lenguas en función de las condiciones climáticas. El de Irués, como ya se ha comentado, presentaba su último tramo cubierto y por tanto la ELA reconstruida no sería representativa.

Los datos obtenidos indican una MELA de 1.838 m según el método AAR (Figura 5.17) y 1.953 m según Kurowski. La diferencia de 115 m confirma la tendencia a sobreestimar la altitud del método Kurowski, especialmente en fases antiguas. El método AAR ofrece una diferencia de 51 m entre la cara norte y la sur del macizo. En el caso del glaciar de Ordizez, la ELA más elevada puede deberse a la existencia del lóbulo de Puyalfá, que puede desequilibrar el balance de superficie del glaciar hacia la cabecera, retrasando la posición de la ELA y dando un dato más elevado del que teóricamente debería esperarse. Sin embargo el método Kurowski sitúa la paleoELA de Los Neis casi 100 m por encima, reflejando de un modo más realista la desfavorable orientación de este glaciar respecto al de Ordizez.

Fase Ordizez

El único dato obtenido corresponde al glaciar homónimo, cuya ELA se situó a 1.961 m de altitud según el método AAR (Figura 5.18) y 1.978 m según Kurowski. El ascenso en el glaciar de Ordizez respecto a la fase anterior es de 123 m por sólo 72 en los datos del método Kurowski. La reducción superficial es del 37,2% y la de longitud del 8,4%.

Fase Basa de la Mora

Los cálculos realizados en los paleoglaciares de Ordizez, Ibón y Neis ofrecen una MELA de 2.065 m según el método AAR (Figura 5.19) y de 2.105 m según Kurowski, que sigue sobreestimando los valores obtenidos por el primer procedimiento. En el primer caso supone un ascenso de 104 m respecto a la fase anterior y de 127 en el segundo.

De los tres datos calculados, el glaciar de Ordizez da una cota significativamente menor. Una de las razones es la topografía del sustrato, sin apenas irregularidades en el caso de Ordizez frente a los otros dos glaciares, que cuentan con una topografía abrupta con numerosos escarpes, especialmente en el glaciar del Ibón. La orientación sur del glaciar de los Neis también justifica la mayor altitud de su ELA.

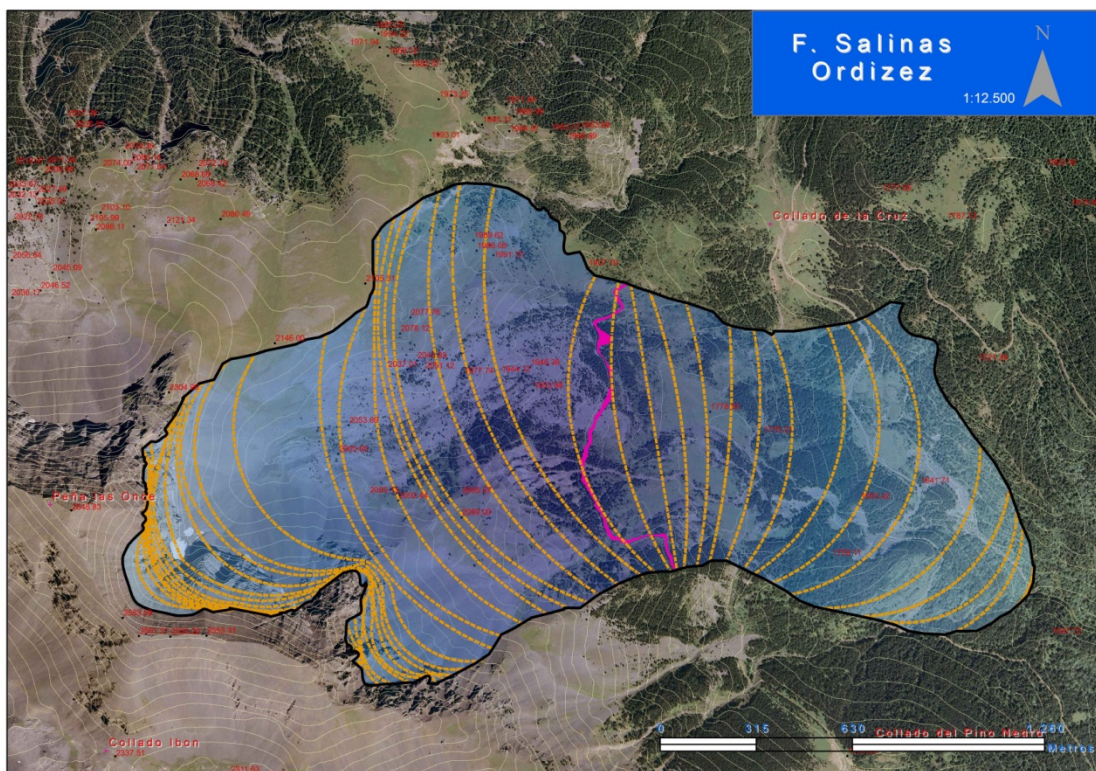
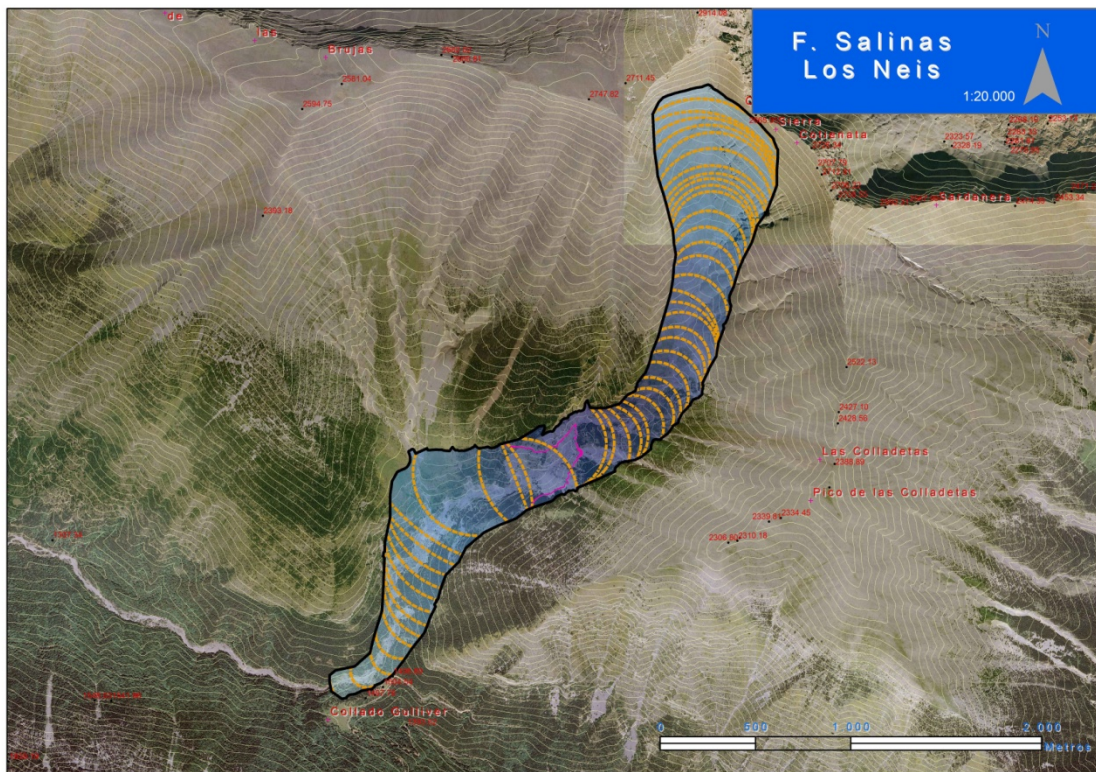


Figura 5.17. Reconstrucción de los paleoglaciares de los Neis y Ordizez durante la Fase Salinas y sus paleoELAs. Las líneas amarillas representan las curvas de nivel sobre el glaciar. La línea rosa es la curva de nivel actual en la cota de la paleoELA.

La reducción en superficie y longitud del glaciar de Ordizez respecto a la fase anterior es de un 32,7% y un 19,94% respectivamente. El retroceso de superficie y longitud es muy significativo pero sin embargo la ELA por el método AAR es ligeramente más baja que en la fase anterior. Esta aparente contradicción puede explicarse por la desaparición en esta fase del lóbulo de Puyalfá, siendo un dato más realista la ELA de esta fase que las dos anteriores.

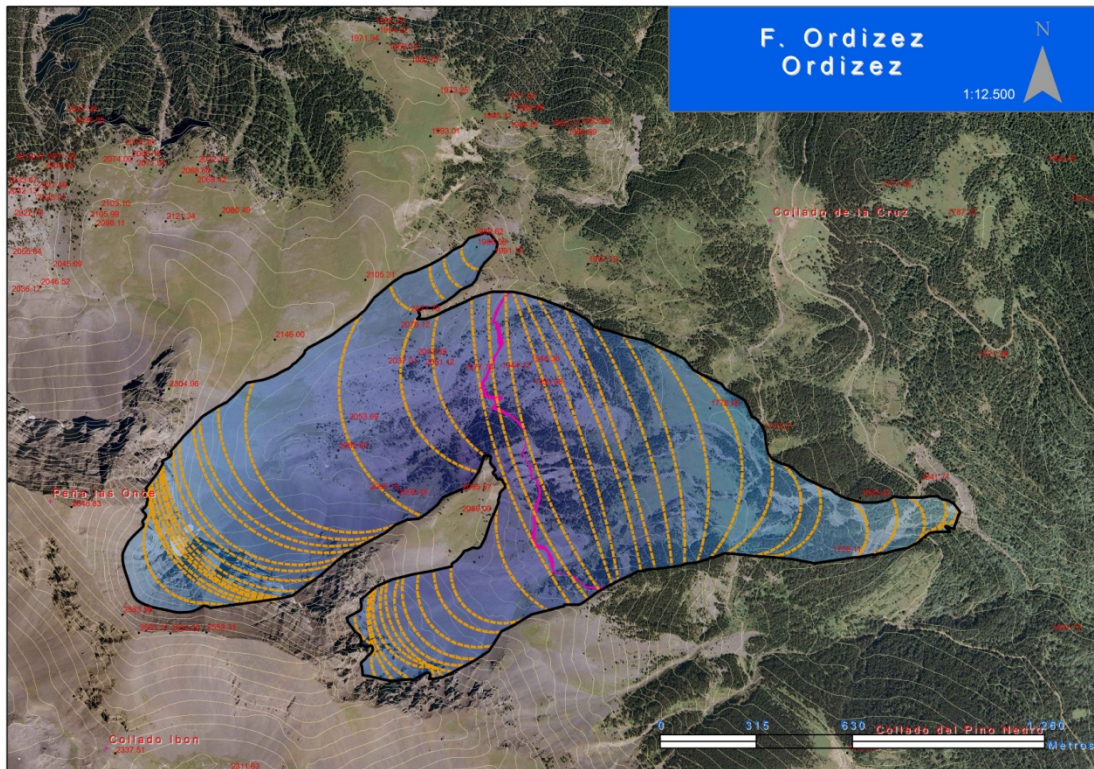
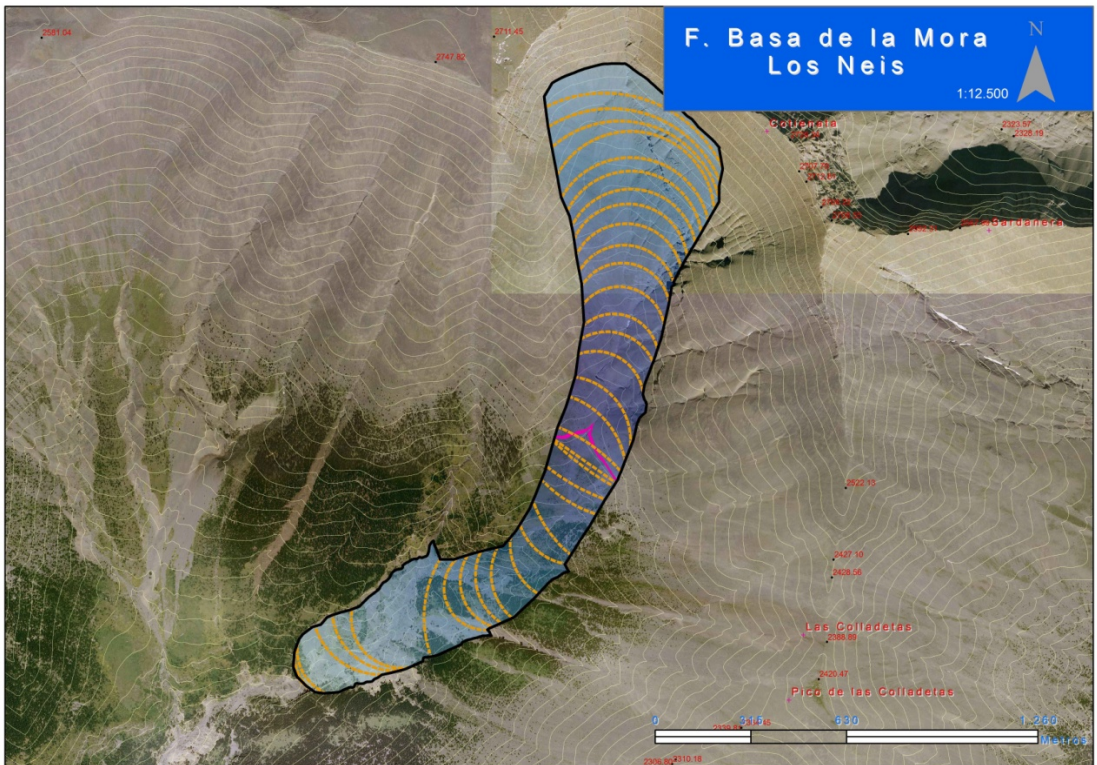
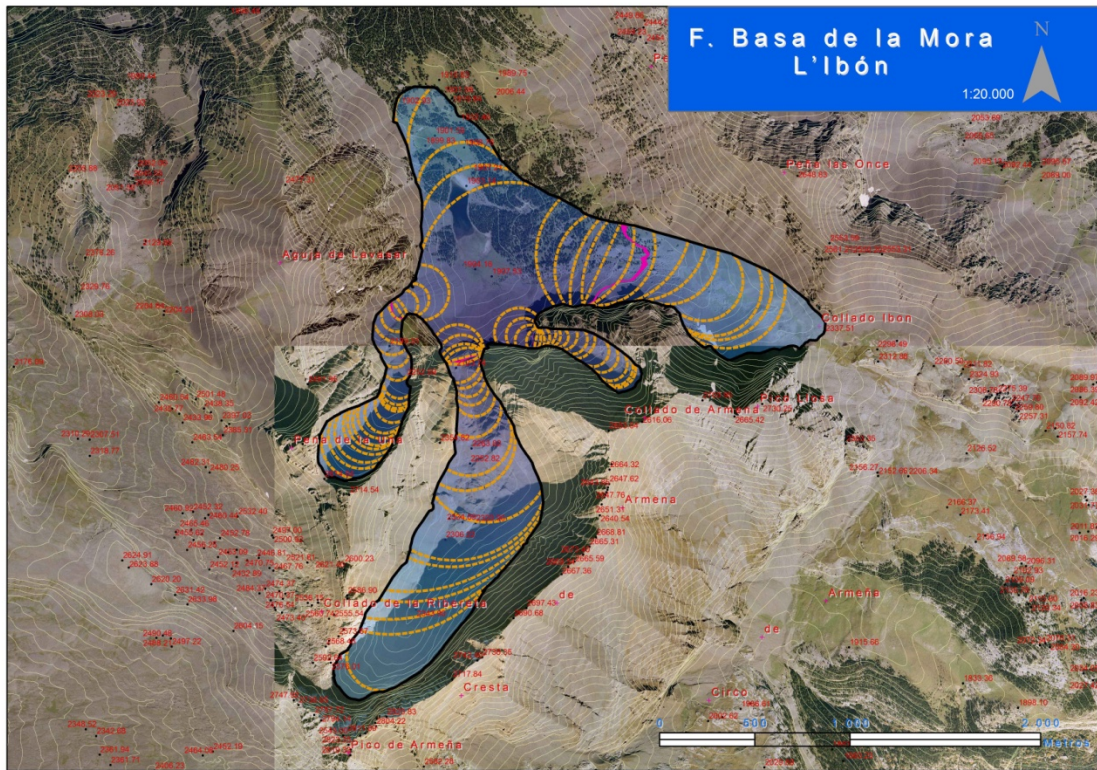


Figura 5.18. Reconstrucción del paleoglaciar de Ordizez durante la Fase Ordizez y su paleoELA.

Fase Colladeta I

Se ha calculado la ELA para los glaciares de Ordizez y Colladeta, obteniéndose unos valores medios de 2.090 m (Figura 5.20) y 2.105 m para los métodos AAR y Kurowski, respectivamente. El ascenso respecto a la fase anterior es mucho menor (25 m con el método AAR y permanece constante con el Kurowski) lo que sugiere que no se produjo un cambio drástico en las condiciones respecto a la fase anterior.

El glaciar de Ordizez presenta una reducción del 38,22% en su superficie y de un 33,86% en su longitud, reflejando la división en dos aparatos respecto al gran glaciar de Ordizez de las fases anteriores.



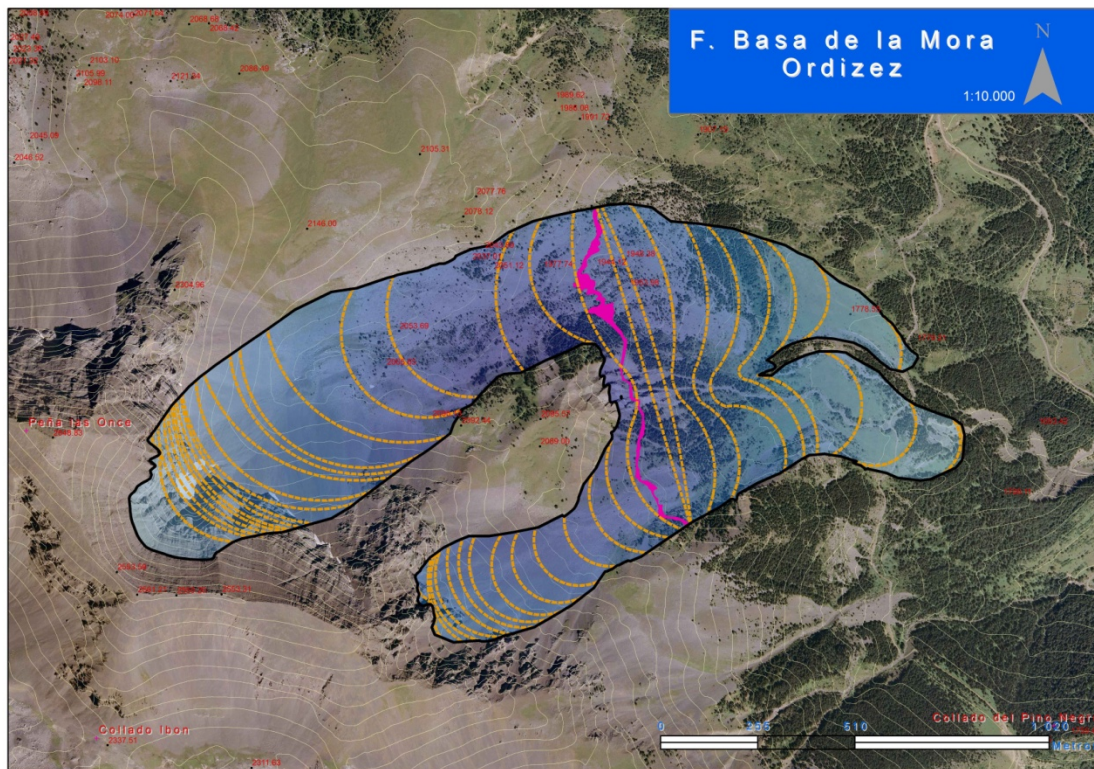


Figura 5.19. Reconstrucción de los paleoglaciares de los Ibón, Neis y Ordizez durante la Fase Basa de la Mora y sus paleoELAs (viene de la página 173).

Fase Colladeta II

La ELA de la última fase glaciaria registrada en el macizo de Cotiella se ha calculado en los glaciares de Armeña, Colladeta y La Una, obteniéndose un valor medio de 2.380 m por el método AAR (Figura 5.21) y de 2.392 m por el método Kurowski. En esta fase, la más reciente, la diferencia entre ambos métodos es mínima, coincidiendo el resultado incluso en dos de los tres glaciares.

El ascenso respecto a la fase anterior es muy significativo, con 290 m para el método AAR y 287 para el método Kurowski.

La mayor coincidencia de ambos procedimientos en la fase más reciente indica la fiabilidad creciente del cálculo de paleoELAs en fases modernas dado que también la reconstrucción de los aparatos es más precisa y la disminución en la superficie de los aparatos elimina factores de distorsión como accidentes del sustrato, difluencias, etc.

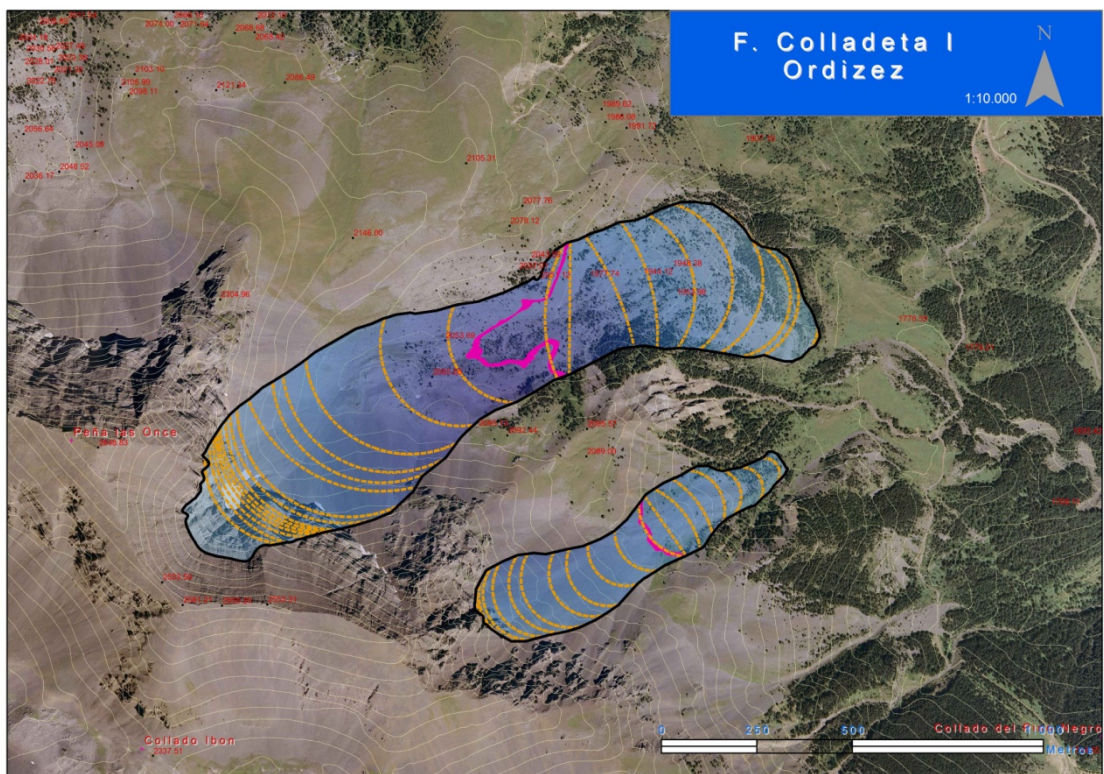
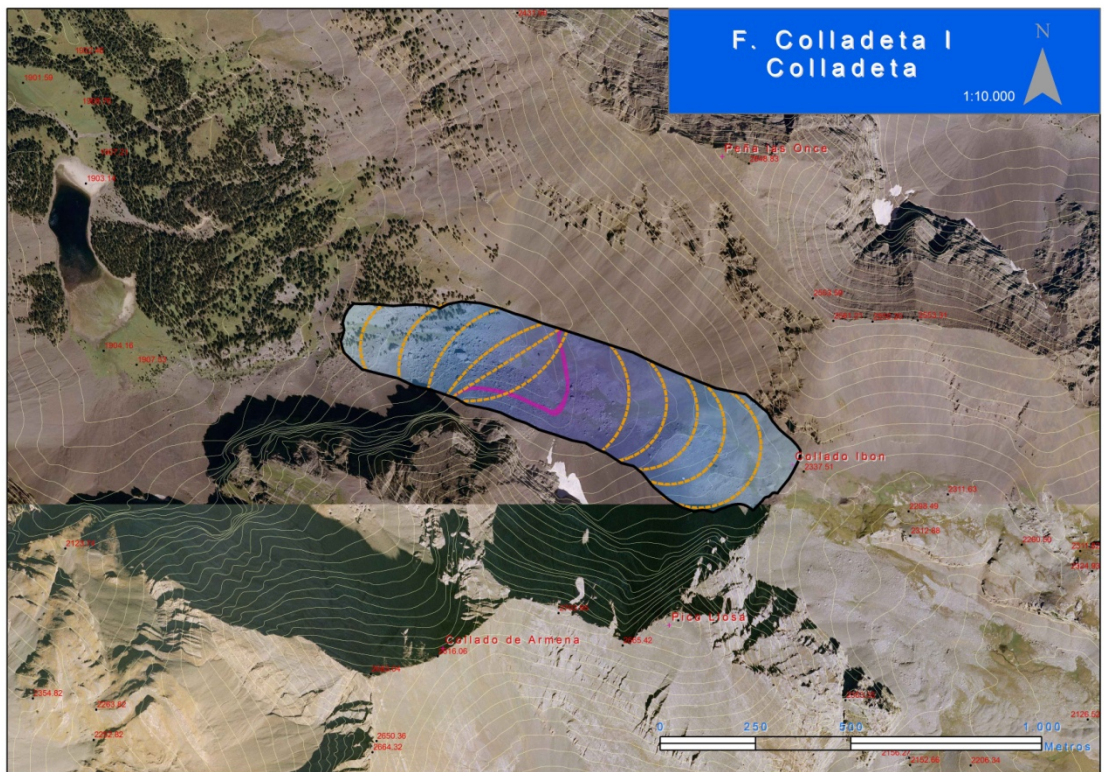
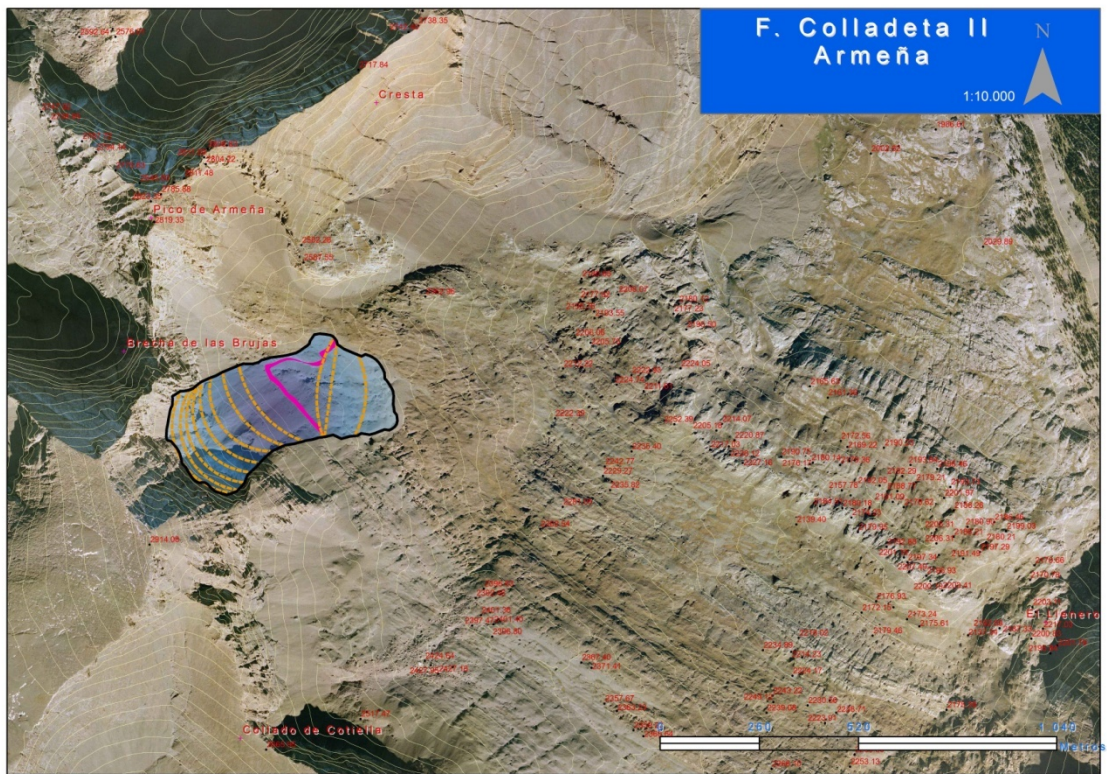
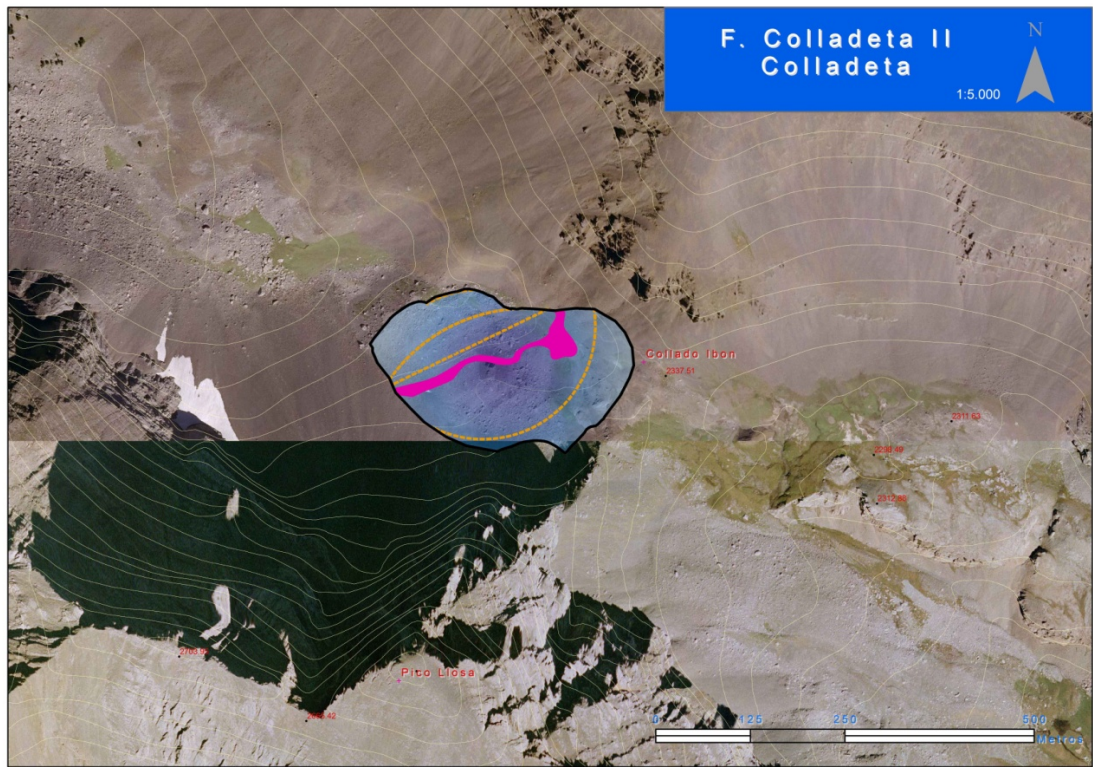


Figura 5.20. Reconstrucción de los paleoglaciares de Colladeta y Ordizez durante la Fase Colladeta I y sus paleoELAs.



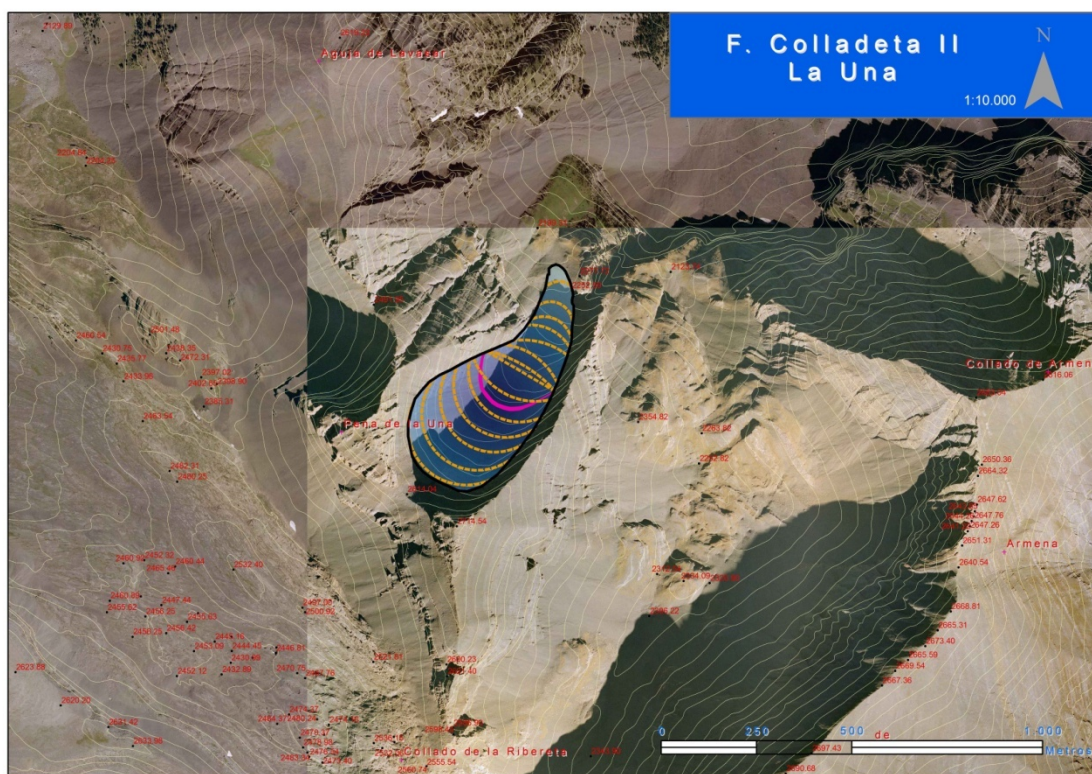


Figura 5.22. Reconstrucción de los paleoglaciares de Colladeta, Armeña y La Una durante la Fase Colladeta II y sus paleoELAs (viene de página 176).

En cuanto a los porcentajes de error obtenidos en el método AAR, ponen de manifiesto la importancia de la topografía subglaciar. Este factor se incrementa en las fases más antiguas por el mayor tiempo disponible para que otros procesos hayan modificado su morfología. En la fase más reciente se aprecia cómo el margen de error obtenido es casi nulo en glaciares de topografía homogénea (Colladeta, 6 m) mientras que en glaciares ubicados en fuertes pendientes el margen es mucho mayor (La Una, 46 m).

La similitud entre los resultados obtenidos para el último máximo en comparación con la estimación a partir de la cota de los circos glaciares (2.200 m) revela que ésta última está sobreestimada y por tanto es un método mucho menos preciso, a pesar de los inconvenientes mencionados para los otros dos sistemas. Desconocemos el criterio utilizado por Nussbaum (1949) para obtener su cota de 2.100 m, que también sobreestima la ELA durante el último máximo glaciar.

5.5.6 Evolución climática en Cotiella a partir de las paleoELAs

Basándonos en los valores de las paleoELAs se pueden inferir paleotemperaturas que muestren el ascenso térmico registrado entre distintas fases glaciares. Es obvio que la temperatura no es el único factor que influye en la cota a la que se sitúa la ELA. Las precipitaciones o las variaciones en la radiación solar son algunos otros factores que pueden variarla. Sin embargo, se trata de una aproximación de primer orden que indique la magnitud del cambio en la temperatura media a lo largo de las distintas fases glaciares que han afectado a un macizo (Porter, 2001).

Un dato imprescindible para efectuar estos cálculos es el gradiente térmico del macizo estudiado. En el caso de Cotiella se ha calculado en $0,61^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (ver capítulo 2). La variación de las temperaturas obtenidas se ha expuesto en la tabla 5.16.

Los datos obtenidos indican un calentamiento gradual, pero no lineal, entre el último máximo, fase Salinas, y la fase Colladeta I. Durante la fase Salinas (MIS 4), beneficiados por una temperatura casi ocho grados menor a la actual, los glaciares alcanzan la máxima extensión del último ciclo. A partir de ella, se inicia una paulatina deglaciación, con un ascenso térmico progresivo hasta la fase Colladeta I.

Fase	ELA (m)	ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	ΔT respecto max ($^{\circ}\text{C}$)	Etapla climática
Salinas	1.838	0	0	MIS 4
Ordizez	1.962	0,76	0,76	MIS 3
Basa de la Mora	2.065	0,63	1,38	MIS 2 (LGM)
Colladeta I	2.091	0,16	1,54	MIS 2 (OD)
Colladeta II	2.380	1,76	3,3	MIS 2 (YD)
Actualidad	3.100	4,39	7,69	MIS 1

Tabla 5.16. Variación de la temperatura en las distintas fases glaciares y respecto al máximo pirenaico (max) a partir de las paleoELAs.

Entre la fase Salinas y la de la Basa de la Mora (MIS 2, LGM) el ascenso térmico es muy pequeño, ligeramente superior a 1°C . Sin embargo, el tamaño de los glaciares es notablemente inferior, registrándose una disminución del 27% en su longitud y de un 58% en su superficie. Los cambios morfométricos pueden por tanto estar relacionados con modificaciones no tanto térmicas como del patrón de precipitaciones. En ese sentido se puede deducir que, durante el LGM, pese a las aún bajas temperaturas, la falta de precipitaciones impidió un desarrollo glaciar equiparable al de la fase Salinas. Esta

interpretación es coincidente con la expuesta por García Ruiz *et al.* (2003) y Lewis *et al.* (2009) para otros macizos y áreas del Pirineo.

Entre las fases Colladeta I y II (Dryas antiguo y reciente, respectivamente) la variación de temperatura es mucho mayor, en consonancia con un glaciario muy reducido a escala del macizo de Cotiella, restando sólo tres glaciares blancos, dos cubiertos y al menos un glaciar rocoso. La fenomenología glaciar en Cotiella en esta fase tiene ya muy poco que ver con las fases anteriores.

A lo largo del Holoceno el calentamiento señalado por el ascenso de las ELAs es notable. Asumiendo que la ELA actual en el Pirineo central se sitúa a 3.100 m de altitud (Serrano y González, 2004a), el ascenso térmico desde la última fase de actividad glaciar en Cotiella hasta la actualidad ha sido de 4,39°C y de 7,69°C desde el máximo de la fase Salinas.

5.6 El registro sedimentario de la Basa de la Mora

Una de las morfologías de origen glaciar más destacables del macizo de Cotiella es el Ibón de Plan o Basa de la Mora. En su fondo se acumula una serie sedimentaria que proporciona una interesante información paleoambiental de la recta final del Cuaternario. En este apartado se da cuenta de los resultados obtenidos mediante el análisis sedimentológico de un sondeo de dicho registro, previa contextualización del origen y dinámica hidrológica del ibón.

5.6.1 Interés de los registros lacustres en las reconstrucciones paleoclimáticas

Dentro de todos los registros geológicos que proporcionan información acerca del clima en el pasado, los sondeos de hielo realizados en zonas polares (Antártida y Groenlandia) y los sondeos de sedimentos marinos son los que ofrecen datos acerca de la composición de la atmósfera y la dinámica de los océanos de forma más amplia y continua (Martinson *et al.*, 1987; Mayewski *et al.*, 1997; Petit *et al.*, 1999; EPICA community members, 2004; Moreno *et al.*, 2005; Martrat *et al.*, 2007; etc.).

En los registros sedimentarios continentales (espeleotemas, tobas, hielo subsuperficial, sedimentos relacionados con la actividad glaciar, lacustre o fluvial, etc.) la información aparece de manera más fraccionada, con menor amplitud temporal y un control cronológico más variable (Bradley, 1999). Sin embargo, su estudio es de gran interés debido a que son estos tipos de registros los que proporcionan información sobre

los cambios climáticos ocurridos en zonas terrestres como las de montaña, así como datos acerca del impacto de dichos cambios climáticos en los ecosistemas continentales.

Los registros lacustres en particular suministran información concreta de los cambios geomorfológicos, hidrológicos y de vegetación producidos en su entorno (Kelts, 2003). Dichos cambios están, habitualmente, asociados a variaciones del clima. Las series obtenidas mediante sondeos en sedimentos lacustres suelen tener además una alta resolución temporal dado que sus tasas de sedimentación son comparativamente mayores que las de otros depósitos continentales (Gierlowski-Kordesch y Kelts, 2000).

La continuidad de las secuencias sedimentarias está en relación con la persistencia de la lámina de agua a lo largo del ciclo hidrológico (Morellón, 2009). En el caso de los lagos de alta montaña, dicha continuidad además está en relación con la ocurrencia o no de determinados fenómenos como avances de glaciares, procesos gravitacionales (Bradley, 1999), aportes de materiales como coladas de derrubios o eventos extraordinarios ligados a la actividad de conos de deyección, entre otros.

La dinámica de los ambientes lacustres guarda una estrecha relación con las características geológicas de su cuenca de drenaje (Kelts, 2003). Las características químicas pueden variar mucho en función de las litologías del sustrato y del régimen hidrológico. Asimismo, la variedad mineralógica es también mucho mayor en ambientes lacustres (Kelts, 2003). La cantidad de factores que influyen en la sedimentación lacustre puede ser un obstáculo de cara a la interpretación correcta de su registro pero, por otro lado, también supone la oportunidad de reconstruir un gran número de variables medioambientales a través del análisis de los sondeos (Morellón, 2009).

5.6.2. La Basa de la Mora o Ibón de Plan: entorno geológico y dinámica actual.

En la zona de estudio se encuentran tres lagos o ibones, circunstancia esta poco habitual en macizos netamente kársticos como el de Cotiella. Dos de ellos son de origen glacio-kárstico (Ibón o Basa d'Armeña y L'Ibonet) y otro de origen exclusivamente glaciar (Basa de la Mora o Ibón de Plan, Foto 5.13).

De los dos primeros, L'Ibonet carece de una lámina de agua permanente a lo largo de todo el año, siendo excepcionales los veranos en los que permanece total o parcialmente cubierto de agua (el año 2001 ha sido el único del período 2001-2012) una

vez que el relleno hídrico correspondiente a la fusión de los neveros circundantes se evapora, cosa que acostumbra a ocurrir a lo largo del mes de julio.

Tanto L'Ibonet como el Ibón d'Armeña carecen de tributarios superficiales, siendo el origen de sus aportes hídricos el agua de fusión nival. Esto hace incompatible el régimen de sedimentación con la consecución de un registro sedimentario que refleje las posibles variaciones ambientales del entorno a lo largo del tiempo.

Sin embargo, el Ibón de Plan aún unas dimensiones superficiales notablemente mayores que las de los otros dos casos (Tabla 5.17) y la existencia de varios cauces tributarios superficiales estables que suman sus aguas a las de fusión nival del entorno del ibón. Por otro lado su profundidad máxima (cercana a los cuatro metros) prácticamente duplica la de Armeña y triplica la de L'Ibonet.

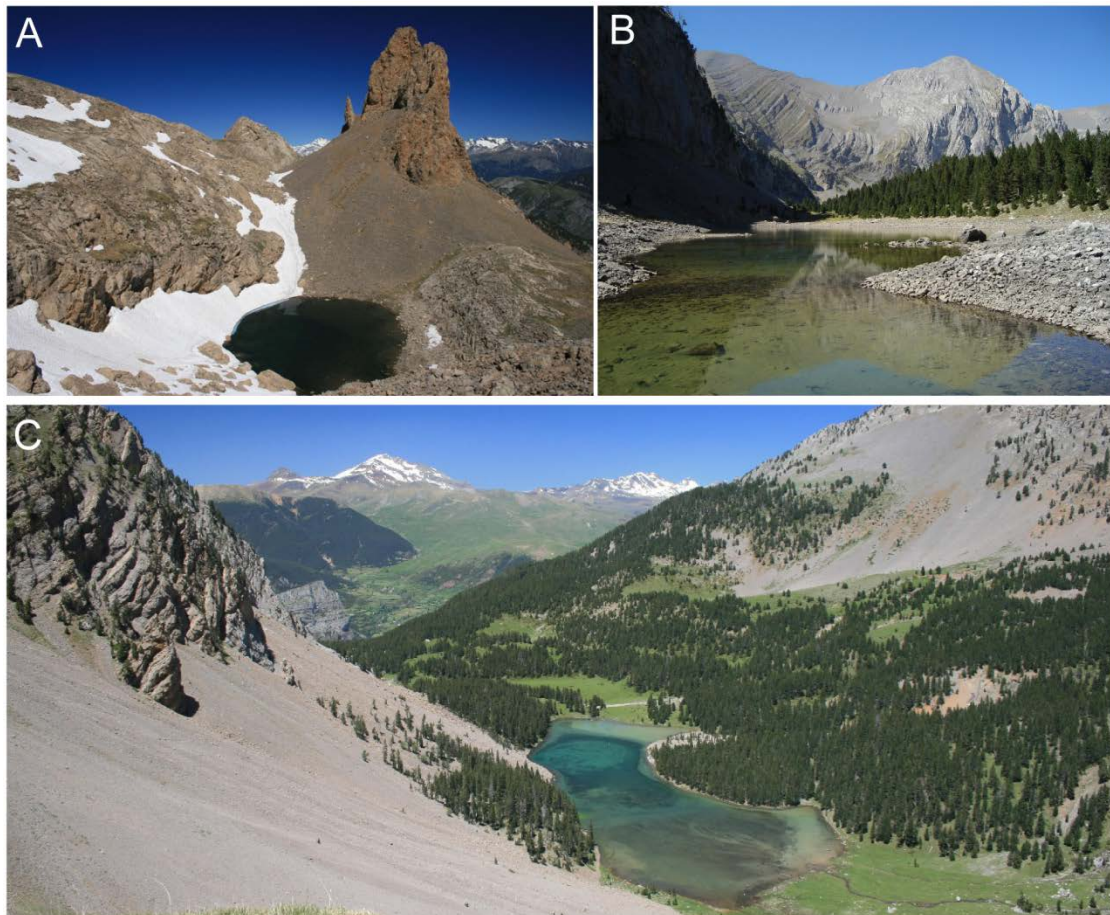


Foto 5.13. Lagos del macizo de Cotiella. A: L'Ibonet. B: Ibón d'Armeña. C: Ibón de Plan o Basa de la Mora.

	Basa de la Mora	Ibón d'Armeña	L'Ibonet
Superficie (Ha)	6,09	1,31	0,16

Tabla 5.17. Superficie máxima de los tres ibones del macizo de Cotiella.

5.6.2.1 Litologías de la cuenca

La cuenca de drenaje del Ibón de Plan está compuesta mayoritariamente, como casi todo el macizo, por materiales carbonatados del Cretácico superior, concretamente calizas con prealveolinas y calizas arenosas de la Fm Maciños de Cotiella. Sin embargo, en este sector se observa además el principal afloramiento de yesos y arcillas del Triásico superior en facies Keuper, que incluye ocasionales afloramientos de ofitas. También es posible ver en zonas altas del afloramiento algunas carniolas. Todo este conjunto de materiales se engloba dentro de la Fm Pont de Suert (Figura 5.22, Foto 5.14).

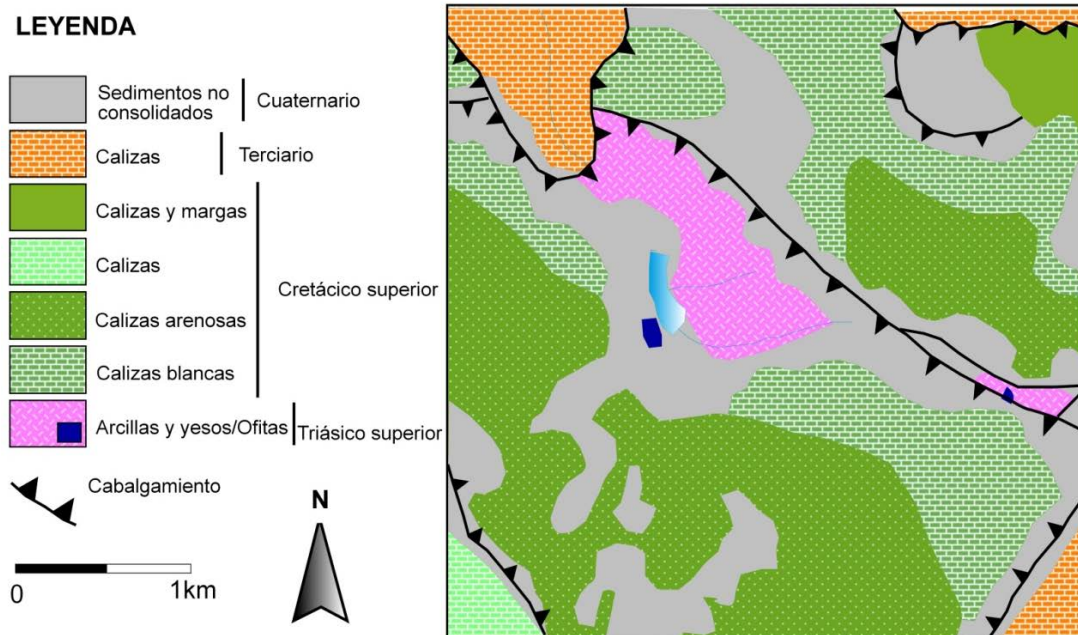


Figura 5.22. Esquema geológico de la cuenca de la Basa de la Mora (modificado de Ríos *et al.*, 1982).



Foto 5.14. Litologías del Triásico superior que afloran en el entorno de la Basa de la Mora. A: Yesos y arcillas. B: Carniolas. C: Afloramiento de ofitas en la orilla sur (marcado en línea discontinua).

Estos materiales impermeables del Triásico se ubican en la zona topográficamente más deprimida y se encuentran también al ascender por la ladera norte y este de la cuenca. Aunque el entorno inmediato del ibón está recubierto por sedimentos cuaternarios de distinto origen, la persistencia del triás en el perímetro completo del lago puede deducirse por un afloramiento de ofitas en su orilla sur (Foto 5.14C).

Por tanto, la existencia de este ibón es debida a la presencia de rocas impermeables que tapizan por completo la zona inferior de la cubeta, impidiendo así que las aguas se infiltren de manera inmediata y pasen al endokarst.

Por otro lado, la continuidad de las arcillas abigarradas en las faldas meridionales de la Peña las Onze y Peña d'el Mediodía hace posible que una pequeña parte de las aguas que circulan subterráneamente afloren al contactar con dichas arcillas y circulen de manera superficial dando lugar a una red de torrentes, inexistentes en el resto del macizo, que suministran agua al ibón (Foto 5.15 A, Figura 5.23).

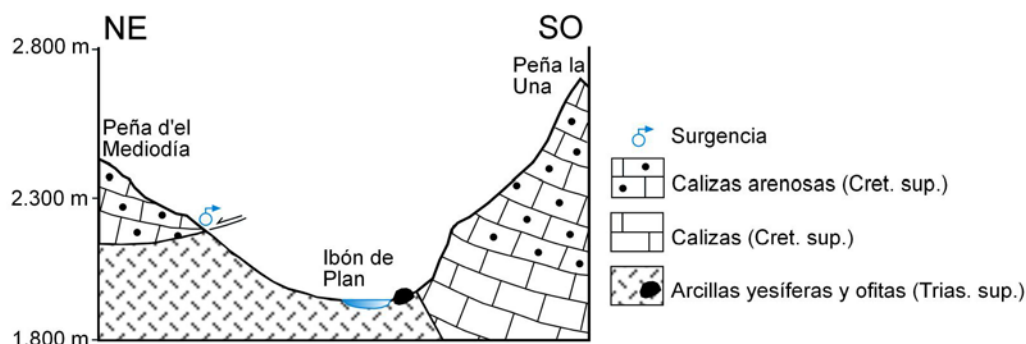


Figura 5.23. Corte geológico de la cubeta del Ibón de Plan.

5.6.2.2 Características geomorfológicas y procesos activos

El entorno del Ibón de Plan es sumamente abrupto. La distancia que la separa de algunas cimas circundantes en relación con el desnivel (Tabla 5.18) nos sitúa ante un medio de alta energía que favorece la ocurrencia de varios procesos morfogenéticos.

El relieve en el que se encuentra la Basa es eminentemente heredado del último ciclo glaciar, si bien son varios los procesos activos que continúan actuando en toda la zona (Figura 5.24).

	Distancia (km)	Desnivel (m)
Picollosa	1,34	830
Peña de la Una	1,5	813
Es Litás	0,92	715

Tabla 5.18. Distancia y desnivel de la Basa de la Mora respecto a los tres picos más próximos.

La actividad glaciar cuaternaria ha dejado una doble impronta en el paisaje, erosiva y deposicional. Como se ha citado anteriormente, el ibón se ubica en la única cubeta de sobreexcavación glaciar existente en todo el macizo de Cotiella (y por extensión, en todas las Sierras Interiores entendidas como unidad morfoestructural). El origen de dicha cubeta se debe a la concurrencia de cuatro lenguas glaciares sobre un sustrato fácilmente erosionable (arcillas y yesos del Triásico superior) y afectado por un accidente tectónico importante que controla la dirección de la erosión.

Aguas abajo del ibón existen otras pequeñas cubetas de origen glacio-kárstico y de dimensiones mucho más modestas que difícilmente pudieron albergar lagos proglaciares de importancia ya que, una vez alejada la lengua, las aguas debieron infiltrarse en el sustrato calcáreo.

La acción erosiva del hielo modeló también las hombreras que se ubican sobre las calizas de la cara noreste de la Peña de la Una y Peña Es Litás.

Los procesos sedimentarios glaciares han dado lugar a un elevado número de morrenas laterales y frontales. Uno de estos arcos frontales ejerce parcialmente de presa en la zona de desagüe del ibón.

Desde el collado de Labasar y hasta la colladeta Ibón, son numerosas las morrenas terminales preservadas, indicadoras de distintas etapas de retroceso glacial. La ubicación del Ibón de Plan en un punto intermedio entre este conjunto de arcos morrénicos es un elemento más a favor del interés de realizar un sondeo en dicho ibón (Figura 5.25). A su vez, una morrena lateral señala en la cara sur de la cresta Peña del Mediodía-Peña de las Onze el nivel al que llegó el hielo cuando alcanzó su máxima altura en la cubeta, en correspondencia altitudinal con las hombreras de la ladera opuesta.

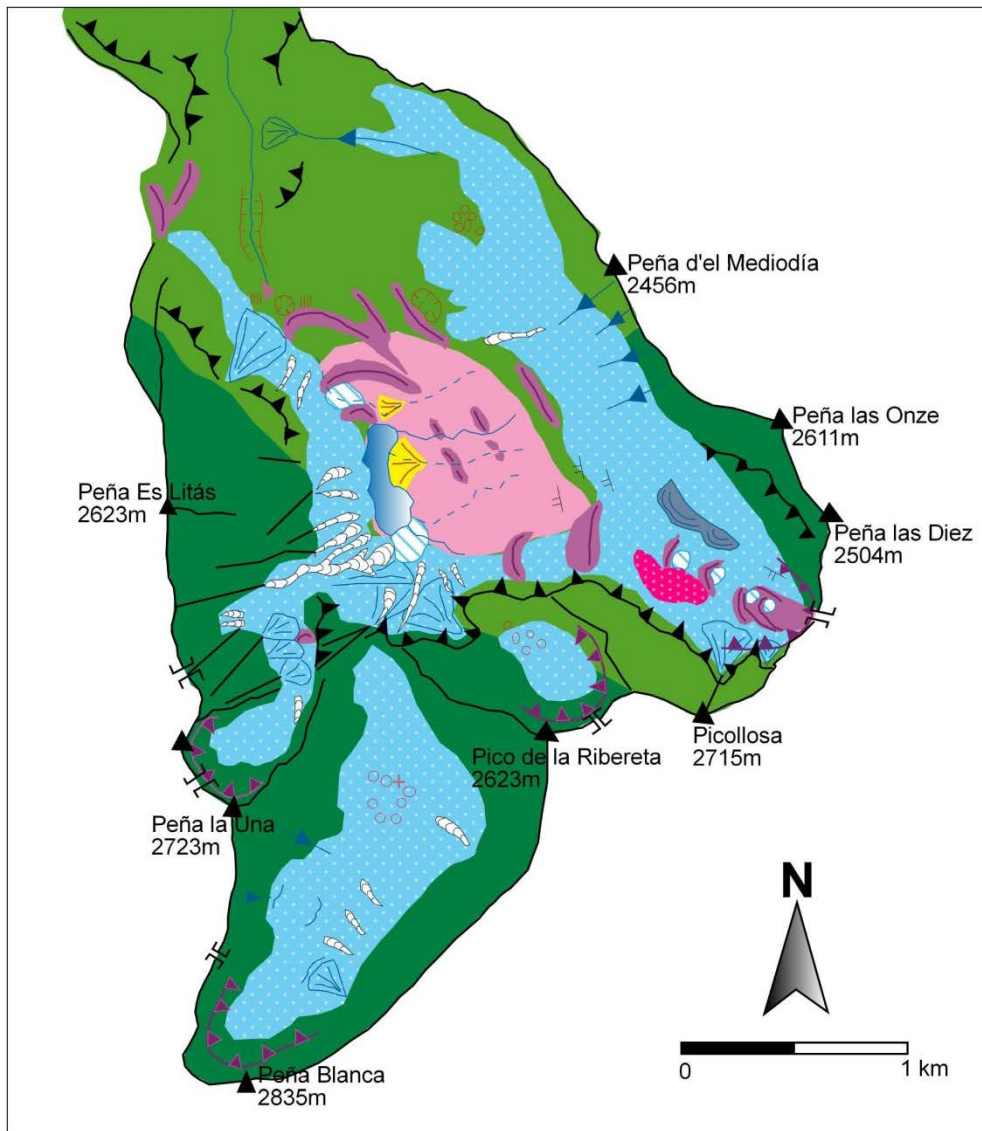


Figura 5.24. Mapa geomorfológico del entorno del Ibón de Plan.

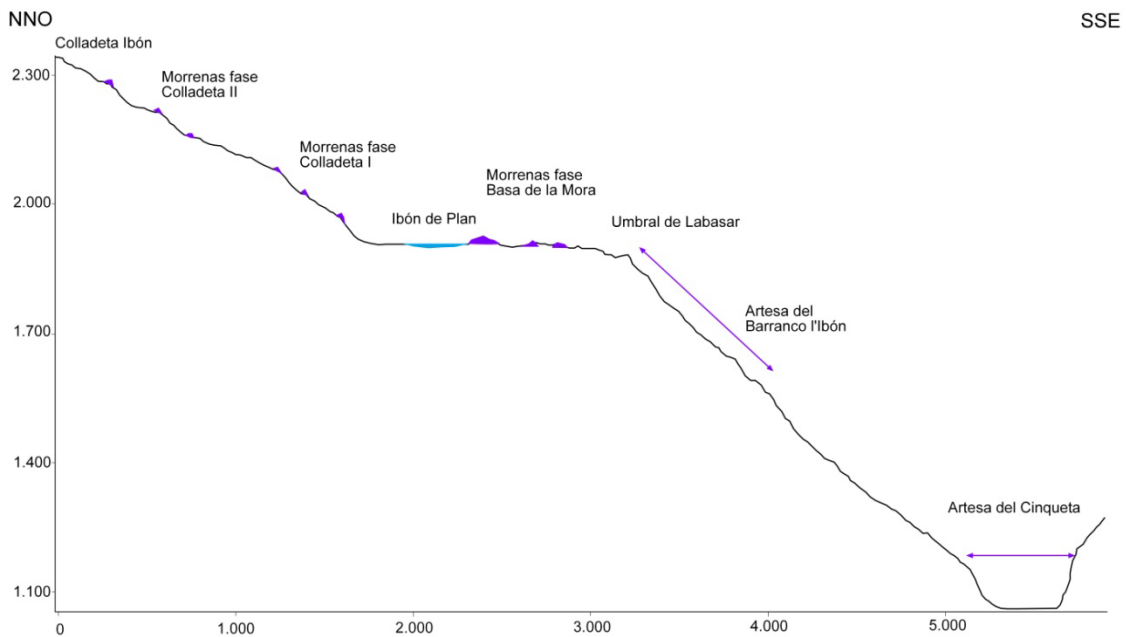


Figura 5.25. Corte morfotopográfico desde la Colladeta Ibón hasta el valle del Cinqueta indicando las posiciones de las morrenas frontales y el Ibón de Plan.

Los procesos periglaciares son plenamente activos en la actualidad. La morfología más conspicua son los canchales, que alcanzan la orilla este del ibón y se introducen en su vaso, constituyendo parte del aporte sedimentario que va colmatando el lago. El origen de los crioclastos está en los escarpes estructurales modelados en las calizas y calizas arenosas y en los escarpes menores ligados a las hombreras glaciares. Existen asimismo canales desarrolladas a favor de la red de fracturas con aludes que también arrastran sedimentos hacia el fondo de la cubeta.

En las laderas modeladas sobre el Keuper se observan morfologías ligadas a procesos de gelisoliflucción, como terracetas, guirnaldas, etc.

El principal aporte de sedimentos al lago lo constituye el conjunto de torrentes que desaguan en él. Fruto de esta actividad torrencial hay un gran abanico aluvial que alcanza la orilla oeste del ibón (Figura 5.24). Su lóbulo activo se encuentra en la margen derecha (norte) de dicho abanico, si bien se puede observar en distintas imágenes aéreas una progresiva colonización del lóbulo por la vegetación arbórea. Un segundo cono, de menores dimensiones, se localiza en la llanura inmediatamente posterior al ibón.

Otra morfología característica de este espacio son las coladas de derrubios. Su génesis se suele asociar a concentraciones de agua en canales por fusión nival o tormentas. El flujo así generado empapa los grandes mantos de gelifractos y desciende

por las empinadas laderas en forma de colada, llegando algunas de ellas incluso a las inmediaciones del ibón (Foto 5.15B).

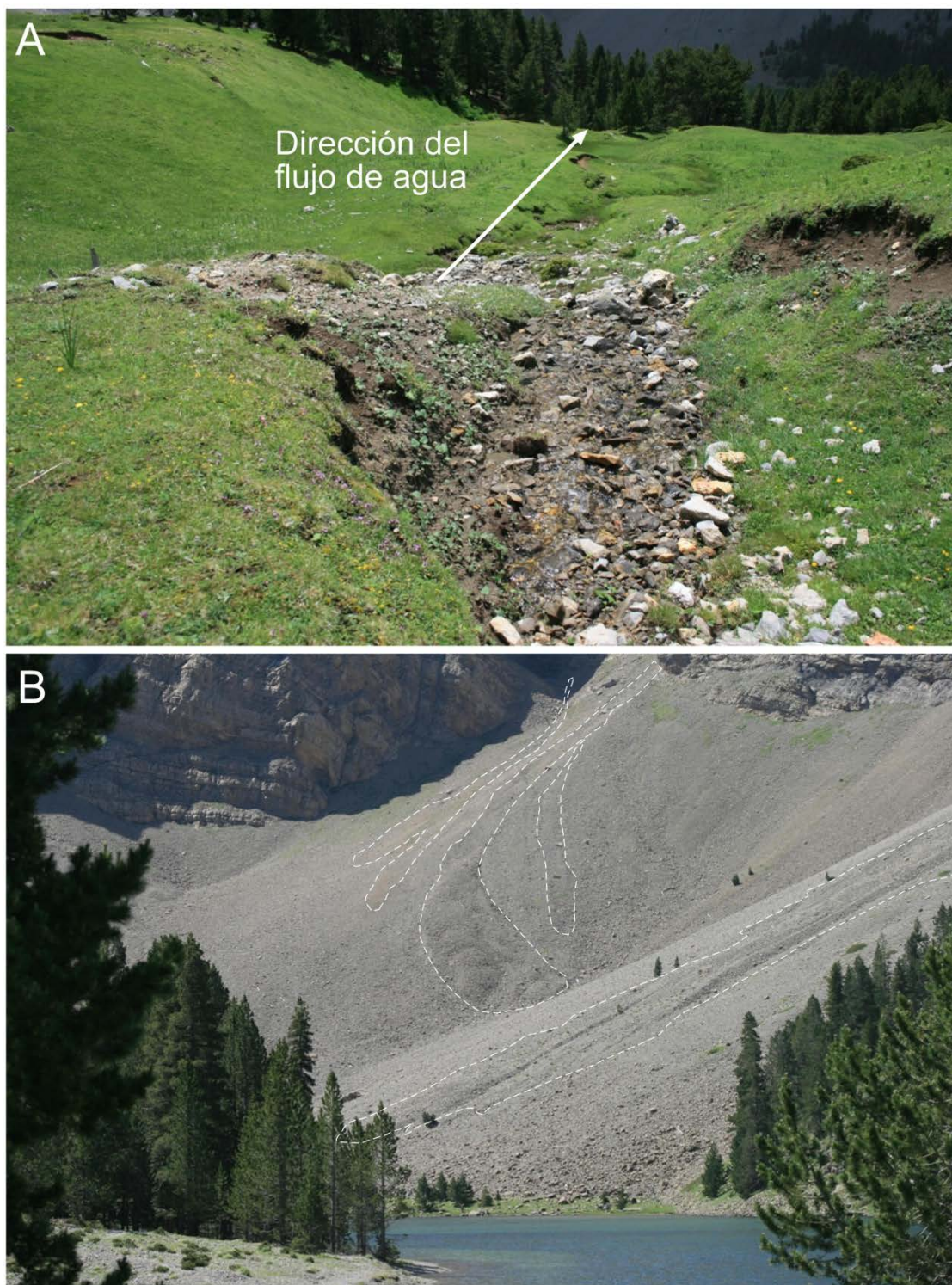


Foto 5.15. Imágenes del entorno del Ibón de Plan. A: Nacimiento de uno de los torrentes que aportan agua a la Basa de la Mora. B: Canchales y coladas de derrubios (resaltadas en línea discontinua) junto al ibón.

El volumen de agua recogido en el lago y la extensión superficial de la lámina de agua son muy variables. Debido a los modestos aportes que llegan al ibón por los torrentes circundantes, durante veranos especialmente secos y calurosos llega a desecarse una importante superficie de la Basa, observándose variaciones muy notables (Foto 5.16).

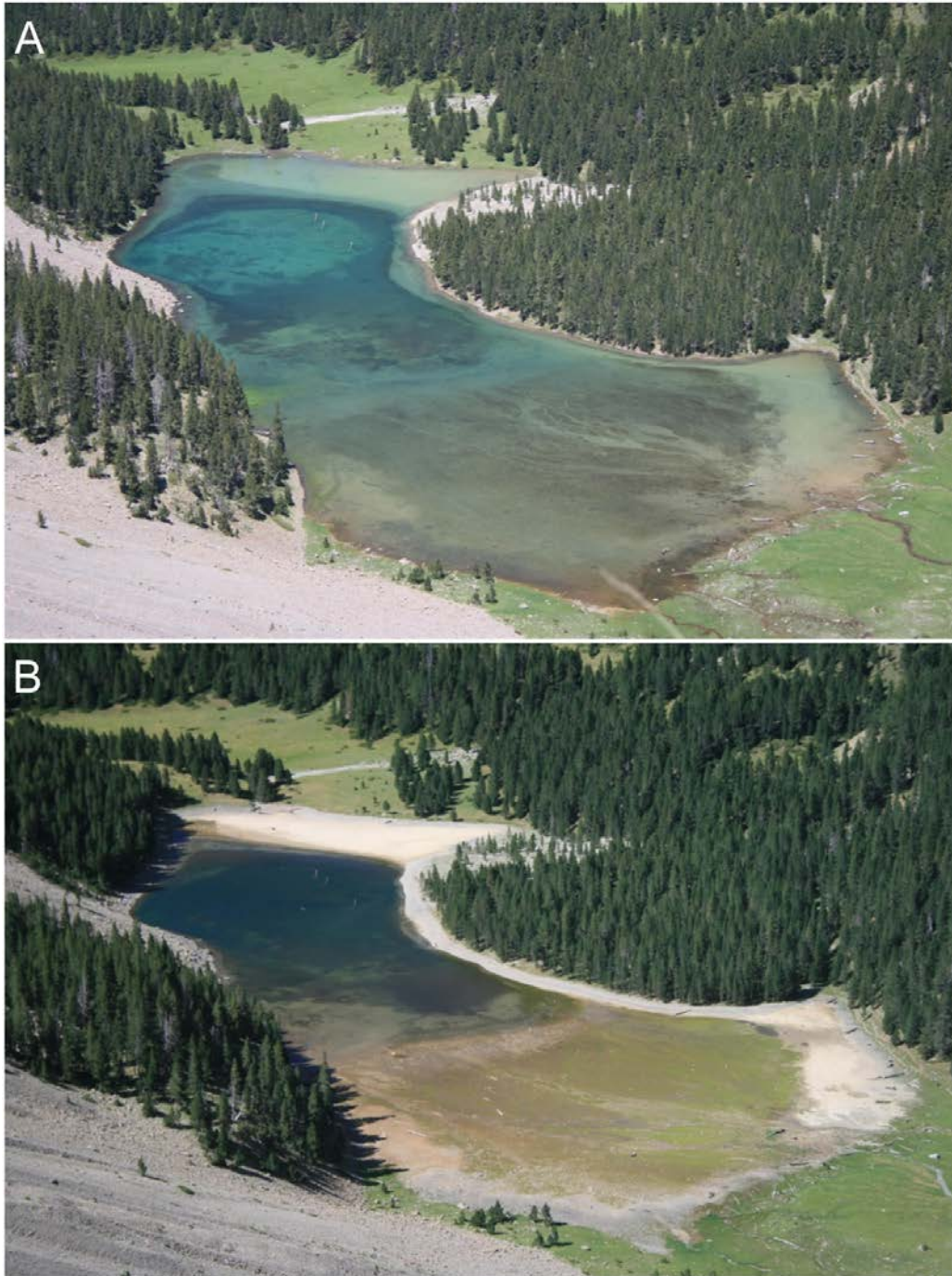


Foto 5.16. Variaciones en la superficie del ibón. A.: 28 de junio de 2.008. B: 25 de julio de 2.009.

Durante casi todo el año carece de emisario superficial. Sólo en las semanas de deshielo (habitualmente entre abril y mayo) se incrementa el nivel de agua lo suficiente como para que exista un caudal que conecte con el torrente estable que baja hacia el Cinqueta por el Barranco l'Ibón.

En la cola del ibón se ha producido una llanura por colmatación de sedimentos en la que se encuentran bloques erráticos dispersos y cauces efímeros de gran movilidad de los torrentes que desaguan hacia esa parte (Foto 5.16 B).

Entre la morrena frontal que represa parcialmente el ibón y el siguiente arco valle abajo, existe también una amplia zona llana correspondiente a un lago colmatado con sectores de turbera (Figura 5.24).

5.6.3 Materiales y metodología

El estudio del registro sedimentario de la Basa de la Mora ha implicado la realización de varios sondeos. En ellos se realizaron posteriormente mediciones de diversas propiedades físicas y geoquímicas utilizando técnicas no destructivas de alta resolución. Además, se tomaron muestras para efectuar un estudio sedimentológico detallado mediante frotis, un estudio microscópico que complementa la interpretación visual de las facies del sondeo (Tool for Microscopic Identification, TMI, de la Universidad de Minnesota, <https://tmi.laccore.umn.edu/>). Todas las propiedades estudiadas son referidas a un modelo de edad obtenido mediante la datación radiométrica de distintos fragmentos de materia orgánica. Adicionalmente, y fuera del objeto de esta Tesis, se está realizando un estudio monográfico sobre el registro polínico contenido en el sondeo (Pérez-Sanz, 2009).

5.6.3.1 Recuperación de sondeos: el sondeador y plataforma Uwitec®

Tras un reconocimiento preliminar en el que se evaluaron las características del fondo del ibón, se realizó una campaña de sondeo durante el mes de julio de 2008. En dicha campaña se extrajeron dos sondeos de la Basa (BSM08-1A y BSM08-2A). El traslado de todo el material necesario para la campaña se realizó mediante varios heliportajes. La práctica totalidad del trabajo efectuado posteriormente se ha centrado en el primero de los sondeos.

La extracción de los sondeos se realizó mediante una plataforma Uwitec del IPE-CSIC montada sobre un sistema neumático con triple anclaje a elementos fijos de las

orillas del ibón. Los componentes de la sarta de perforación de dicha plataforma están sostenidos en un trípode y suspendidos de distintos cables operados manualmente con manivelas (Foto 5.16).

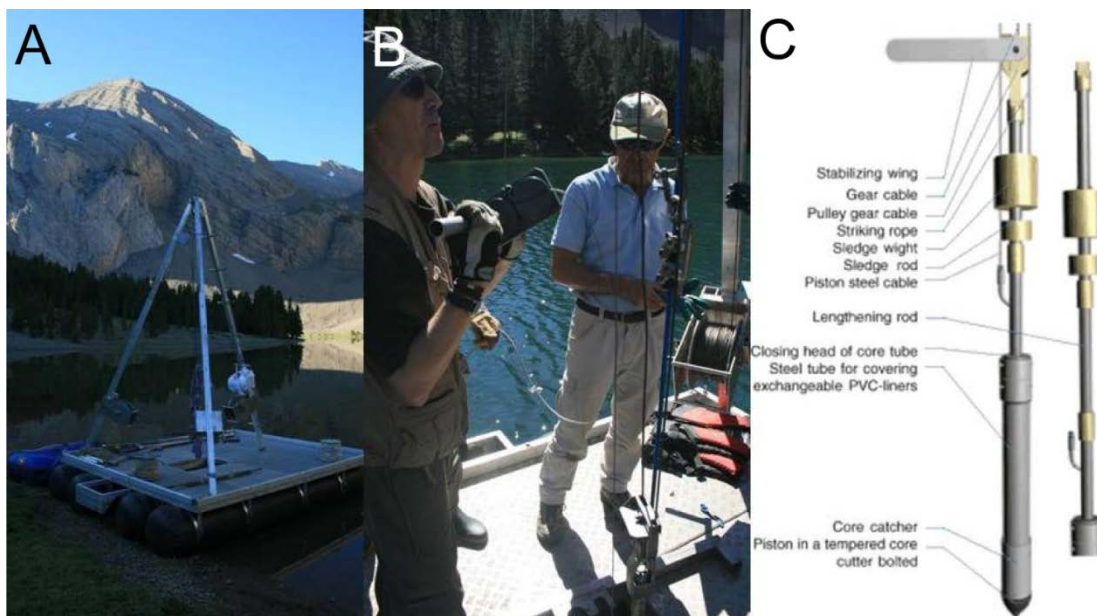


Foto 5.16. Imágenes de la plataforma y el procedimiento de sondeo. A: La plataforma Uwitec sobre el sistema neumático. B: Uso del martillo durante el sondeo del ibón. C: Esquemas de los componentes del sondeador Uwitec.

El sondeador tiene una longitud de dos metros. Dentro contiene un tubo de PVC transparente de la misma longitud. En el interior del tubo está el pistón, compuesto por un sistema de cojinetes retráctiles que se accionan bloqueando la posición del mismo dentro del tubo al tensar el cable. Durante la maniobra de sondeo, el pistón se desplaza libremente dentro del tubo de modo que el sedimento entra y el pistón permanece siempre sobre él. Cuando se recupera el conjunto tras la maniobra de sondeo, el cable se tensa y bloquea la posición del pistón gracias a la acción de los cojinetes, para que actúe como una válvula haciendo el vacío e impidiendo la pérdida del testigo por la parte inferior.

La sarta de perforación desciende al fondo del ibón gracias a un cable accionado por un sistema de manivelas. El conjunto se hinca en el sustrato por el procedimiento de percusión gracias a un martillo de 20 kg (se pueden instalar hasta dos martillos si es necesario) suspendido del trípode y accionado manualmente mediante una polea que golpea sucesivamente el varillaje haciendo que el sondeador penetre progresivamente (Foto 5.16 B). En cada maniobra de sondeo se recupera un máximo de dos metros de

testigo. Al final de una maniobra la sarta de perforación se sube a la plataforma con la ayuda del cable, se añade otra varilla de dos metros y se vuelve a bajar hasta el punto donde se ha terminado la maniobra previa. Esta operación se repite sucesivamente.

La longitud del testigo recuperado está limitada por el varillaje disponible y la competencia del sustrato. En el caso de la Basa de la Mora se recuperaron unos 12 m de sondeo sin que se pudiera alcanzar el sustrato rocoso.

5.6.3.2 Descripción inicial del sondeo

La descripción inicial del sondeo (ICD) es un proceso fundamental ya que a partir de él se desarrollará el posterior estudio detallado. La realización de una serie de pruebas no destructivas y la descripción de visu del conjunto del sondeo pueden aportar una gran cantidad de información que dirijan los siguientes pasos en el análisis del sedimento.

La primera parte del ICD se realizó en el Limnological Research Center (LRC) de la Universidad de Minesota (EE.UU.) donde se efectuaron las primeras determinaciones de las propiedades físicas del sondeo (densidad, susceptibilidad magnética (MS) y resistividad) en continuo utilizando un Geotek Multi-Sensor Core Logger (MSCL) cada 0,4 cm. Posteriormente las distintas secciones que componen el sondeo se partieron longitudinalmente en dos. Una mitad se almacenó y la otra se fotografió en alta resolución con un DMT Core Scanner y una resolución de 10 pixels/mm.

Se realizaron asimismo análisis geoquímicos no destructivos en los que se determinaron los contenidos totales de carbono orgánico (TOC) e inorgánico (TIC) así como de nitrógeno total (TN), Al, Si, K, Ca, S, Ti, Mn y Fe. Estos análisis se efectuaron por fluorescencia de rayos X (XRF) en el ITRAX XRF Core Scanner del LRC con una resolución de cuatro milímetros. La conversión de los valores obtenidos mediante XRF con valores absolutos de concentración plantea diversos problemas de correlación (Moreno *et al.*, 2007), por lo que los datos que provienen del XRF Core Scanner se expresan en cuentas por segundo (cps).

La mitad no almacenada se envió al IPE-CSIC (Zaragoza) donde se realizó una primera descripción del sondeo diferenciando la naturaleza del sedimento (masiva, laminada...), la presencia de estructuras sedimentarias, hiatos, etc.

5.6.3.3 Análisis sedimentológico

Para realizar el análisis sedimentológico del sondeo se combinaron las observaciones realizadas directamente sobre el propio sondeo con las de las imágenes de alta resolución obtenidas en el LRC. También se analizó el contenido mineralógico de 36 muestras mediante difracción de rayos X (difractómetro de rayos X Siemens D500) en el Instituto de Ciencias de la Tierra “Jaume Almera” del CSIC, en Barcelona. La información así obtenida se completó con el análisis exhaustivo de frotis de sedimento que se muestrearon de forma sistemática a lo largo de todo el sondeo.

El proceso de preparación de los frotis consta de varios pasos. Primeramente se toma una pequeña cantidad de sedimento (entre uno y dos mililitros) con una aguja hipodérmica y se disgrega con una gota de agua sobre un cristal portaobjetos. Dicha mezcla se deja secar sobre una placa calefactora y, una vez seca, se tapa con un cubreobjetos que queda adherido a la muestra mediante un pegamento fotoadhesivo. Tras unos minutos en una lámpara de rayos ultravioleta el pegamento queda fijo.

La observación de los frotis se realizó mediante un microscopio petrográfico, a diferentes aumentos y con luz normal y polarizada. La descripción de los mismos contempla discriminar sus componentes (tipos de minerales y origen en relación a la cuenca, materia orgánica, contenido micropaleontológico, etc.), estimar el tamaño de grano y tratar de aproximarse a los porcentajes aproximados de cada componente de la muestra (Foto 5.17). La metodología de trabajo con frotis está descrita en Kelts (2003).

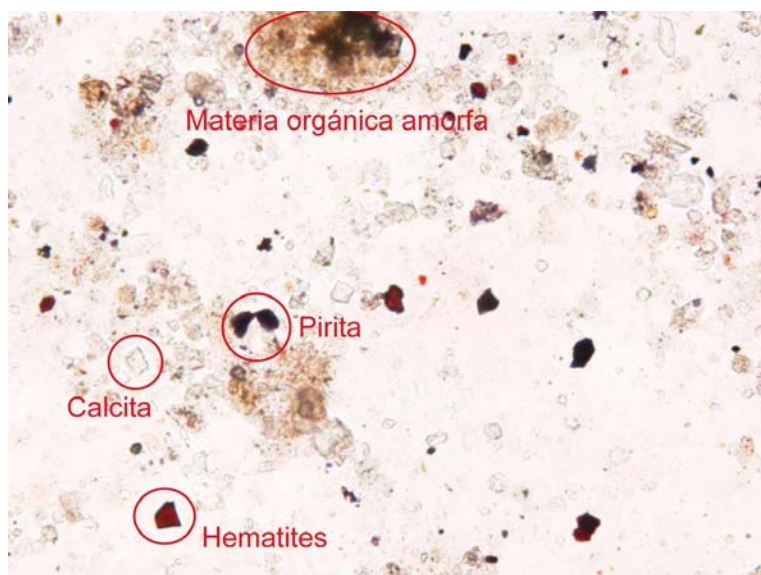


Foto 5.17. Visión al microscopio de un frotis extraído del sondeo del Ibón de Plan. Se aprecian algunos de los minerales más característicos del registro sedimentario.

Con la información aportada por los frotis y la ICD se definieron un conjunto de facies sedimentarias basadas en la estructura macroscópica del sedimento y sus componentes mayores y menores. Los parámetros descriptivos utilizados y su orden en la denominación del sedimento son: 1. Color + 2. Textura/Laminación + 3. Calificativo mayor + 4. Nombre principal + 5. Constituyentes menores (Schnurremberger *et al.*, 2003).

Las asociaciones de facies a lo largo del sondeo permitieron la definición de unidades sedimentarias a partir de las cuales se infirieron las características paleoambientales del ibón.

5.6.3.4 Dataciones

Como es natural, la información que el registro sedimentario ofrece debe ser referida a un marco cronológico que permita situar en el tiempo las variaciones ambientales detectadas.

A lo largo del sondeo se observaron numerosos restos orgánicos susceptibles de ser datados mediante el análisis radiométrico del ^{14}C . Un total de 15 muestras, básicamente de macrorrestos vegetales, se enviaron al Poznan Radiocarbon Laboratory (Poznan, Polonia) donde fueron analizados mediante técnica AMS (Accelerator Mass Spectrometry). Los resultados fueron calibrados con la curva INTCAL 09 (Reimer *et al.*, 2009). Adicionalmente, en un sondeo corto que cubre el techo del registro sedimentario se localizó el pico de ^{137}Cs .

5.6.4 Descripción del sondeo

5.6.4.1 Cronología y tasas de sedimentación

Las edades obtenidas abarcan desde los 16.000 años cal. BP (obtenida por ^{14}C) hasta el 1.963 AD que marca el pico de ^{137}Cs , de modo que el registro sedimentario del Ibón de Plan abarca todo el Holoceno y el final del Pleistoceno superior (Tabla 5.18).

Sin embargo, atendiendo al modelo de edad-profundidad, se observa en la base del sondeo una tasa de sedimentación muy lenta que coincide con las dos edades más antiguas (Figura 5.26). Dichas edades corresponden a sedimento total y polen concentrado, mientras que el resto de radiocarbonos proceden de macrorrestos vegetales terrestres y carbón. Por tanto, puede haber un efecto de reservorio en las dos muestras inferiores que envejezca las edades reales. Además, ni en el sondeo se observa una

discontinuidad que indique un hiato ni la sedimentología o la geoquímica marcan cambios bruscos.

Código de laboratorio	Prof. (cm)	Tipo de muestra	Edad (yr BP)	Edad calibrada, 2σ (yr cal BP)	Probabilidad media (yr cal BP)
Poz-29744	60	macrorresto	385 ± 30	426-507	456
Poz-35854	172	macrorresto	1335 ± 30	1231-1304	1276
Poz-29745	230	macrorresto	2100 ± 30	1995-2146	2072
Poz-35853	269	macrorresto	2615 ± 30	2718-2777	2749
Poz-35852	337	macrorresto	3200 ± 30	3368-3469	3419
Poz-35804	422	macrorresto	3815 ± 35	4089-4299	4206
Poz-29743	502	macrorresto	5185 ± 35	5893-6002	5942
Poz-35803	562	macrorresto	5840 ± 40	6533-6745	6657
Poz-35802	677	macrorresto	6450 ± 40	7288-7430	7367
Poz-29746	795	carbón	7330 ± 50	8014-8214	8125
Poz-35801	943	macrorresto	7930 ± 50	8628-8983	8778
Poz-29747	1011	carbón	7950 ± 50	8640-8990	8817
Poz-35855	1167	macrorresto	8780 ± 50	9581-9941	9798
Poz-35856	1198	Sedimento total	10710 ± 60	12547-12743	12627
152235	1206	Polen concentrado	13080 ± 100	15181-16476	15828

Tabla 5.18. Edades obtenidas en el sondeo de la Basa de la Mora.

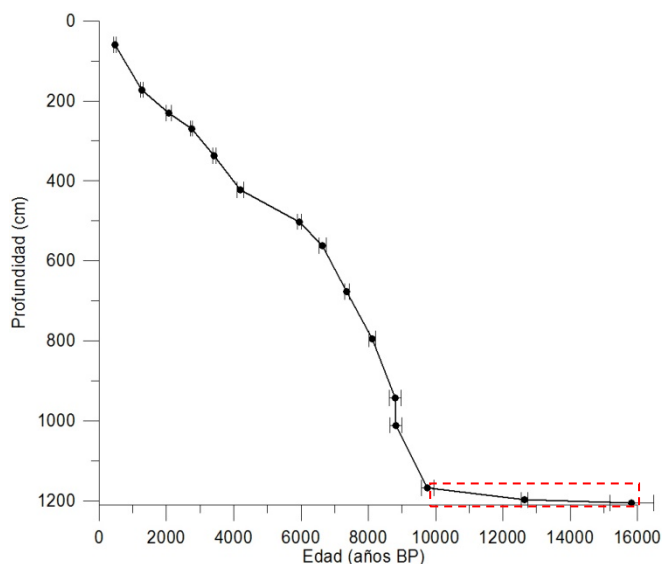


Figura 5.26. Modelo de edad-profundidad. En rojo, datos desechados.

A esto cabe añadir que aguas arriba del ibón las morrenas existentes indican actividad glaciaria hasta el Dryas reciente. De ser esas edades ciertas deberían observarse sedimentos glaciolacustres en la base del sondeo y con una tasa de sedimentación

notablemente mayor. Ninguna de esas circunstancias concurre, lo que también avala el posible error en esas dos dataciones.

En definitiva, el modelo de edad de este sondeo comprende 11,67 m sedimentados a lo largo de los últimos 9.800 años.

5.6.4.2 Facies y unidades sedimentarias.

En el sondeo del Ibón de Plan se han identificado siete facies sedimentarias tras integrar la información proveniente de la descripción visual, observación de frotis al microscopio, datos de tamaño de grano y composición química y mineralógica (Figura 5.27).

Las características de dichas facies son las siguientes:

Facies 1: Limos carbonatados gris a gris oscuros, bandeados a laminados. Matriz arcillosa formada por illita, caolinita y clorita. Cuarzo frecuente (40-50%), hematites, pirita y clorita. Alta susceptibilidad magnética (100SI). Poca materia orgánica (1%).

Facies 2: Limos carbonatados negros, masivos con materia orgánica terrestre (2%). Cantidad abundante (35-40%) de cuarzo y pirita. Hematites raro. Baja susceptibilidad magnética (25 SI). Materia orgánica mayoritariamente compuesta de restos macrofíticos terrestres. Presencia ocasional de diatomeas pennadas.

Facies 3: Limos carbonatados de color gris claro masivos. Cuarzo y pirita ocasionales; hematites raro. Baja susceptibilidad magnética (25 SI). Materia orgánica (<2%) formada por restos macrofíticos terrestres y agregados lacustres amorfos. Moteado común. Gasterópodos abundantes y presencia de diatomeas pennadas.

Facies 4: Limos carbonatados marrón claro, masivos a bandeados. Cuarzo y pirita ocasionales; hematites raro. Baja susceptibilidad magnética (25 SI). Poca materia orgánica (1-2%) mayoritariamente compuesta por restos macrofíticos terrestres.

Facies 5: Limos carbonatados grises oscuros laminados. Pares compuestos por (1) arenas limosas carbonatadas negras con abundante cuarzo, hematites, clorita y minerales máficos con frecuentes restos macrofíticos terrestres y (2) limos carbonatados marrones con menos minerales siliciclásticos y poca materia orgánica. Susceptibilidad magnética media de 40 SI.

Facies 6: Limos carbonatados grises laminados con alta susceptibilidad magnética. Pares compuestos por (1) arenas limosas carbonáticas negras con cuarzo, hematites,

clorita y minerales máficos muy abundantes y ocasionales restos de macrofitas terrestres y (2) limos carbonatados grises con menos minerales siliciclásticos y rara materia orgánica. Alta susceptibilidad magnética (>100 SI).

Facies 7: Limos carbonatados gris claro bandeados con susceptibilidad magnética muy alta (>150 SI). Abundante (45-50%) cuarzo, hematites, pirita y otros minerales máficos. Poca cantidad de materia orgánica (1%).

En resumen, los sedimentos se agrupan en facies clásticas (con clastos de calcita), orgánicas y siliciclásticas que se organizan en intervalos masivos y laminados.

Tres facies (1, 5 y 6) son bandeadas o laminadas y están compuestas por arcillas finas carbonatadas con abundantes minerales detríticos (entre un 40 y un 50 % de cuarzo, hematites, pirita y clinoclorita). La susceptibilidad magnética de estas facies es alta.

Por el contrario, las facies 3, 4 y 7 muestran un alto contenido en carbonatos (6% de TIC y 60-80% de calcita) y algunas evidencias de niveles del lago bajos (moteado, presencia de gasterópodos).

Finalmente, las facies 2 tienen algunas características singulares a escala del registro, destacando la riqueza en materia orgánica con abundantes restos de macrofitas y algunas diatomeas pennadas.

A partir de las características de las facies, la susceptibilidad magnética, los porcentajes de TIC y TOC y la composición mineralógica y geoquímica, se han diferenciado tres unidades en el registro sedimentario del ibón. De muro (unidad 3) a techo (unidad 1) la descripción es la siguiente (Figura 5.27):

Unidad 3 (1.168-491 cm; 9.800-5.700 cal. BP)

Está formada mayoritariamente por sedimentos laminados de facies 5 y 6 más un pequeño tramo de facies 7. En general presenta una alta susceptibilidad magnética y bajo porcentaje de TOC. A techo de la unidad (600 cm), por el contrario, la susceptibilidad disminuye y el TOC aumenta.

El Ca, Sr y S, así como el porcentaje de TIC son bajos en toda la unidad. Si, K, Ti, Fe y Mn presentan valores altos. En correspondencia, la composición mineral indica abundancia de cuarzo (5-10%), microclina (2-4%), clorita (15-30%) y otros minerales de la arcilla (illita y caolinita). Los valores medios de calcita son inferiores al 25%.

La laminación de las facies 5 y 6 presentan diferencias en composición, siendo más ricas en materia orgánica y carbonatos en las facies 5. Ambas se interpretan como el resultado de frecuentes avenidas rápidas, ligadas probablemente a eventos de lluvias intensas erosionando un paisaje con escaso recubrimiento vegetal.

Las facies 7 son un pequeño intervalo (1.050-1.000 cm de profundidad; 9.060-8.800 cal. BP) que constituye un episodio único dentro de esta unidad. Está caracterizado por la coexistencia de altos valores de susceptibilidad magnética, TIC y Ca.

Unidad 2 (491-93 cm; 5.700-680 ca. BP)

Está compuesta por facies 2 (ricas en materia orgánica) y facies 3 y 4 (ricas en carbonato). Presenta los valores más bajos de susceptibilidad magnética y más altos de TIC de toda la secuencia. Una característica exclusiva de esta unidad es el predominio de materia orgánica lacustre frente a la de origen terrestre e ingresada en el lago por procesos fluviales o torrenciales. Este rasgo está indicado por la relación TOC/TN, generalmente inferior a 12. En general se deriva de estos datos una mayor constancia en las condiciones lacustres aunque con oscilaciones en la altura de la lámina de agua.

La unidad 2 puede dividirse a su vez en tres subunidades según las asociaciones de facies. De muro a techo son:

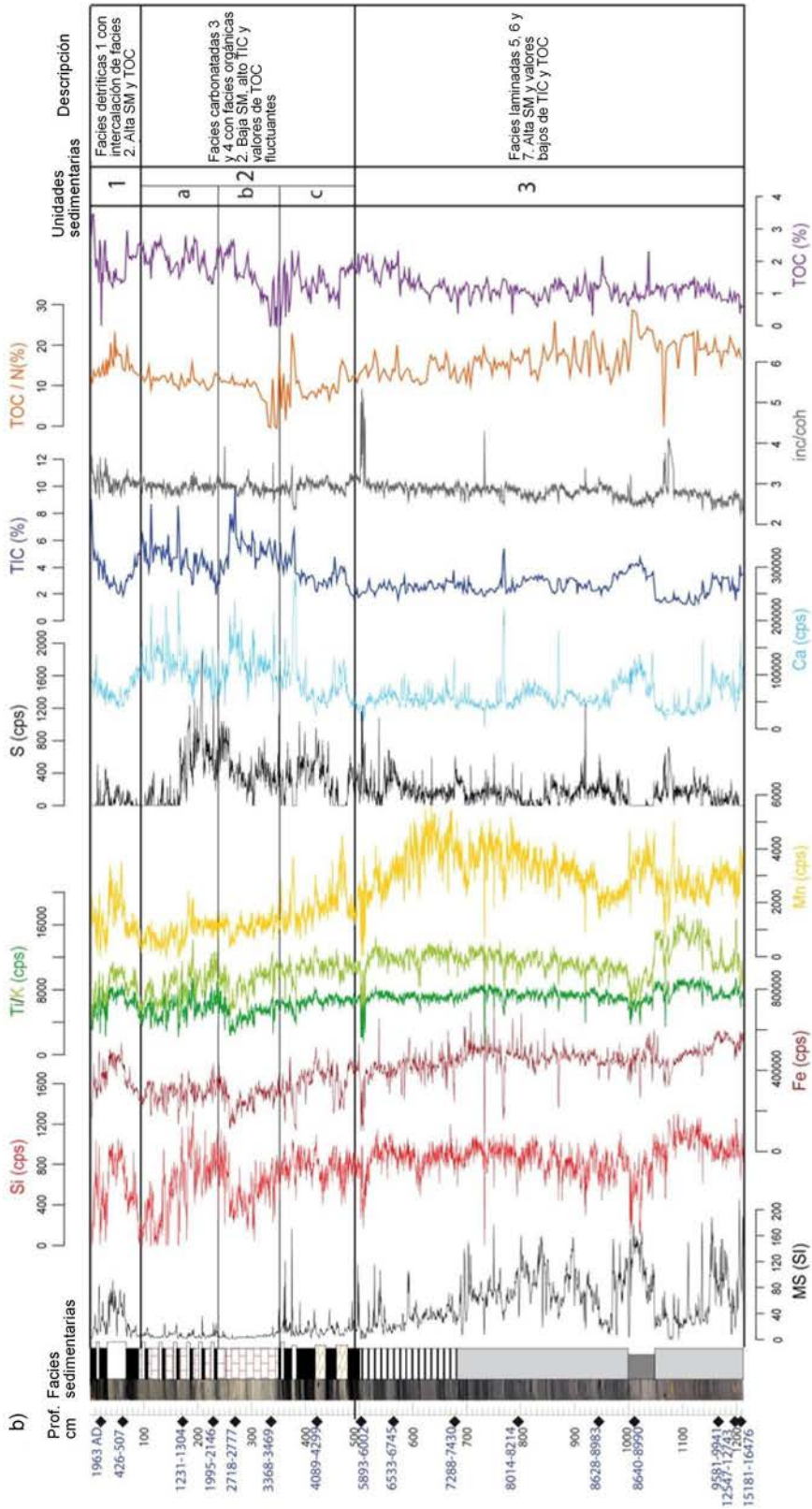
-Subunidad 2c (491-350 cm; 5.700-3.540 cal. BP)

Formada por la alternancia de intervalos centimétricos de facies 2 y 4. Se caracteriza por un bajo valor de susceptibilidad magnética y elevado del porcentaje de TIC.

El porcentaje de TOC es muy variable en relación con la variación del contenido orgánico, si bien se mantiene en valores generalmente bajos.

Figura 5.27. Cuadro de facies, unidades sedimentarias y propiedades del sondeo del Ibón de Plan. a) Descripción de facies, b) Características sedimentológicas, geoquímicas y propiedades físicas de la secuencia sedimentaria de la Basa de la Mora. (En página 199)

Facies	Descripción
1	Limos carbonatados grises a gris oscuro, bandeados a laminados
2	Limos carbonatados masivos negros con materia orgánica terrestre
3	Limos carbonatados masivos grises claros con carbonatos autígenicos y yeso
4	Limos carbonatados masivos a bandeados marrones claros
5	Limos carbonatados grises oscuros laminados
6	Limos carbonatados laminados grises con alta susceptibilidad magnética
7	Limos carbonatados bandeados grises claro con muy alta susceptibilidad magnética



-Subunidad 2b (350-240 cm; 3.540-2.200 cal. BP)

Está formada únicamente por facies 3. Por consiguiente, los valores de TIC, Ca y calcita son los mayores del sondeo y los de TOC y susceptibilidad magnética son los más bajos.

Un rasgo característico de esta subunidad es la presencia continua de diatomeas pennadas, además de gasterópodos y una textura moteada. Están presentes también cristales autigénicos de carbonatos y yeso parcialmente disueltos, lo que sugiere su formación en un lago efímero.

- Subunidad 2a (350-240 cm; 2.200-700 cal. BP)

Está formada por una intercalación de facies 1, 2 y 3 dando lugar a secuencias rítmicas de unos 20 cm de potencia. Se caracteriza por una susceptibilidad magnética muy baja y unos porcentajes de TOC y TIC altos, si bien presentan fluctuaciones.

Unidad 1 (93-0 cm; 698 cal. BP-2.007 AD)

Se compone de materiales pertenecientes a las facies 1, de carácter detrítico, y facies 2, de carácter orgánico. La susceptibilidad magnética y los elementos relacionados con la entrada de material detrítico (Si, K, Ti) alcanzan sus valores máximos en la zona central de la unidad y decrecen a techo. Los indicadores de una sedimentación más estrictamente lacustre (TIC, TOC, Ca y Sr) siguen, como es de esperar, un patrón inverso.

Durante la sedimentación de esta unidad parecen restaurarse condiciones comparables a las de la base de la secuencia.

5.6.5 Implicaciones paleoambientales

Como ya se ha comentado, los aportes de sedimentos al ibón se producen casi exclusivamente mediante los torrentes que desaguan en él por su margen derecha y la cola del mismo. Las aguas que recorren dichos torrentes proceden de la circulación subterránea de aguas de lluvia y fusión nival por, esencialmente, calizas arenosas de la Fm Maciños y posteriormente circulan sobre los materiales de la Fm Pont de Suert (arcillas yesíferas, ofitas y carniolas). Por tanto, el predominio de sedimentos ricos en los minerales que se encuentran en estas rocas (cuarzo, clorita, hematites) o de los elementos que los componen (Si, K, Ti, Fe, Mn) marcarán un predominio en la sedimentación de aportes externos, ligados a avenidas frecuentes en un contexto de

escasa vegetación cubriendo la cuenca de drenaje inmediata al ibón. La alta susceptibilidad magnética es también indicadora de estas condiciones paleoambientales ya que viene regida sobre todo por la cantidad de hematites proveniente por arrastre desde las ofitas del Keuper.

Por el contrario, la presencia abundante de calcita, yeso, pirita, Ca, Sr y elevados porcentajes de TIC indican una sedimentación principalmente lacustre sin predominio de entradas súbitas de material ligada a flujos o avenidas.

Así, la unidad 3 describe un entorno del ibón donde predomina el terreno descubierto y precipitaciones importantes cuya escorrentía resultante arrastra sedimentos desde las laderas del entorno. La proximidad en el tiempo de la actividad glaciaria, y la gran cantidad de sedimentos disponibles en las laderas meridionales de las peñas del Mediodía y las Onze en forma de morrenas y recubrimientos tillíticos justifican las altas tasas de sedimentación que caracterizan a esta unidad basal. La mayor abundancia de restos de materia orgánica terrestre en las facies 5 indican un estado de mayor recubrimiento vegetal de la cuenca hacia el final de la unidad y por tanto unas condiciones de humedad general mayores.

La unidad 2 señala un régimen lacustre más estable en el tiempo. La sedimentación no presenta tanta influencia de avenidas desde los torrentes tributarios y sí de minerales formados en el seno de una lámina de agua que ha presentado notables oscilaciones en su profundidad. La existencia de materia orgánica de origen lacustre avala esta interpretación, mientras que la disolución parcial de algunos minerales autígenos indica la posible desecación cuando menos parcial del ibón durante el tiempo abarcado por esta unidad. Asimismo, la estabilidad en las condiciones lacustres viene también marcada por la presencia de diatomeas pennadas en las facies 3, presentes en la subunidad 2a y dominantes en la 2b.

Por último, la unidad 1 recupera un régimen en la sedimentación ligado a avenidas frecuentes con menos recubrimiento vegetal rodeando la Basa, con periodos más breves de condiciones lacustres relacionadas con más humedad y vegetación en el entorno del ibón.

5.7 Conclusiones sobre el modelado glaciario

- La definición de la red de drenaje superficial del macizo de Cotiella se debe, en gran medida, a la erosión glaciaria. Al tratarse de un macizo kárstico, la alta montaña

constituye una gran zona de infiltración y no hay circulación de agua en superficie. Durante las distintas fases glaciares, la erosión ha producido circos y artesas que configuran la red de drenaje superficial.

- Se han identificado 26 circos glaciares y dos áreas de acumulación que no llegaron a adquirir la morfología de circo. La altitud media de los fondos es de 2.200 m, sus orientaciones preferentes N y NE, dependiendo éstas de la estructura geológica y de factores climáticos.

- Aunque existe una escasa correlación entre los parámetros morfométricos medidos en los circos, la hay del H_{máx} (profundidad entre el pico más alto y el fondo del circo) con L(longitud), W(anchura), H(diferencia de cota entre el punto más bajo de la cresta y el fondo del circo) y el área. Se puede deducir que a mayor altura del pico dominante, mayores precipitaciones y mayor desarrollo del glaciar y su circo. El desarrollo longitudinal prima sobre el desarrollo en profundidad.

- Hay diversas formas erosivas representadas en el macizo, aunque los ejemplos no son numerosos. Las artesas son escasas, con tramos bien modelados por los paleoglaciares del Cinqueta, L'Ibón o Irués. Se registró difluencia en varios collados, siendo los principales la Brecha de las Brujas y la Colladeta Ibón. Los mejores umbrales se encuentran en Armeña. Las microformas erosivas, como las estrías, desaparecen rápidamente por la disolución de la roca.

- Hay una única cubeta de sobreexcavación que debe su origen a la confluencia de cuatro lenguas glaciares sobre un sustrato de arcillas yesíferas afectado por una gran fractura. Las hombreras que la delimitan indican que llegó a contener unos 200 m de hielo en la vertical del Ibón de Plan.

- La erosión glaciar, pese a su importancia, no ha sido capaz de modelar aristas en la mayoría de los circos y divisorias. Exceptuando algunos ejemplos en la zona de Armeña, las divisorias son amplias e incluso conservan grandes superficies de relieve preglaciar.

- Existen numerosos restos sedimentarios repartidos entre los 800 y los 2.500 m de altitud. La mayoría se encuentran en el intervalo 1.700-2.000. Los complejos sedimentarios más completos son los de Ordizez y L'Ibón.

- La mayoría de los depósitos sedimentarios componen morrenas yuxtaglaciares. Son corrientes los tills de fondo dispersos por fondos de circo y artesa y los bloques

erráticos. Algunos depósitos son especialmente complejos e interesantes como el till de ablación de Irués.

- En la zona de estudio hay tills depositados por el glaciar del Cinqueta. Algunos indican que, durante la máxima extensión, alcanzó la entrada norte del Congosto de las Debotas, rodeando por el este las peñas de San Miguel y Mataire. Simultáneamente, el glaciar del Cinqueta derramaba un lóbulo por el collado de la Cruz hacia la cuenca del Ésera.

- El último ciclo glaciar alcanzó su máximo en torno al 60.000 BP (fase Salinas, Sancho *et al.*, 2003) y concluyó en el Dryas reciente, sin que hubiera actividad glaciar alguna durante el Holoceno. Se ha calculado la paleoMELA en 11 paleoglaciares para las distintas fases, desde el máximo hasta la completa deglaciación, por los métodos AAR y Kurowski:

- Para el máximo (fase Salinas) la MELA se situaba a 1.838 m (AAR) o a 1.953 (Kurowski). Del macizo partían 12 lenguas glaciares.
- En la última fase (Colladeta II) la MELA se encontraba a 2.380 m (AAR) o a 2.393 m (Kurowski). En esta fase se han contabilizado tres glaciares blancos y dos cubiertos.
- El ascenso térmico estimado entre el máximo de la fase Salinas y la actualidad es de 7,69°C.

- En la cara norte de la Peña las Onze y Peña d'el Mediodía se localizan los restos de dos glaciares cubiertos (El Tarteral y la Fueba, respectivamente). Se originaron durante la última fase glaciar del macizo (Colladeta II), de manera sincrónica al vecino glaciar rocoso de Es Ordizez.

- Se ha realizado un sondeo en el ibón de Plan recuperándose 12 m de sedimentos que comprenden los últimos 10.000 años. El análisis sedimentológico y de sus propiedades físico-químicas permite diferenciar siete facies y tres unidades sedimentarias que aportan información a la reconstrucción paleoambiental de la zona.

6. Modelado periglacial

Hielo. Resplandeciente detención. Condensación pura. Agua estable.

Marguerite Yourcenar, *El tiempo, gran escultor*.

Las morfologías periglaciares son muy frecuentes en todo el macizo de Cotiella, desde las cotas más bajas hasta las zonas de cumbres.

El sistema morfogenético periglacial en Cotiella no puede considerarse simplemente como el sucesor de la actividad glacial cuaternaria. Dada la altitud media y las características topoclimáticas del macizo, los procesos periglaciares han estado presentes en distintos momentos a lo largo del Cuaternario, con intensidad y posición altitudinal controladas, principalmente, por las diferentes oscilaciones climáticas.

En la actualidad, y ausente toda actividad glacial, sí existe un amplio conjunto de procesos activos genéticamente relacionados tanto con la ocurrencia de ciclos de hielo/deshielo como con la presencia de un manto nival que permanece sobre la zona de estudio durante varios meses al año y que puede alcanzar notables espesores en determinados lugares. Como resultado, las franjas de alta montaña dentro del macizo de Cotiella exhiben una gran cantidad de geformas periglaciares irregularmente distribuidas, en ocasiones sobreimpuestas a otras morfologías desarrolladas previamente.

Desde un punto de vista cronológico-evolutivo, en el macizo de Cotiella pueden distinguirse cuatro conjuntos de morfologías periglaciares. Un primer grupo está constituido por morfologías desarrolladas con anterioridad a la última máxima extensión glacial en el Pirineo meridional (MIS 4) (García-Ruiz *et al.*, 2003; Sancho *et al.*, 2003; Lewis *et al.*, 2009) y en el propio macizo (Fase Salinas), el segundo incluye aquellas relacionadas de manera sincrónica a dicho Máximo, el tercero engloba a todas las morfologías generadas durante la deglaciación y, por último, un cuarto grupo que reúne a las morfologías funcionales o semifuncionales en la actualidad.

En el presente capítulo se describen las morfologías periglaciares identificadas, los procesos generadores, su adscripción cronológica y el grado de actividad actual, todo ello dentro del marco pirenaico y del resto de montañas del ámbito mediterráneo, con las que Cotiella guarda similitud.

6.1 Ambientes y procesos periglaciares en Cotiella

Existe una gran variedad de morfologías originadas por procesos periglaciares en el ámbito de la media y alta montaña del macizo de Cotiella. Se diferencian más de 18 formas distintas (Tabla 6.1) cuyo origen se debe a uno o más procesos que guardan

relación con la presencia de hielo y/o nieve sobre el sustrato rocoso y los suelos o bien en el interior de sus poros y discontinuidades.

Proceso	Morfología	Cota máxima (m)	Cota mínima (m)	Ejemplos activos
Elevación y agrietamiento por congelación	agujas de hielo	2.350	850	sí
	suelos ordenados	2.700	2.150	sí
	césped almohadillado	2.150	2.130	sí
Procesos acumulativos	pedreras	2.600	800	sí
	campos de bloques	2.750	2.200	sí
Movimientos en masa	glaciares rocosos	2.630	1.860	sí
	coladas de fango	2.300		sí
	deslizamientos lentos	2.400	1.900	sí
	lóbulos de geliflujión	2.400	2.100	sí
	lóbulos de piedras	2.350	2.100	sí
	terracillas	2.500	1.850	sí
	guirnaldas	2.550	2.100	sí
coladas de piedra	2.250	2.000	sí	
Nivación	morrenas de nevero	2.500	2.100	semifuncionales
	aludes	2.800	1.800	sí
	enlosados nivales	2.450	2.300	sí
	nichos de nivación	2.200		sí
	derrubios estratificados	1.800	700	no

Tabla 6.1. Procesos y morfologías periglaciares y nivales en Cotiella.

En general pueden distinguirse tres grandes ambientes periglaciares cuya distribución espacial y temporal puede variar enormemente a lo largo del año. Estos ambientes son los suelos permanentemente helados o permafrost, las áreas donde predominan los ciclos de hielo-deshielo y, no siempre diferenciadas con entidad propia, las coberteras nivales (Embleton y King, 1975b; Washburn, 1979; Pedraza, 1996; French, 2007).

- **Permafrost:** se trata de suelos permanentemente cementados por hielo, que ocupa los espacios intergranulares y las discontinuidades. En él se distingue un nivel inferior que se mantiene congelado durante todo el año (pergelisuelo) y un nivel superior (mollisuelo o capa activa) de espesor variable y que registra congelación-fusión estacional.

El proceso básico en este ambiente es la segregación del hielo. El avance del frente de helada se produce tanto de abajo a arriba, por crecimiento del cuerpo de hielo

perenne hacia la capa activa, como de arriba abajo. Por tanto, la segregación está afectada tanto por los descensos térmicos ambientales como por profundidad a la que se halla el pergelisuelo.

- **Zonas con ciclos de hielo-deshielo:** en estos ambientes suceden cambios de fase rítmicos en aguas superficiales y subsuperficiales. Dependen tanto de la humedad como de las oscilaciones térmicas y su eficacia morfogenética está gobernada por la modalidad de los ciclos (frecuencia, amplitud, etc.) y por la naturaleza de los materiales afectados (textura, granulometría, composición, estructura, etc.).

El orden en que estos ciclos afectan a los diferentes tipos de agua comienza por las superficiales pasando al agua libre en fisuras, la de percolación inmediata y, por último, la de los poros del suelo (agua confinada o semiconfinada transitoria). Este último caso permite, a su vez, definir un subambiente que podemos denominar gelisuelo esporádico caracterizado por suelos cementados por hielo (Pedraza, 1996). Este ambiente posee una distribución temporal y espacial muy diversa.

Los procesos debidos a la ocurrencia periódica o estacional de ciclos de hielo-deshielo generan una serie de tensiones por variación de volumen y humedad sobre los materiales rocosos o edáficos a los que afectan. Dichas tensiones pueden ser de varios tipos (acuñamientos, hinchamientos y empujes, agrietamientos, desplazamientos en masa) que ocasionan efectos diversos como crioclastia, crioturbaciones, hinchamientos, etc. mayoritariamente registrados sobre la superficie del terreno (Pedraza, 1996).

- **Coberteras nivales:** son masas de nieve con un nivel de compactación bajo o nulo. Con una variada distribución espacial y temporal, ejercen un doble papel sobre el sustrato. Por un lado protegen al suelo contra los descensos térmicos y, por otro, resultan ser una fuente de humedad que favorece flujos de material e incluso su rotura.

En este ambiente pueden tener lugar diversos procesos propiciados tanto por la existencia de nieve (transporte sobre ella, erosión mecánica por su caída, corrosión eólico-nival) como por su fusión (meteorización, deslizamiento lento de materiales, lavado y arrastre de finos) (Pedraza, 1996; Chueca *et al.*, 2000; Serrano *et al.*, 2000).

En el macizo de Cotiella existen estos tres ambientes, si bien su extensión superficial, distribución altitudinal y su actividad a lo largo del año son muy diferentes (Figura 6.1). El permafrost aparece de forma muy localizada en un pequeño sector a gran altitud (superior a los 2.500 m) en unas condiciones topoclimáticas muy

favorables. Sobre la seguridad de esta afirmación consultar los resultados y prevenciones expuestos, más adelante, en el apartado 6.2.2.3. Los ciclos de hielo-deshielo constituyen un ambiente generalizado en el macizo y el único con un nivel de actividad relevante a cualquier cota en distintos momentos del año. La única estación meteorológica con un registro de temperatura suficientemente continuo, Seira (815 m.s.n.m.), ofrece para 52 años comprendidos entre 1.940 y 1.993 una media de 133 días al año de helada repartidos entre octubre y abril. Por último, la cobertera nival es discontinua y, en general, esporádica bajo los 1.800 m en orientaciones norte y 2.000 en las vertientes meridionales mientras que sobre esas altitudes es habitual durante al menos la mitad del año.

2.500- 2.900 m	PMF*	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
	CN	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
	H-DH	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	
1.800- 2.500 m	PMF												
	CN	■	■	■	■	■						■	
	H-DH				■	■	■		■	■	■	■	
700- 1.800 m	PMF												
	CN												
	H-DH	■	■	■	■					■	■	■	
		Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.

Figura 6.1. Distribución anual-altitudinal de los ambientes periglaciares en el macizo de Cotiella.

PMF: permafrost (PMF* no hace referencia a la totalidad del intervalo altitudinal sino sólo a la zona concreta de ocurrencia); CN: cobertera nival; H-DH: hielo-deshielo.

Algunas morfologías son claramente exclusivas de uno solo de estos ambientes. Sin embargo, otras son resultado de la acción combinada de procesos propios de dos ambientes e incluso precisan del concurso de otros ajenos al periglaciario como son los procesos gravitacionales. La naturaleza del sustrato (si está formado por roca o suelo, existencia de estructuras geológicas que afecten a la roca, disponibilidad de finos, etc.), la topografía (desnivel, orientación) o determinadas variables climáticas ajenas a la temperatura (como la presencia e intensidad del viento) son factores que también influyen en la existencia y grado de desarrollo de diversas morfologías periglaciares.

Con carácter general, y sin entrar en si se trata de morfologías funcionales o fósiles, al primer ambiente (permafrost) se adscriben los glaciares rocosos.

A los ciclos de hielo-deshielo se asignan los suelos ordenados, agujas de hielo (pipkrakes), acumulaciones de bloques y canchales en laderas, lóbulos de derrubios y de geli-solifluxión, coladas de piedras, campos de bloques, terracillas y guirnaldas y deslizamientos lentos.

En relación con la cobertera nival se incluyen los aludes (con sus canales y conos asociados), nichos de nivación, enlosados nivales, morrenas de nevero y derrubios estratificados.

En los siguientes apartados se dedica una atención mayor a las morfologías más conspicuas del macizo y se hace un breve repaso de las menos abundantes.

6.2 Morfologías periglaciares

6.2.1 Derrubios estratificados de ladera

6.2.1.1 Definición y características generales

Los derrubios estratificados son acumulaciones de sedimentos en laderas que aparecen formando secuencias, en las que alternan niveles detríticos pobres en finos y otros ricos en ellos, dando al conjunto una apariencia estratificada (Pedraza, 1996).

En ocasiones, el término se ha usado como sinónimo de *grèze litée*, estudiado inicialmente por Cailleux (1948) y Guillien (1951), que es una alternancia rítmica o pseudo-rítmica de lechos homométricos con rasgos texturales diferenciados, materiales groseros y finos, que pueden llegar a alcanzar espesores considerables en zonas topográficamente favorables (Guillien, 1964).

Los *grèzes litées* implican una restricción considerable sobre las características del depósito. Se trata de partículas de tamaño arena y grava, producidas por crioclastia, con moda de 2,5 mm y tamaño máximo de 25 mm (Guillien, 1962) y en los que la gravedad no juega un papel tan importante como en los derrubios estratificados (Ozouf *et al.*, 1995).

Para Guillien (1962), por tanto, *grèze* tiene un sentido granulométrico y además se aplica sólo a materiales calcáreos. Les atribuye también una naturaleza rítmica (“*lit maigre*” y “*lit gras*”) constituyendo un ciclotema. Dicha ritmicidad es sólo aparente (Bertran *et al.*, 1992). Su hipótesis de origen crionival precisa de la acción del hielo y la nieve y se relaciona con campos de nieve semipermanentes, si bien posteriormente otros

estudios han desvinculado la génesis de los *grèzes litées* de la acción nival y la han relacionado con suelos helados estacionales (Journaux, 1976) o procesos de criorreptación (Bertran *et al.*, 1992), entre otros.

En el caso de los depósitos estudiados en el macizo de Cotiella, el término adecuado es el de derrubios estratificados de ladera, dado que ni la granulometría de estas acumulaciones sedimentarias ni los procesos que han actuado para formarlos coinciden plenamente con los de un *grèze litée*. De hecho, la mayor parte de los depósitos de esta naturaleza en el Pirineo central son en realidad derrubios estratificados, siendo quizás el depósito de Eripol, ubicado al sur de Sobrarbe, uno de los pocos que se adaptan a la definición de *grèze litée*.

La distribución de estos depósitos es muy amplia. Constituyen una forma de acumulación ampliamente distribuida por toda el área mediterránea (Coltorti y Dramis, 1987) y son un buen indicador de condiciones frías en zonas de montaña (Peña *et al.*, 1998).

Aunque no sean exclusivos de ellas, aparecen mejor desarrollados en afloramientos de rocas calizas, especialmente sensibles a la crioclastia. Los depósitos pueden tener una continuidad lateral muy variable, desde algunos pocos metros a varios kilómetros como algunos en el macizo del Turbón (Huesca) (Peña *et al.*, 1998).

El rango de altitudes que ocupan es muy amplio. Se han documentado depósitos en cotas relativamente bajas como el de Graus a 440 m de altitud (Peña *et al.*, 1998), entre 800 y 1.360 m en el Alto Gállego (Serrano, 1998) e incluso superiores en el Pirineo oriental (Gómez Ortiz, 1988). Son también variables los espesores, si bien generalmente constituyen depósitos de potencia no superior a 20-30 m. Los ejemplos estudiados en el Pirineo central por Peña *et al.* (1998), Serrano (1998) o García Ruiz *et al.* (2000) alcanzan valores entre 3 y 15 m, con el caso excepcional del depósito Debotas norte que estos últimos autores cifran en 20 m de espesor.

Las orientaciones principales, tanto en Pirineos como en otras cordilleras, son las meridionales si bien se han hallado prácticamente en cualquier exposición. En cuanto a las pendientes, oscilan de media entre los 20 y 30° en el Pirineo. En ocasiones se observan importantes variaciones dentro de un mismo depósito (Peña *et al.*, 1998).

6.2.1.2 Estructura interna e implicaciones genéticas

Con carácter general, los derrubios estratificados muestran una alternancia entre capas que carecen de matriz, con textura clasto sostenida, con otras ricas en ella, de textura matriz sostenida.

En función de la relación clastos/matriz, se pueden describir cuatro grandes tipos de niveles estratigráficos dentro de estos depósitos (Wasson, 1979; Coltorti y Dramis, 1987) (Tabla 6.1):

Tipo	Denominación	Textura	Límites
1	Open work	Clasto-sostenida sin o casi sin matriz	Inferior abrupto e inconforme, con pequeñas irregularidades. Indica contacto erosivo
2	Partially open work	Presente pero sin rellenar todos los espacios vacíos	Inferior conforme si debajo hay una capa de tipo 1
3	Clast-supported	Matriz rellena espacios pero los clastos están en contacto	Inferior generalmente conforme
4	Matrix-supported	Clastos inmersos en una masa de finos	Superior truncado por niveles de tipo 1. Clastos paralelos a la ladera

Tabla 6.1. Tipos de niveles estratigráficos en depósitos de derrubios estratificados (a partir de Wasson, 1979; Coltorti y Dramis, 1987).

Con carácter general para cualquier tipo de nivel estratigráfico, los clastos son angulosos y son habituales rasgos que indican su procedencia crioclastica. En cuanto a los finos, predomina el limo sobre la arcilla. En un depósito no tienen por qué aparecer todos los tipos de niveles ni en ese orden.

El proceso de formación de un derrubio estratificado empieza necesariamente con la meteorización mecánica por procesos de hielo-deshielo en un escarpe rocoso. El crioclasto cae por gravedad y se acumula al pie del escarpe. Los niveles que carecen de matriz (Tipo 1) se interpretan como resultado de un lavado por agua de escorrentía que puede proceder de la fusión de neveros que tapicen las laderas o incluso cubran zonas por encima de los escarpes rocosos (Guillien, 1951; Coltorti y Dramis, 1987, 1988). Otros orígenes invocados para el agua que lava la ladera es la fusión de la capa activa del permafrost (Tricart y Cailleux, 1967; Journaux, 1976). En general, el lavado de la ladera explicaría la falta de matriz, la uniformidad dimensional de los clastos, su disposición prevalente paralela a la ladera y los límites inferiores erosivos. La nieve parece ser un agente morfogenético importante debido a la existencia de nichos de

nivación sobre muchos depósitos y la distribución de distintos niveles de acuerdo a la orientación de las laderas y la altitud (Coltorti y Dramis, 1987). Esto remite necesariamente a unas condiciones climáticas muy frías, con persistencia del manto nival durante varios meses al año y continuos ciclos de hielo-deshielo sobre las paredes rocosas, que de esta manera serían capaces de suministrar abundantes gelifractos al depósito inferior.

En los niveles que poseen matriz, el origen de ésta es por meteorización química bien de la parte superior del depósito, bien por procesos edafogenéticos sobre la ladera en momentos de clima más templado que pueden conllevar un recubrimiento parcial o total de vegetación. No se descarta tampoco la microgelifracción y la acumulación eólica de loess.

Resulta algo más complicado explicar las clasificaciones de sedimentos que se observan a veces en ciertas unidades. El enriquecimiento de finos a techo de un nivel puede producirse por la pérdida de efectividad de aguas de escorrentía (Coltorti y Dramis, 1987). Cuando dominan los gruesos a techo puede deberse a la acción de agujas de hielo que produzcan crioturbación (Guillien, 1951).

6.2.1.3 Derrubios estratificados en el macizo de Cotiella

El macizo de Cotiella es pródigo en este tipo de depósitos. Si bien no es un elemento que destaque en el relieve, el análisis detallado de sus laderas revela su abundancia.

A excepción de la orientación norte, en la que menos abundan, cualquier otra exposición es favorable para su desarrollo. Destacan los grandes depósitos de los valles orientados al sur, Los Neis, Yali y la cabecera del Irués (ver Mapa Geomorfológico). Existen también en el perímetro del macizo abundantes depósitos con orientaciones este, oeste, y noroeste como predominantes si bien no exclusivas.

Las cotas son también muy variables. Hay numerosos ejemplos en las zonas más bajas, entre 700 y 900 m, pero ascienden hasta los casi 1.800 m de altitud en el valle de Los Neis.

Afloran tanto en la cabecera de los valles, especialmente en los tres grandes valles mencionados, como en la base de laderas escarpadas en el entorno de los tres ríos principales que bordean el macizo, en ocasiones apoyándose sobre niveles bajos de terrazas fluviales, a las que fosilizan o sobre generaciones más antiguas de otros tipos de

derrubios, como en el caso de la Inclusa. La erosión fluvial y glaciaria ha generado grandes escarpes en los derrubios de Yali y Los Neis. Asimismo, el conjunto de torrentes que bajan por la cara sur de la Planota permite ver algunos cortes de los derrubios situados al norte del Cinqueta. En el resto de casos, los afloramientos que dejan apreciar la estructura interna de los depósitos se debe a explotaciones de áridos o a taludes de carretera.

La continuidad lateral de los depósitos de Yali y Los Neis es muy grande, alcanzando hasta dos kilómetros en el primer caso. Los que orlan a los tres ríos que rodean el macizo son cuerpos más fragmentados y por tanto menos continuos en desarrollo lateral, con afloramientos de algunas decenas o, a lo sumo, centenares de metros. Debido a sus pequeñas dimensiones, con límites a menudo difíciles de precisar, prácticamente ninguno se ha reflejado en el mapa geomorfológico.

En cuanto a la potencia, destacan los espesores de los tres depósitos de los valles con orientación sur, que pueden superar los 50 m. En el resto están, generalmente, entre 3 y 15.

Todos los depósitos que se desarrollan en torno a los ríos Cinca, Cinqueta y Esera están cubiertos por canchales.

De todos los casos observados, se han elegido para un análisis más detallado los depósitos de San Marzial y del Paso de las Debotas, ambos en la margen derecha del Cinca, el de las Ubagas en la margen izquierda del Esera y el del barranco Yali (Figura 6.2).

- San Marzial (UTM 270477, 4717881; Mapa Geomorfológico)

Este depósito se sitúa a 750 m de altitud con orientación suroeste y está localizado a pie de carretera. Su aprovechamiento como gravera permite ver un corte lateral del que se deduce una potencia máxima de unos ocho metros, aunque García Ruiz *et al.* (2000a) la estiman en 20. La naturaleza inestable de esta acumulación hace que el frente esté casi totalmente derrubiado, formándose un canchal. No obstante, se reconocen en la zona más alta algunas estructuras interesantes que sugieren formas de canales, posiblemente en relación con procesos de transporte del material por la ladera en forma de coladas o flujos de derrubios durante la fase de formación del depósito.

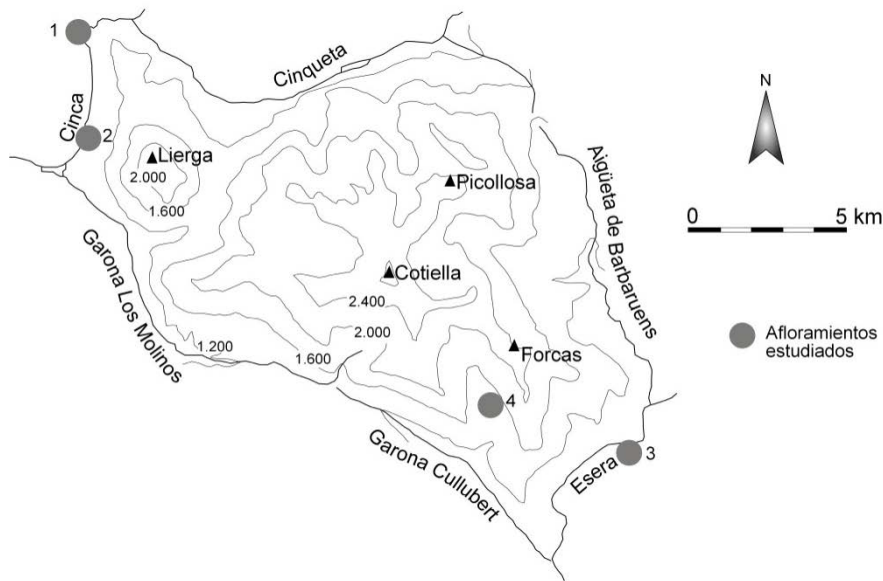


Figura 6.2. Mapa de situación de los derrubios estratificados estudiados (1: San Marzial, 2: Debotas, 3: Ubagas, 4: Yali).

Se trata de un derrubio con una estructura interna compleja que revela una deposición en, al menos, dos fases distintas separadas por un paleosuelo de escaso desarrollo pero bien visible (Foto 6.1; Figura 6.3).

La Unidad inferior, más grande y compuesta por más niveles, tiene un buzamiento medio de 35° mientras que la Unidad superior es más tendida y menos potente. Un canchal recubre discordantemente un nivel de suelo funcional y el conjunto del depósito.

El derrubio se emplaza bajo un escarpe irregular formado por calizas de la Fm Baziero, parcialmente cubiertas en su zona inferior por el propio depósito. Un canchal recubre discordantemente la totalidad del depósito.

Dentro de cada una de las dos unidades discriminadas se han reconocido varios niveles (Figura 6.3) que se describen a continuación.



Foto 6.1. El derrubio estratificado de San Marzial.

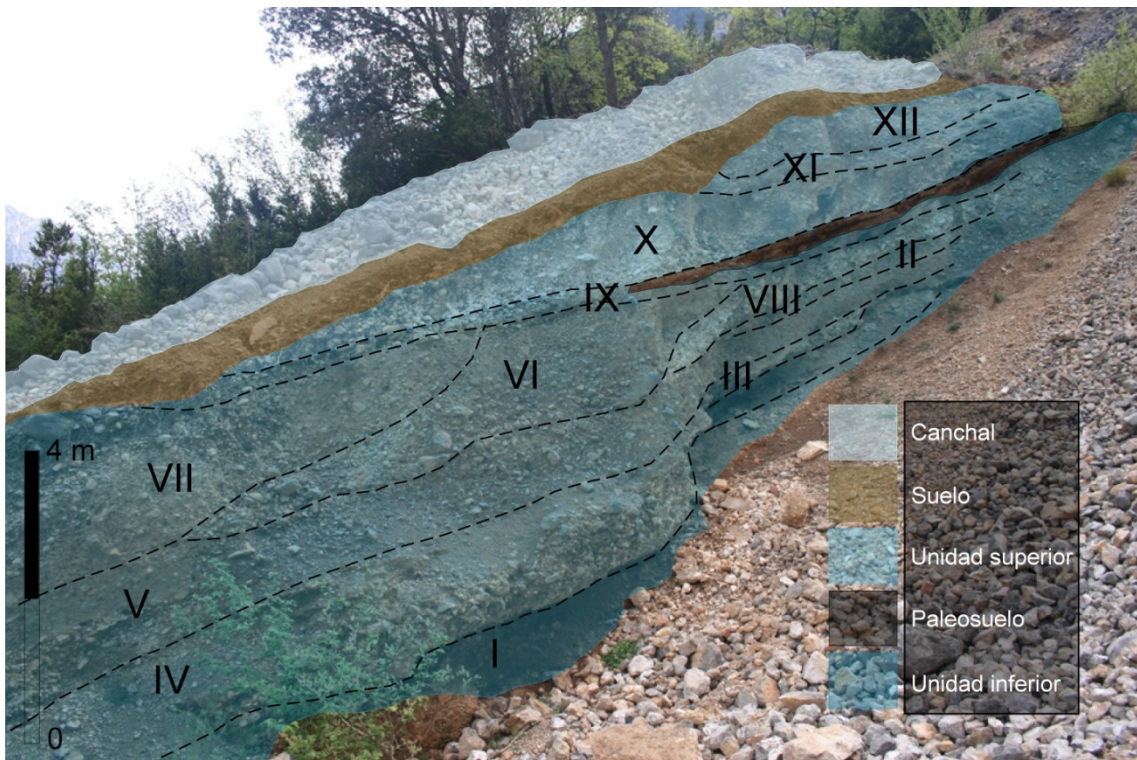


Figura 6.3. Estructura general del derrubio estratificado de San Marzial.

Unidad Inferior, de muro a techo:

Nivel I: gravas centimétricas con pasadas esporádicas de cantos decimétricos. El espesor del conjunto es de 70 cm. No se observa imbricación ni selección. La matriz es arenosa y escasa lo cual, junto a la textura clasto sostenida, permite clasificar este nivel como de tipo 3 (Wasson, 1979).

Nivel II: capa grisácea de grava con algunos cantos decimétricos. Su potencia es de 20 cm y su textura es clasto sostenida. Hay algo de matriz arenosa relleno de huecos. No se aprecia ordenación ni imbricación en los cantos. Se trata de un nivel de tipo 2.

Nivel III: delgada capa de unos 10 cm de espesor compuesta por grava fina muy cementada.

Nivel IV: formado por cantos decimétricos sin estructura ni orientación y con una potencia de 90 cm. El nivel está cementado por carbonato cálcico observándose, incluso, alguna pequeña estalactita de tres centímetros de longitud y un centímetro de diámetro. La ausencia de matriz permite clasificarlo como tipo 1.

Nivel V: capa de 60 cm compuesta por cantos con eje mayor, en general, inferior a diez centímetros. Algún bloque aislado alcanza los 30 cm. Abundante matriz de arena gruesa y grava fina con arcilla de color rojizo oscuro. No hay selección de cantos pero sí cierta orientación según el buzamiento del nivel. La textura es matriz sostenida y se clasifica como tipo 4.

Nivel VI: prácticamente igual que el anterior, es una capa de 60 cm también de tipo 4 que se diferencia de la anterior en que en ésta hay una mayor presencia de bloques (el mayor de 70 cm de eje mayor), los más grandes orientados según el buzamiento del depósito. La matriz es algo más clara que en el nivel VII.

Nivel VII: con una potencia de entre 60 y 70 cm, presenta una secuencia granodecreciente. A muro se observa un subnivel de cantos centimétricos y alguno decimétrico que incluso llegan a tener textura clasto sostenida y que están algo cementados. A techo va aumentando progresivamente la matriz, que está compuesta por arena fina, y la textura es matriz sostenida. Los cantos están ligeramente orientados según la pendiente. Se trata de un nivel de tipo 4.

Nivel VIII: de similares características al nivel VIII, su espesor es de 55 cm y está compuesto por cantos decimétricos con textura clasto sostenida y ausencia de matriz. Los más grandes, de eje mayor superior a 20 cm, están ligeramente orientados según el buzamiento. Los cantos más gruesos se encuentran a muro del nivel. Se clasifica como tipo 1.

Nivel IX: su potencia es de 20 cm, es un nivel con algo de matriz limosa de color oscuro. La mayor parte de los cantos tiene un eje mayor menor de diez centímetros. La textura es clasto sostenida y se clasifica como tipo 2.

Unidad superior:

Se apoya sobre un nivel delgado, unos diez centímetros, de color muy oscuro y con restos de materia orgánica que se apoya discordante sobre la unidad anterior y que se interpreta como un paleosuelo.

Nivel X: inmediatamente sobre el paleosuelo, y con contacto erosivo sobre él, se encuentra una capa de 50 cm muy similar a los niveles VIII y V ya descritos. La textura es clasto sostenida, carece de matriz y está cubierto por un cemento carbonatado de color blanco. Los cantos más gruesos se encuentran a muro del nivel y aquellos con eje mayor superior a 15 cm están ligeramente orientados según el buzamiento de la capa. Se clasifica como tipo 1.

Nivel XI: pequeña capa de 15 cm de potencia, muy cementada y formada por grava fina a modo de matriz con algunos cantos centimétricos y decimétricos inmersos en ella. La textura matriz sostenida permite clasificarlo dentro del tipo 4.

Nivel XII: rematando a techo el depósito, en su parte superior, se encuentra este nivel de hasta 60 cm de grosor. Está compuesto mayoritariamente por cantos centimétricos, algún bloque decimétrico y grava fina. La matriz es más arenosa a techo y más limosa a muro de la capa. La textura es matriz sostenida y los cantos, al contrario que la matriz, carecen de ordenación u orientación. Corresponde al tipo 4.

- Paso de las Debotas (UTM 270508, 4715676)

Algo más al sur del derrubio de San Marzial se encuentra el Paso o Congosto de las Debotas, formado por escarpadas paredes con un desnivel próximo al centenar de metros. La mayor parte de los sedimentos que se desprenden caen directamente al río debido a la verticalidad de las mismas y a la estrechez del congosto. Sin embargo, tanto al norte como al sur del túnel que lo cruza existen pequeñas acumulaciones sedimentarias de interés donde los derrubios estratificados constituyen el tipo principal, aunque no único, de registro sedimentario. Algunas de esas acumulaciones han sido estudiadas por García Ruiz *et al.* (2000a).

El caso estudiado se encuentra al norte del túnel de las Debotas. Pese a sus reducidas dimensiones tiene un gran interés porque se apoya directamente sobre un nivel de terraza fluvial del río Cinca.

Está orientado hacia el este y tiene una potencia total de 5,2 metros. Su buzamiento medio es de 32° y su altitud aproximada es de 700 m. La roca de caja son calizas ilderdienses del bloque inferior del manto de Cotiella.

Dentro de este derrubio estratificado se han discriminado tres niveles con las siguientes características (Figura 6.4).

Nivel I: el nivel basal tiene un espesor de 1,2 metros y en él se pueden realizar nuevas divisiones:

A: de 60 cm, está formado por tres capas decimétricas. La más baja, en contacto erosivo sobre la terraza, está compuesta por cantos angulosos decimétricos. Varios cantos tienen ejes mayores superiores a 30 cm.

La textura es clasto sostenida y se ve cierta orientación de los clastos según la pendiente. Se clasifica como Tipo 1.

La siguiente capa tiene cantos centimétricos, el más grande con eje mayor igual a diez centímetros, y la mayoría en torno a dos y tres centímetros. Hay abundante matriz y la textura es matriz sostenida, por lo que pertenece al Tipo 4.

El techo de I_A está compuesto por cantos centimétricos y decimétricos, siempre menores de 15 cm de eje mayor con textura clastosostenida y algo de cemento carbonatado. Corresponde a un tipo 2/3.

B: su potencia es de 60 cm y está formado por cantos muy angulosos centimétricos a muro y decimétricos a techo, aumentando también su proporción respecto a la matriz de finos. La textura es matriz sostenida incluso a techo. Los cantos más grandes presentan una leve orientación según la pendiente. Corresponde a un tipo 4.

Nivel II: con una potencia de dos metros, está formado por cantos decimétricos alcanzando alguno incluso un metro de eje mayor, especialmente hacia el frente. La textura es clastosostenida y se aprecia una escasa orientación de los clastos que afecta sólo a los de mayor tamaño. Se observa un cemento carbonatado en el frente del nivel pero no en el interior del mismo, donde incluso existe un lentejón de finos de medio metro de espesor que engloba algún canto dentro. Uno de estos cantos es redondeado y puede proceder, por tanto, de algún nivel de terraza superior del que no queda hoy ningún resto. El conjunto del nivel II se clasifica como tipo 1.

Nivel III: su espesor es de dos metros. Está compuesto por cantos centimétricos y, esporádicamente, decimétricos englobados en una matriz de finos y con textura matriz sostenida. Los clastos son escasos y no se aprecia orientación en ellos. Corresponde a un nivel de tipo 4. Ocasionalmente hay pequeñas intercalaciones con mayor número de clastos e incluso una capa interna continua de medio metro de espesor con textura clasto sostenida y algún eje mayor de 60 cm con orientación según la paleopendiente. Este nivel interno se clasifica como tipo 1.

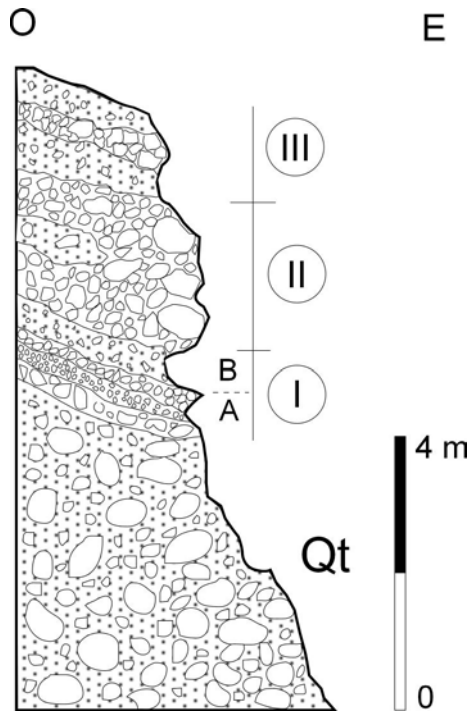


Figura 6.4. Corte del derrubio estratificado del Paso de las Debotas. Qt es una terraza del río Cinca, localizada a 7 m sobre el cauce.

- Ubagas (Ésera) (UTM 286588, 4704447)

A lo largo de casi todo el tramo de carretera entre Campo y Seira se observan numerosos derrubios estratificados que constituyen depósitos en general de poca continuidad lateral, como consecuencia de la erosión que producen las canales y barrancos que drenan al Ésera, y al escaso espesor debido a la elevada pendiente de las laderas y la inminencia de los grandes escarpes rocosos generados en las calizas cretácicas de la formación Baziero.

De entre todos los afloramientos que distintas explotaciones de áridos permiten apreciar, se ha escogido para una descripción más detallada el de las Ubagas, próximo al kilómetro 397 de la N-260 (Foto 6.2, Figura 6.5).

Se encuentra a 790 m de altitud, su espesor es de unos cinco metros y su orientación es al noroeste. El buzamiento medio del derrubio es de 25° y está compuesto por cuatro niveles, de techo a muro:



Foto 6.2. Derrubio estratificado de las Ubagas.

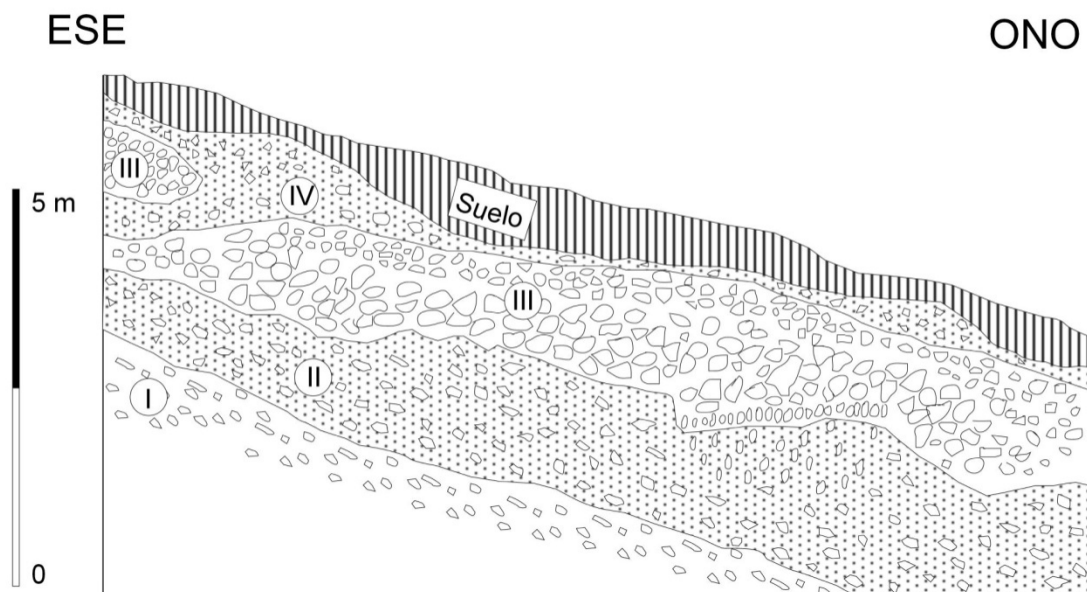


Figura 6.5. Esquema del derrubio estratificado de Ubagas, en la margen izquierda del Ésera.

Nivel I: potencia de 1,5 m y compuesto por cantos centimétricos. La mayor parte de ellos con eje mayor menor de cinco centímetros. La textura es clasto sostenida y la ausencia de matriz es casi total. Esporádicamente se aprecia alguna cementación carbonatada. Los cantos son muy angulosos y están orientados según el buzamiento del nivel, que diverge ligeramente del de la ladera actual. Se trata de un nivel de tipo 1.

Nivel II: capa de hasta dos metros de espesor formada por cantos mayoritariamente centimétricos. Abundante matriz que varía de grava fina a muro del nivel pasando a arena de grano medio de color marrón a techo, especialmente en los 30 cm superiores. En este nivel se observan distintas orientaciones de los clastos. Por un lado, en la parte inferior, se disponen paralelos a la pendiente de la paleoladera. En el metro superior los cantos se encuentran, al igual que sucede con los más bajos del nivel III, con su eje mayor en la vertical. Se clasifica el nivel como de tipo 4.

Nivel III: capa de grava con esporádicos bloques decimétricos (eje mayor de hasta 35 cm). Puntualmente queda englobado en el nivel IV. Se puede dividir en tres subniveles:

A: con una potencia menor de 30 cm, los cantos vuelven a disminuir su tamaño por debajo de los diez centímetros de eje mayor. La textura es matriz sostenida y hay una cementación de carbonato muy blanco y duro. Tiene menor continuidad lateral que los otros dos subniveles. Es un nivel de tipo 4.

B: alcanza 60 cm de espesor y sus cantos son mayores de diez centímetros de eje mayor, con algún bloque de hasta 35 cm. La textura es grano sostenida y entre los cantos hay un cemento calcáreo que llega a recubrir algún canto con envueltas de un centímetro de grosor. No hay orientación de los cantos. Es un nivel de tipo 1.

C: tiene una potencia máxima de medio metro y ocupa la posición superior. Los cantos que lo componen son siempre menores de diez centímetros de eje mayor y la textura es clasto sostenida, sin orientación aparente entre los cantos. El nivel está totalmente cementado por un carbonato blanco-rosáceo. Se clasifica como tipo 1.

En general, el límite entre el nivel II y el III es un contacto erosivo.

Nivel IV: se encuentra inmediatamente bajo el suelo y está bastante afectado por procesos edáficos. La invasión por raíces es general y muy probablemente estas circunstancias hayan alterado las características originales del estrato.

Está formado por cantos angulosos de eje mayor que rara vez supera los diez centímetros. No se aprecia ordenación aparente. Contiene abundante matriz arenosa marrón y su textura es matriz sostenida, por lo que se clasifica como tipo 4. Presenta notables variaciones de espesor, oscilando entre un metro en las zonas máximas y 20 cm en las mínimas.

Unos metros más abajo siguiendo la carretera se observa otro corte del mismo depósito, en el que además de los niveles anteriores, es posible identificar otro nivel más situado estratigráficamente bajo el I:

Nivel 0: disposición paralela al I y con la misma textura pero, a diferencia del anterior, de un marcado color anaranjado en contraste con el gris del I y formado con clastos con eje mayor superior a los 10 centímetros. Aparece una intercalación en la mitad del nivel de 20 cm rica en finos y muy cementada. La potencia total de este nivel, de tipo 1, es de dos metros.

La ladera actual tiene un contacto discordante con el conjunto del depósito y está recubierta por un canchal que recubre el suelo.

- Yali (UTM 282580, 4706269; ver Mapa Geomorfológico)

Buena parte del valle de Yali se encuentra parcialmente relleno por derrubios estratificados. Se pueden diferenciar dos grandes conjuntos en función de su ubicación y su distribución altitudinal. En la parte media y baja del valle, en torno a los 1.000 m de altitud y cotas inferiores, existen depósitos similares a los descritos en San Marzial, Las Debotas y Ubagas en cuanto a potencia, extensión lateral, características y aspecto interno de las capas, etc.

Sin embargo en la zona de cabecera encontramos depósitos de gran desarrollo vertical (superior a 50 m observada en algunos cortes) y continuidad lateral (hasta 1,5 kilómetros). El buzamiento de los niveles que componen estos depósitos es marcadamente distinto al de la ladera actual.

La erosión efectuada por el Barranco Yali ofrece buenas secciones del depósito. En detalle se aprecia una fuerte cementación general, lo que ha permitido la generación de una morfología de paredes elevadas sobre el cauce, con perfil extraplomado, de varios metros de altura, algo en principio impensable en el resto de depósitos estudiados dada la escasa cohesión de los sedimentos que forman estas acumulaciones.

Lo abrupto del terreno impide realizar un perfil detallado que abarque todo el depósito. La descripción se limita a una pared de cuatro metros en la margen izquierda de la cabecera del barranco situada a 1.450 m de altitud (Figura 6.6). El buzamiento de esta parte del depósito es de 15° y está orientado al sur. Como rasgo común a todos los niveles, se observa una notable cementación de los cantos. A veces el cemento supera el centímetro de grosor e incluso se han generado cristalizaciones de calcita a modo de geodas con cristales de medio centímetro.

En el tramo de derrubios analizado se han diferenciado ocho niveles distintos (Figura 6.6) que de muro a techo presentan las siguientes características:

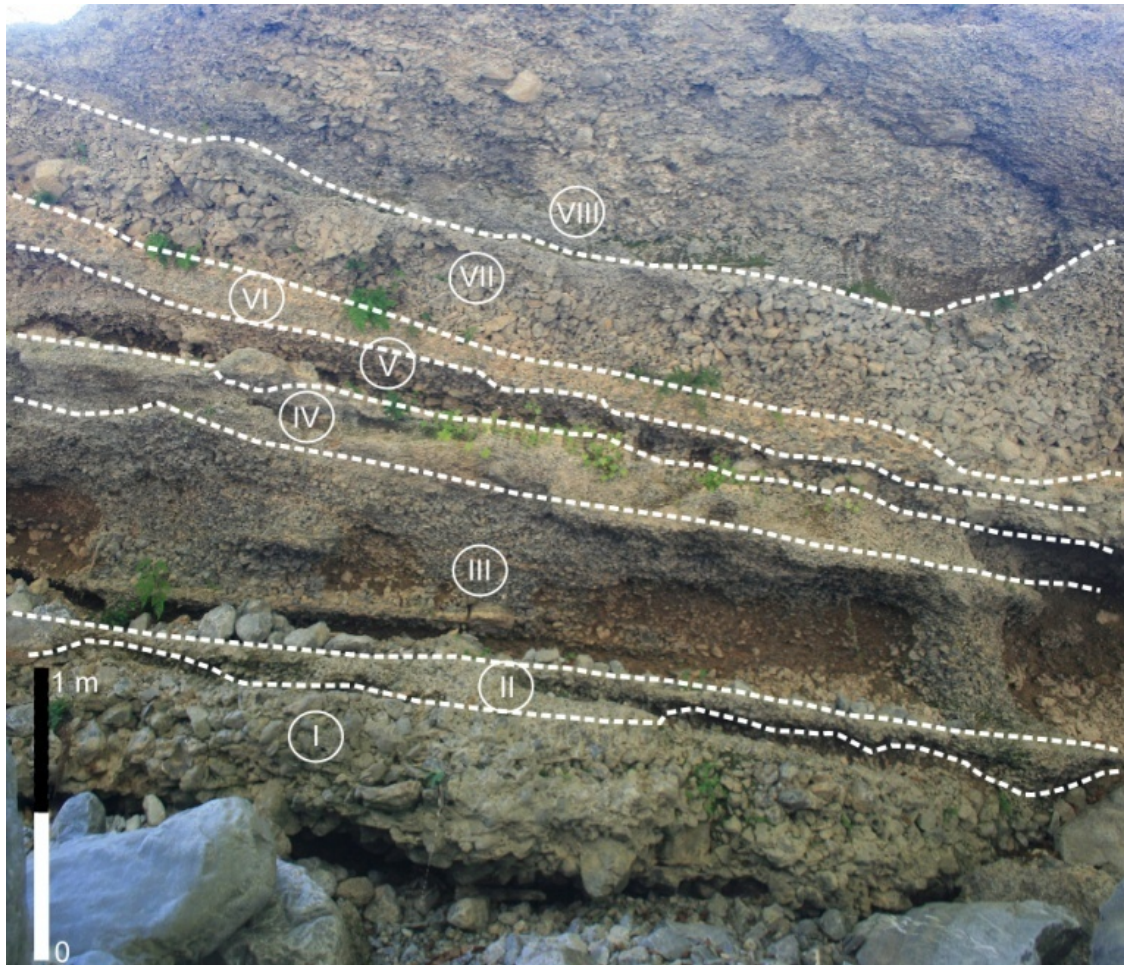


Figura 6.6. Detalle del derrubio estratificado analizado en el valle de Yali.

Nivel I: su potencia es de 60 cm y está formado por cantos centimétricos y alguno decimétrico (hasta 15 cm de eje mayor) sin orientación alguna. Esporádicamente se ven cantos de 30 cm. La textura es clasto sostenida, con grandes huecos vacíos entre clastos pero también un cemento de calcita de hasta un centímetro de grosor. Se clasifica como tipo 1.

Nivel II: espesor de 30 cm y textura clasto sostenida. El tamaño medio los clastos es de entre dos y cuatro centímetros. El conjunto del depósito está fuertemente cementado y parece deducirse una textura clasto sostenida pero con presencia de algo de matriz, lo que indica un tipo 2.

Nivel III: con una potencia de 80 cm, la capa está formada por cantos de eje mayor de entre cinco y diez centímetros en la base, pasando a techo a tamaños de dos o cuatro centímetros en una secuencia granodecreciente. La textura es clasto sostenida. Se aprecia matriz entre clastos que en la base no está cementada y aparece bastante húmeda. A techo del nivel sí está más cementada. El nivel húmedo y no cementado es más fácilmente erosionable por las riadas esporádicas de este barranco (que habitualmente está seco) y forma un entrante sobre el cual se desarrolla un extraplomo. Por la cantidad de matriz se clasifica como tipo 3.

Nivel IV: nivel de entre 30 y 40 cm con textura clasto sostenida. El tamaño de grano disminuye bastante respecto al nivel subyacente, siendo menor de un centímetro, y está fuertemente cementado. Es posible apreciar matriz que en algunos sectores se hace abundante y en la que flotan los clastos. En esos sectores la clasificación sería de tipo 4 mientras que en el resto es de tipo 3.

Nivel V: con medio metro de potencia, el tamaño de grano es considerablemente mayor (10-15 cm) y decrece a techo hasta los dos o tres centímetros. Textura clasto sostenida y cemento carbonado. La matriz tiene características similares al nivel III y se clasifica también como tipo 3.

Nivel VI: entre 20 y 30 cm de espesor. El tamaño de los cantos es menor a cinco centímetros con algún bloque de 15 o 20 cm en la base del nivel. Los cantos están separados completamente por un cemento carbonatado sin que queden evidencias de matriz detrítica. Por el hecho de no existir una textura clasto sostenida se puede clasificar como tipo 4.

Nivel VII: 40 cm de potencia y clastos de un tamaño medio entre 10 y 15 cm con algunos de hasta 30 cm, sin clasificación aparente. Al igual que en el resto de niveles no se aprecia orientación. Hay algo de cemento carbonatado. Nivel de tipo 1.

Nivel VIII: se observan 50 cm pero a techo ha sufrido erosión, por lo que pudiera haber tenido un espesor mayor. El tamaño de los clastos es inferior a diez centímetros pero con algún bloque más grueso a muro. La textura es clasto sostenida y el nivel está fuertemente cementado. No hay evidencias de matriz detrítica, por lo que se clasifica como tipo 1.

6.2.1.4 Interpretación y propuesta cronológica de los derrubios estratificados

Del estudio de depósitos seleccionados se pueden extraer diversas conclusiones tanto a nivel individual como a escala de macizo.

En el derrubio de San Marzial la sucesión más frecuente es la de tipos 1-4, como ocurre también en derrubios de los Apeninos (Coltorti y Dramis, 1987). Llama la atención la no existencia de ninguna serie completa 1-2-3-4 e incluso la aparición de niveles 2 y 3 no sucesivos a un tipo 1, como los citados autores italianos sugieren que es habitual.

Para el origen de los niveles de tipo 1, sin matriz, es preciso un lavado intenso del depósito muy probablemente por agua proveniente de la fusión nival (Guillien, 1951; Coltorti y Dramis, 1987, 1988). Por tanto, la abundancia de niveles de tipo 1 indica una presencia de importantes espesores de nieve.

Los depósitos de tipo 4 están en relación con períodos climáticamente más templados e incluso con un posible desarrollo de suelo sobre los sedimentos (Coltorti y Dramis, 1987, 1988). La existencia de un paleosuelo separando las unidades I y II

indica cuando menos el cese temporal de las condiciones frías y una etapa lo suficientemente larga de clima más suave como para que se erosione el depósito precedente y se forme un suelo sobre el nuevo perfil de ladera. Un recrudecimiento climático favorecería el desarrollo de nuevas capas de derrubios sobre la unidad anterior. El predominio de términos de tipo 4 puede indicar que ese recrudecimiento no alcanzó el rigor de las condiciones que generaron las capas subyacentes.

El derrubio estudiado en el congosto de las Debotas muestra también una predominancia de la sucesión 1-4, señalando la alternancia de momentos con presencia de un manto nival y gelifracción con otros de condiciones climáticamente más suaves que permiten la acumulación y preservación de finos en ciertos niveles. La presencia de bloques de gran tamaño indica también la ocurrencia de fenómenos meramente gravitacionales que pueden funcionar de manera más o menos ajena a la dinámica acumulativa estrictamente periglaciaria del conjunto del depósito. La concentración de bloques grandes en la zona más distal del derrubio también puede indicar una cierta reordenación de cantos por procesos gravitacionales.

El depósito de las Ubagas muestra una alternancia de niveles de tipo 1 y 4 sin que se encuentren niveles de tipo 2 y 3. Además de este rasgo, común como se ha visto en el resto de depósitos desarrollados en el mismo rango altitudinal, existe una característica muy llamativa y es la aparición de un nivel de cantos claramente orientados en la vertical. En general, las condiciones de formación de este depósito hablan de alternancia de momentos muy fríos con aporte de clastos y presencia de un manto nival persistente y espeso, con otros de clima más moderado que permiten la formación de los niveles de textura matriz sostenida. Adicionalmente, la presencia de cantos verticales indica la existencia de suelos helados que reordenaron los cantos que estaban entonces en las inmediaciones de la superficie.

En cuanto al depósito del Barranco Yali, el hecho de haber estudiado en detalle 4 metros de un derrubio que alcanza espesores mayores a 50 m hace que cualquier generalización haya de ser realizada con ciertas prevenciones.

En cualquier caso, resulta llamativo que aparezca por primera vez una secuencia completa de tipos del 1 al 4, lo cual puede ser indicativo de unas condiciones de frío mantenidas durante más tiempo. Pero sin duda, el hecho más significativo a escala de afloramiento es la intensa cementación que se observa en la práctica totalidad de los

niveles. Esta característica está también presente en los derrubios de Los Neis (Foto 6.3 A).

La cementación mencionada hace posible, por ejemplo, la existencia de paredes verticales o extraplomadas de decenas de metros, algo impensable en cualquiera de los otros depósitos estudiados, que se derrubian con suma facilidad.

Se puede hablar claramente, por tanto, de dos conjuntos de derrubios estratificados. Uno está formado por depósitos fuertemente cementados, de gran continuidad lateral y espesor, probablemente con secuencias más completas y que se encuentran a elevadas altitudes y con orientaciones preferentemente meridionales.

El otro gran grupo está integrado por afloramientos fragmentados, en general poco potentes, con cementación presente sólo en niveles aislados (generalmente de tipo 1), donde predominan las secuencias 1-4 y que se hallan en un rango altitudinal muy concreto, entre 700 y 900 m aunque existen ejemplos ligeramente sobre los 1.000 m. A diferencia de los anteriores, los derrubios de este segundo tipo aparecen prácticamente en cualquier orientación.

Existen diversos intentos de adscribir distintos derrubios estratificados a fases frías recientes dentro del Cuaternario a escala regional.

En los Pirineos, Peña *et al.* (1998) han datado dos depósitos. El derrubio de Eripol ofrece una edad de 20.060 ± 180 B.P. y el del Turbón 9.650 ± 156 B.P. En general consideran dos grandes etapas de generación de estas acumulaciones sedimentarias. Una, coincidente con el LGM (la datada en Eripol), sería responsable de la formación de derrubios estratificados en zonas de baja altitud como Graus. La otra, de edad Tardiglaciario (YD), sería en la que se formaron la mayoría de los depósitos visibles actualmente. Estos autores señalan una posible dinámica polifásica que se extendería hasta comienzos del Holoceno.

García Ruiz *et al.* (2000a) presentan dos dataciones, una en las Sierras Exteriores (Bentué de Rasal) con 13.770 ± 100 B.P. y otra en las Debotas, por tanto dentro de nuestra zona de estudio, fosilizada por una estalagmita que creció entre 10.910 ± 55 y 9.040 ± 100 B.P.

Regionalmente, en el centro de la cuenca del Ebro, Valero *et al.* (2004) identifican un derrubio estratificado con 17.100 BP a partir de radiocarbono sobre polen concentrado.

En la Cordillera Ibérica turolense, Peña *et al.* (2000), señalan tres etapas de formación de derrubios estratificados. La más antigua la sitúan previa al LGM (Riss reciente). La segunda etapa, o etapa general según su nomenclatura, está próxima al límite Pleistoceno-Holoceno. Por último, indican la presencia de acumulaciones periglaciares del Holoceno medio y superior.

A escala de cuenca mediterránea, en los Apeninos, Coltorti y Dramis (1988) han establecido tres generaciones de derrubios. La más antigua depositada antes de 0,25-0,29 Ma, la segunda al final del Riss y la tercera al comienzo del Würm, hace 50.000 años. Resulta interesante la edad que alcanzan estos registros por la antigüedad que representa.

En el macizo de Cotiella es evidente la existencia de dos generaciones distintas de derrubios estratificados. Una de ellas comprende a los grandes afloramientos de los valles con orientación sur. La fuerte cementación que sufren estos depósitos sugiere una edad bastante antigua. Tanto en los valles de Irués (Foto 6.3 B) como de Los Neis se observa además cómo morrenas glaciares pertenecientes a distintas fases (próximas al máximo y de retroceso) yacen sobre estos sedimentos. Se podría hablar pues de una fase de intensa actividad nivoperiglaciaria, previa al último máximo glaciar de los Pirineos (fase Salinas, MIS 4), en la que prácticamente se rellenaron estos valles con derrubios estratificados. Tanto en el valle de Los Neis como en el de Yali y en el barranco Monteniri se conservan paleofondos de valle que indican el nivel alcanzado por estos rellenos sedimentarios. La actividad glaciar y fluvial posterior produjo el encajamiento de la red hídrica y la progresiva aparición de los grandes escarpes a favor de los derrubios cementados.

La segunda generación de derrubios, de un rango altitudinal y características internas muy similares, corresponderían al Tardiglaciario (Dryas reciente) y al Holoceno inicial. Las dataciones efectuadas en el depósito de las Debotas por García Ruiz *et al.* (2000a) así lo indican. Adicionalmente, la práctica totalidad de los derrubios de esta generación están fosilizados por canchales atribuibles a la Pequeña Edad del Hielo y con distinto grado de recubrimiento vegetal en la actualidad debido a la menor rigurosidad en las condiciones climáticas en cotas bajas.

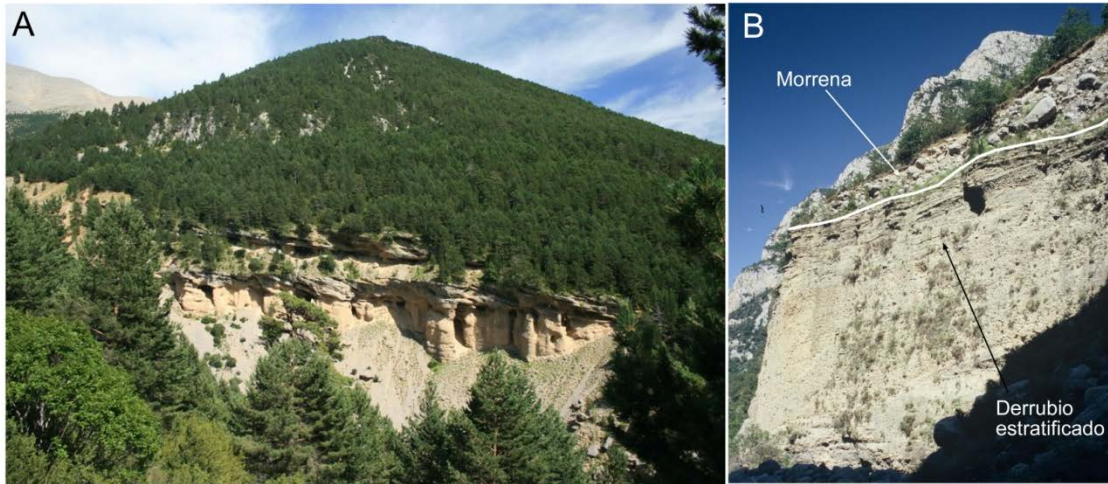


Foto 6.3. Derrubios estratificados antiguos en la vertiente sur del macizo de Cotiella. A: Derrubios en el valle de Los Neis, mostrando una fuerte cementación. B: Morrena lateral del glaciar de Irués sobre derrubios estratificados periglaciares.

6.2.2 Glaciares rocosos

6.2.2.1 Definición, características generales y clasificaciones

Los glaciares rocosos son una de las morfologías más características de los ambientes periglaciares en la alta montaña y constituyen agentes capaces de transportar grandes masas de sedimentos a baja velocidad en un ámbito espacial reducido. En términos generales pueden definirse como una masa de clastos angulosos en forma de lengua o lobulada, con hielo en su interior que se mueve ladera abajo. El hielo cementa los detritos o está bajo la forma de un núcleo de hielo cubierto por fragmentos rocosos (Gutiérrez, 2001). La mayor parte de las definiciones que se encuentran en la literatura científica cargan el peso en aspectos morfológicos, ya que existe cierta controversia en los genéticos. Así, puede hablarse de la existencia de dos escuelas distintas. Por un lado figuran aquellas que defienden una naturaleza de estas geoformas únicamente periglacial y excluyen un origen derivado de glaciares blancos (Barsch, 1977, 1996; Haerberli, 1985; Berthling, 2011). Por otro hay una segunda escuela que admite orígenes diversos que pueden converger en una morfología de glaciar rocoso (Potter, 1972; Whalley, 1974; Martin y Whalley, 1987) incluyendo expresamente la evolución de glaciar a glaciar rocoso.

Para eludir esta controversia, Berthling (2011) propone una definición que no es genética en cuanto al origen del hielo o de los derrubios pero sí en cuanto al proceso responsable de la deformación que provoca la típica morfología propia de estas

geoformas. Un glaciar rocoso activo es, según este autor, la expresión visible de la deformación acumulativa por reptación de largo término de una mezcla de hielo y derrubios bajo condiciones de permafrost.

Más allá de las diferencias en cuanto al origen del hielo que se encuentra en el interior de un glaciar rocoso activo, existe un acuerdo general en lo que se refiere a las características morfológicas de cualquier aparato.

Habitualmente están delimitados por cordones laterales abruptos y un frente escarpado, con inclinaciones medias en torno a 40° (Barsch, 1977). La superficie está formada por cantos angulosos, a menudo con volúmenes superiores a un metro cúbico. Bajo la superficie el tamaño de grano decrece al aumentar la profundidad. En superficie exhiben formas de flujo, habitualmente representadas como surcos y cordones arqueados perpendiculares a la dirección de flujo y, en menor medida, por cordones longitudinales (Dramis y Smiraglia, 1986; Martin y Whalley, 1987). Es común en muchos glaciares rocosos activos que los ejes mayores de los bloques y cantos de mayor tamaño estén orientados en el sentido del flujo. Dados los lugares donde suelen desarrollarse (fondos de valle o de circo) las pendientes generales de estos aparatos son de entre 7 y 12° (Dramis y Smiraglia, 1986).

El movimiento de estos aparatos se debe al flujo plástico por deformación y deslizamiento de acuerdo con la tensión provocada por el peso del conjunto hielo-derrubios y la capa de cantos y bloques de la superficie (Barsch, 1977; Dramis y Smiraglia, 1986).

La velocidad de movimiento de los glaciares rocosos es bastante discreta, de entre dos y tres órdenes de magnitud menor que los glaciares blancos (Martin y Whalley, 1987), lo que remite a valores entre 5 cm y 1 m/año y está influenciada tanto por el balance de masas del glaciar como por la temperatura del conjunto hielo-derrubios (Barsch, 1977). En los Pirineos existen medidas de velocidad media realizadas en el glaciar rocoso activo de Argualas (Valle de Tena), ofreciendo valores de entre 20 y 40 cm/año de media para el periodo 1991-2001 (Serrano *et al.*, 2006).

La distribución regional de los glaciares rocosos funcionales es bastante desigual según el ámbito geográfico que se considere. En los Alpes son muy abundantes, más en los Alpes Marítimos que en los suizos (Julian, 1977). En estos últimos se ubican desde la ELA hasta 400 m por debajo (Barsch, 1977) mientras que en macizos pirenaicos

como el de la Maladeta lo hacen hasta entre 100 y 300 m bajo ella (Lampre, 1994). Para los glaciares rocosos activos del Pirineo, se constata su existencia en el intervalo comprendido entre 2.600 y 3.010 m (Lampre *et al.*, 1997; Serrano y Agudo, 2004b).

La orientación revela que son más dependientes del clima que los glaciares blancos. En los Alpes suizos, un 67,1% están orientados entre NO y NE mientras que sólo el 58% de los glaciares blancos se ubican en ese rango de orientaciones (Barsch, 1977). En los Alpes Marítimos también se verifica esa diferencia, predominando la orientación N-NE para los glaciares y la N-NO para los glaciares rocosos (Julian, 1977). En el Pirineo aragonés los glaciares rocosos activos se encuentran íntegramente en caras N y NE (90% en orientación N) (Serrano y Agudo, 2004b) mientras que los glaciares rocosos fósiles de la zona de Panticosa muestran un 69% de orientaciones N y NE (Chueca, 1989).

En lo que se refiere a las condiciones climáticas que precisan, los frentes de los glaciares rocosos señalan el límite inferior del permafrost discontinuo. Se ubican en el piso crionival, bajo la ELA y por encima de la isoterma actual de -2°C (Barsch, 1996). Para los glaciares rocosos del Pirineo aragonés, Serrano y Agudo (2004b) no atribuyen su origen a unas condiciones climáticas precisas sino que los enmarcan en la deglaciación de montañas templadas con una génesis relacionada con las fases de retroceso glacial. Por tanto, no serían indicadores paleoclimáticos de humedad y temperatura sino de un ambiente de permafrost de montaña.

Las clasificaciones son muy variadas pudiendo estar basadas en diferentes rasgos. Existen recopilaciones exhaustivas de tipos de clasificaciones en diversas obras como Martin y Whalley (1987), Chueca (1989) y Whalley y Martin (1992). A continuación se citarán algunas de las más utilizadas en la bibliografía.

Uno de los criterios más inmediatos es la morfología. Así, existen clasificaciones en función de la forma en planta, la relación longitud/anchura (L/A) y la posición topográfica (Martin y Whalley, 1987). Según estos parámetros existen glaciares rocosos lobulados ($L=A$ o $L<A$) emitiendo uno o más lóbulos desde la parte alta de los taludes, en lengua ($L>A$) ocupando circos o extendiéndose valle abajo desde ellos y espatulados cuando se ensanchan abruptamente cerca del frente.

Según su funcionalidad (Martin y Whalley, 1987; Gutiérrez, 2001) puede hablarse de glaciares rocosos activos, cuando carecen de vegetación en los frentes, contienen

hielo interno, una capa de dos metros de detritos gruesos sobre el núcleo de material fino y hielo y disponen de dinamismo. Los glaciares rocosos inactivos aún albergan hielo en su interior pero carecen de movimiento. Algunos síntomas de inactividad son la colonización vegetal del frente y la formación de un abanico de derrubios al pie del talud frontal. El grosor de la capa externa alcanza los diez metros de potencia. Por último, los glaciares rocosos fósiles son aquellos que ya no contienen hielo en su interior. En su superficie pueden observarse colapsos por criokarst y una intensa colonización vegetal.

El modo de formación del hielo del glaciar rocoso es una cuestión muy discutida. Por un lado existen los glaciares cuya formación se debe a procesos periglaciares *sensu stricto* (Haeberli, 1985; Barsch, 1987). Para los autores que defienden este origen el permafrost es imprescindible. El flujo de la masa de derrubios se debe a la reptación del hielo interno.

El origen glaciar establece la posibilidad de que exista un núcleo de hielo perteneciente a un glaciar previo y que durante la paulatina fusión y retroceso del mismo haya quedado cubierto por una gruesa capa de derrubios. El permafrost no es necesario en esta opción aunque puede estar presente, y el flujo del delgado núcleo de hielo glaciar puede ser suficiente para explicar las características superficiales de un glaciar rocoso (Whalley, 1974; Martin y Whalley, 1987).

Finalmente existen clasificaciones genéticas que tratan de establecer la relación de los aparatos con distintos elementos geomorfológicos que han propiciado su origen. Una de estas clasificaciones es de Barsch (1977) que habla de glaciares rocosos bajo taludes o bajo morrenas terminales. Cabría añadir a estos los originados por por desprendimientos rocosos, ligados a eventos únicos de tipo catastrófico (Whalley y Martin, 1992). En el Pirineo se han citado aparatos así originados en el macizo del Turbón (Chueca y Julián, 1991). Por su parte, Johnson (1978) distingue glaciares rocosos de morrena, en la base de un talud, de avalanchas y de circo. Realmente estas clasificaciones deben considerarse como pseudogenéticas, ya que todas acaban haciendo referencia, a su vez, a la morfología de los glaciares.

6.2.1.5 Los glaciares rocosos en Cotiella

La cordillera pirenaica aloja un elevado número de glaciares rocosos de los que cerca de 200 se encuentran en el Pirineo oscense (Chueca, 1991a; Serrano y Agudo,

2004b). La mayoría de estos aparatos se desarrollan sobre litologías graníticas y metamórficas con un adecuado grado de fracturación (Gutiérrez y Peña, 1981). Son mucho más escasos en el ámbito morfoestructural de las Sierras Interiores, donde se registran un pequeño número de casos en afloramientos calizos masivos (Chueca, 1991), pero estando ausentes, tanto activos como fósiles, en macizos que alcanzan gran altitud y que alojan manifestaciones glaciares aún funcionales como el de Tres Serols o Monte Perdido (3.355m).

En el macizo de Cotiella, no obstante su naturaleza calcárea y sus modestas dimensiones, se han localizado siete glaciares rocosos (Figura 6.7, ver Mapa Geomorfológico).

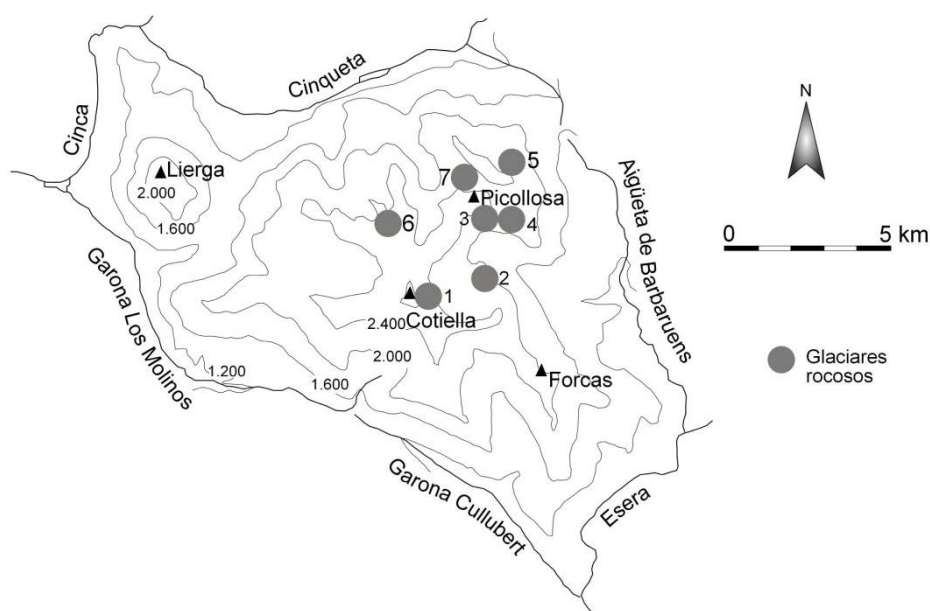


Figura 6.7. Ubicación de los glaciares rocosos del macizo de Cotiella (1: Cotiella, 2: Es Cums, 3: Garcas, 4: Angón, 5: Sarramions, 6: Labasar, 7: Colladeta Ibón).

El marco litoestructural, compuesto por afloramientos calizos muy fracturados ha favorecido las condiciones de alimentación de estos glaciares, posibilitando un número tan poco frecuente en la montaña caliza pirenaica. Todos los glaciares rocosos del macizo aparecen concentrados en el cuadrante nororiental. A continuación se describirá cada uno de estos aparatos.

- Glaciar rocoso de Labasar (UTM 278698, 4713480; Mapa Geomorfológico)

Se trata del aparato más occidental del macizo. Está ubicado en el valle de Labasar y bajo la Peña de Montiziello o Pico de Labasar (2.378 m) y separado de él por un

escarpe de unos 150 m. Dicho pico está formado por calizas coniacienses con un alto grado de fracturación y pertenecientes a la lámina de Armeña. Un cabalgamiento las separa de las calizas coniacienses-santonienses de la lámina de Cullubert. El glaciar rocoso ocupa parte del pequeño valle que desciende desde el collado que separa Montiziello de la cresta que limita el valle de Labasar y el de Batiziellas. Su orientación es NE (Figura 6.8).

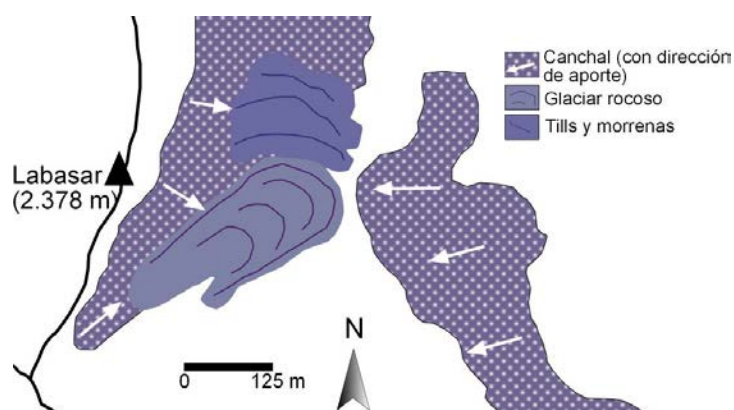


Figura 6.8. Esquema del marco geomorfológico del glaciar rocoso de Labasar.

La longitud de este glaciar es de 230 m por una anchura media de 120. Su zona superior se encuentra a 2.270 m y el frente se sitúa a 2.150. Tiene una pendiente media de 27° y una superficie de 2,2 ha. En términos morfológicos se trata de un glaciar rocoso en lengua y morfogenéticamente de talud (*talus rock glacier*).

Se trata de un aparato difícil de apreciar en fotografía aérea, aunque más claro de ver en campo. Tiene un cordón lateral oriental muy nítidamente conservado, compuesto por calizas blancas coniacienses sobre calizas amarillentas coniacienses-santonienses. Hacia la zona terminal se conservan varios arcos transversales, así como parte del cordón occidental. Parte de la zona central y toda la zona superior están peor conservadas y afectadas por desprendimientos rocosos posteriores que fosilizan parcialmente el glaciar y lo conectan con el área fuente de sedimentos. En la zona media existe un recubrimiento vegetal de prado alpino que afecta leve y desigualmente a otros sectores del aparato.

Próximas al frente de este glaciar hay varias morrenas frontales pertenecientes al glaciar de Labasar, así como extensos canchales y desprendimientos rocosos procedentes de las paredes de Montiziello.

Su formación es claramente posterior al último máximo glaciar pirenaico (Fase Salinas, MIS 4) ya que ocupa parcialmente el valle de Labasar y su frente se emplaza detrás de los mencionados arcos morrénicos frontales (Figura 6.8). La presencia de acumulaciones de bloques derivadas de desprendimientos de las paredes del pico de Montiziello puede indicar un origen relacionado con algún desprendimiento rocoso de grandes dimensiones en época postglaciar. Las calizas blancas que forman el glaciar, en claro contraste sobre las amarillentas del sustrato bajo el cordón lateral derecho indican que los materiales que lo forman proceden sólo de las paredes de Montiziello.

- Glaciar rocoso de la Colladeta Ibón (UTM 281824, 4713438; Mapa Geomorfológico)

En la cara sur del cordal Peña las Onze-Peña las Diez se encuentra el glaciar rocoso de la Colladeta Ibón. Presenta una desfavorable orientación suroeste (Figura 6.9). En su entorno se encuentran amplios canchales y varias morrenas frontales de las fases Colladeta I y II pertenecientes al glaciar homónimo. La roca de caja son las calizas arenosas de la formación Maciños. En el glaciar destacan varias calizas blancas, incorporadas al glaciar rocoso por el desmantelamiento de una morrena lateral.

Arranca en la cota 2.300 y desciende hasta los 2.240 m. Su morfología es muy diferente a la del resto de aparatos del macizo ya que se trata del único glaciar lobulado. Su longitud es de 102 m por 450 de anchura y abarca una extensión de 3,5 ha.

La formación de este glaciar parece haber tenido lugar durante la fase Colladeta II, con el glaciar confinado en la parte más alta del valle. Materiales provenientes de la gelifracción de la roca de caja, más la morrena lateral, pudieron sepultar algún fragmento de hielo y propiciar el flujo de sedimentos.

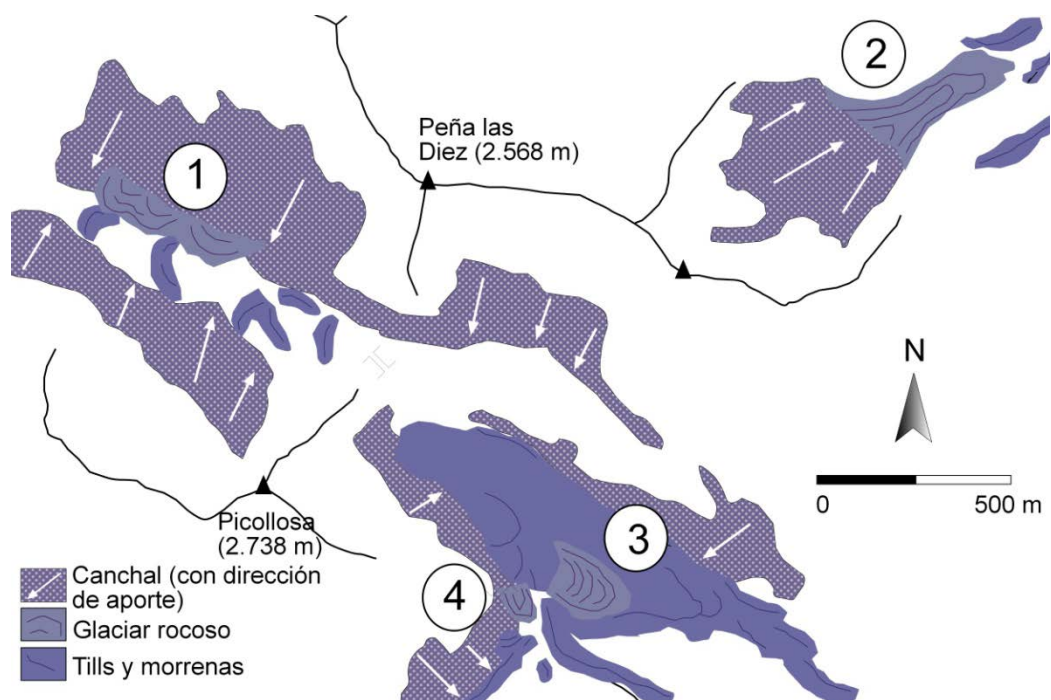


Figura 6.9. Esquema del marco geomorfológico de los glaciares rocosos de Colladeta Ibón (1), Es Ordizez (2), Angón (3) y Garcas (4).

- Glaciar rocoso de Es Ordizez (UTM 283712, 4713819; Mapa Geomorfológico)

Se ubica en el circo formado bajo la Peña las Diez (2.568 m) ocupando el fondo y parte de la artesa subsiguiente, denominada Barranco d'es Ordizez. Está orientado al noreste y es el más septentrional del macizo (Foto 6.4 A, Figura 6.9). Un canchal activo y de gran desarrollo enlaza la cabecera del glaciar con las paredes del circo, que presentan un desnivel de hasta 300 m. La roca de caja son calizas del Coniaciense y calizas arenosas (Fm Maciños) del Santoniense. Ambas formaciones presentan un alto grado de fracturación y diversas canales modeladas a favor de fracturas hienden las paredes del circo favoreciendo el desarrollo de aludes y el aporte de clastos a las partes bajas del circo.

Arranca en la cota 2.087 y su frente se sitúa a 1.924 m, con una pendiente media de 17°. Su longitud es de 440 m y su anchura en la zona central de 130, si bien presenta un ligero ensanchamiento hacia la zona terminal. La superficie total del aparato es de 4,8 ha. Dada su relación L/A se trata morfológicamente de un glaciar en lengua. Morfogenéticamente se trata de un glaciar rocoso de talud (*talus rock glacier*).

El relieve superficial del glaciar está relativamente bien conservado, presentando aún una nítida diferenciación de su frente y laterales respecto al nivel del fondo de valle.

Se distinguen perfectamente los surcos transversales aunque las formas no sean frescas. Presenta una textura de bloques sin orientación aparente y una leve colonización por la cobertera vegetal con varios ejemplares de pino negro en su interior y algo de vegetación cespitosa entre surcos, en los laterales y en el frente.

En su entorno se observa un completo complejo morrénico y el glaciar cubierto de El Tarteral.

El glaciar rocoso de Es Ordizez, por su morfología y posición, es de claro origen periglacial. Las distintas morrenas que se observan en todo el valle indican que la actividad de este aparato tiene lugar cuando ya se ha completado la deglaciación del valle. Su desarrollo es coincidente con el del glaciar cubierto de El Tarteral, lo que contribuye a marcar condiciones frías y quizás no tan húmedas, con una elevada producción de crioclastos en las paredes de ambos circos. El de Es Ordizez es más pequeño, con cimas más bajas y menos capacidad de alimentación para la pervivencia de un glaciar blanco. Sin embargo, sí pudo mantenerse una alimentación de nieve al fondo del circo a partir de aludes de modo que, con o sin la preservación de un núcleo de hielo glaciar, se formara hielo intersticial entre los cantos y bloques y se activara el glaciar rocoso.

- Glaciar rocoso de Angón (UTM 282817, 47122545; Mapa Geomorfológico)

Se localiza en medio del abigarrado complejo morrénico que rellena la artesa de la Plana Angón, adosado a la base de la ladera norte del Sarradet de las Zías (2.211 m) (Foto 6.4 B y Figura 6.9). El desnivel desde la ladera hasta el glaciar rocoso es de poco más de 50 m. La orientación del aparato es SE, siguiendo la del valle glaciar en el que se aloja.

Las litologías del área fuente, de la que el glaciar se encuentra alejado y desconectado, son calizas arenosas de la Fm Maciños (Santoniense), calizas coniacienses y, aflorando en la Colladeta Ibón, arcillas yesíferas y ofitas del Keuper. Las calizas coniacienses constituyen un espectacular escarpe de 500 m en la cara noreste de la Picollosa (2.738 m), que se encuentra densamente fracturada y es origen de numerosos desprendimientos rocosos de diversas escalas.

La longitud de este glaciar es de 220 m y su anchura de 120. Comienza en la cota 2.185 y su frente alcanza los 2.150. Su pendiente media es de 9° y ocupa una superficie de 2,4 ha.



Foto 6.4. A: Vista frontal del glaciar rocoso de Es Ordizez. B: Glaciar rocoso de Angón. C: Vista del glaciar rocoso de Garcas. Obsérvese la presencia de una persona al lado para apreciar la escala. D: Glaciar rocoso de Es Cums.

El cuerpo glaciar está netamente elevado sobre su entorno y desconectado de las zonas que podrían haber suministrado sedimentos que lo alimentaran. Presenta un intrincado relieve superficial compuesto por numerosos arcos transversales a la dirección de flujo, muy finos y apretados. La textura del material superficial es de

bloques y cantos. Las formas se conservan relativamente nítidas y dispone de una cubierta de prado parcial. Morfológicamente se trata de un glaciar en lengua y morfogenéticamente de derrubios (*debris rock glacier*).

La posición del glaciar rocoso de Angón se encuadra en pleno complejo morrénico depositado durante la deglaciación de dicho valle y al relativo abrigo de la radiación solar que le ofrece la ladera norte del Sarradet de las Zías, en la zona central de la artesa de Angón. Desde el circo de cabecera de dicho valle, especialmente en las paredes de Picollosa, son cuantiosos los aportes de clastos debidos a gelifración y desprendimientos rocosos. El origen de este aparato parece pues relacionado con un momento de fusión acusada en plena deglaciación, un elevado aporte de clastos al glaciar y la protección de la fusión de esta zona más protegida del sol que el resto de la amplia artesa de Angón. El hielo residual, muy cubierto, pudo funcionar durante un tiempo con una dinámica de glaciar rocoso cuando el glaciar blanco ya estaba desconectado del Ballón d'el Regall y posiblemente confinado en el circo.

- Glaciar rocoso de Garcas (UTM 282651, 4712520; Mapa Geomorfológico)

Se trata del glaciar rocoso de menores dimensiones del macizo de Cotiella. Desciende desde el Paso de las Garcas o de las Garzas (según el mapa que se consulte), bajo la cara E de la Picollosa (2.738 m), en dirección al Ballón d'el Regall. Su orientación es sur (Foto 6.4 C, Figura 6.9).

Su longitud es de tan solo 105 m por 65 de anchura. Presenta una pendiente media de 18° y una superficie de 0,65 ha. La cota más alta es de 2.230 m y el frente desciende hasta los 2.198. Debido a su relación L/A es un glaciar en lengua. Morfogenéticamente se trata de un glaciar rocoso de derrubios (*debris rock glacier*). Sus pequeñas dimensiones, que lo hacen incluso difícil de apreciar en fotografía aérea, podrían inclinar a clasificarlo como un derrubio afectado por flujo. Sin embargo, la presencia de varios surcos transversales nítidamente formados y su claro contraste sobre otros sedimentos del entorno nos hacen decantarnos por su consideración como glaciar rocoso. En el estudio realizado por Serrano y Agudo (2004) se establece el límite entre una y otra morfología atendiendo al tamaño del eje mayor, que en el caso de los derrubios afectados por flujo alcanza –según su criterio- entre 50 y 70 m, sin una clara sucesión de arcos y surcos, circunstancias ambas que no concurren en este glaciar rocoso.

Mantiene un relieve superficial con varios arcos bien conservados hacia la zona terminal, que se desdibujan progresivamente hacia la raíz. Se encuentra desconectado de cualquier área fuente de sedimentos y tiende a morir cerca del collado de difluencia de Garcas. Está escasamente recubierto por vegetación cespitosa.

A su alrededor se observan morfologías de origen glaciar (morrenas laterofrontales del glaciar del Regall que descendía por difluencia desde el Paso de las Garcas), gravitacionales (desprendimientos procedentes de la Picollosa) y periglaciares (lóbulos de piedras procedentes del Sarradet de las Zías y crioclastia en las calizas de la Picollosa). Sólo las formas debidas a la acción combinada de crioclastia y gravedad son funcionales.

Para el glaciar rocoso de Garcas se propone también un origen ligado a la deglaciación y probablemente con un periodo de actividad no muy separado en el tiempo del de Angón. El collado de Garcas funcionó durante el máximo glaciar como un collado de difluencia desde el que se trasvasaba hielo del glaciar de Angón hacia la zona de Armeña, uniéndose al glaciar de placa desarrollado bajo el contrafuerte de la cara SE de Picollosa y Ribereta. Dicho contrafuerte es un área de alta producción de derrubios, lo que explica la importancia volumétrica de las morrenas que depositó el modesto glaciar que ocupaba el Ballón d'el Regall y los actuales canchales y conos de derrubios. Durante el retroceso definitivo del glaciar del collado, una masa de hielo residual pudo continuar fluyendo cubierta de derrubios dando lugar a este modesto aparato.

Ambos glaciares rocosos tienen orientaciones muy desfavorables que hacen difícil pensar en condiciones de formación de hielo periglaciar mientras que resulta razonable pensar en la formación de los glaciares rocosos como morfologías derivadas de la deglaciación aprovechando cuerpos residuales de hielo muy cubiertos de derrubios. Igualmente, en el caso de Angón, no existe posibilidad de aporte de derrubios al glaciar sin pensar en materiales previamente transportados por un glaciar blanco.

- Glaciar rocoso de Es Cums (UTM 282890, 4711603; Mapa Geomorfológico)

Uno de los glaciares rocosos más singulares e interesantes de todo el macizo es el ubicado en la zona de Es Cums, bajo la cara sur del Sarradet de las Zías y de cuya zona somital le separa un desnivel de 200 m. La orientación del glaciar es SE (Foto 6.4 D, Figura 6.10).

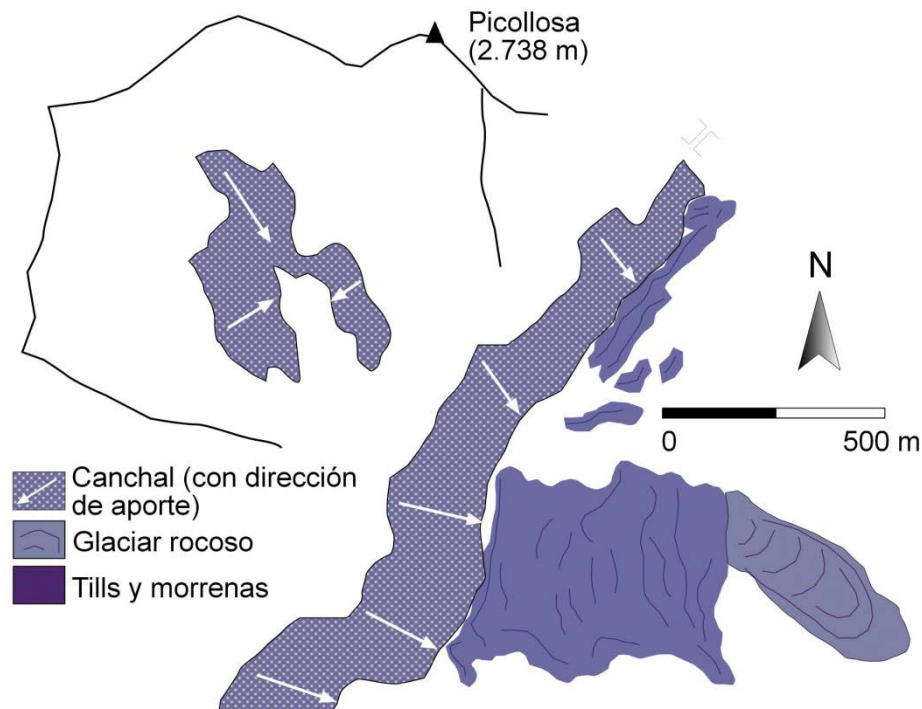


Figura 6.10. Esquema del marco geomorfológico del glaciar rocoso de Es Cums.

Es el aparato de mayores dimensiones de Cotiella, con una longitud de 530 m y una anchura media de 155. También es el que ocupa cotas más bajas, arrancando a los 1.940 m y con el frente finalizando a 1.860 m. La pendiente media es tan sólo de 9° y ocupa una superficie de 8,8 ha. Atendiendo a su relación L/A es un glaciar rocoso en lengua y morfogenéticamente de derrubios (*debris rock glacier*).

El relieve superficial está muy mal conservado. Se puede aún apreciar la presencia de algunos arcos transversales pero con formas muy desdibujadas, con poca roca aflorando en superficie y un recubrimiento de prado casi general que lo hace pasar bastante desapercibido tanto en foto aérea como in situ. En zona trasera conecta con la morrena terminal del glaciar que bajaba desde la Piccollosa, perteneciente al último máximo glaciar. La vertical ladera que se eleva sobre él, hoy cubierta de bosque, está surcada por varias canales que, en épocas de clima más frío y más abundancia de nieve, pudieron actuar como canales de aludes.

El glaciar rocoso de Es Cums presenta unas características muy particulares. Es el único aparato de todo el macizo que nace a partir de una morrena frontal de grandes dimensiones correspondiente a la máxima extensión del glaciar que descendía del circo de la Ribereta, unido al del Ballón d'el Regall. Esta peculiar disposición entre morrena frontal y glaciar rocoso se encuentra también en el cercano macizo de Llardana,

concretamente en el glaciar rocoso de Posets (Hamilton, 1988) y en el glaciar rocoso de la Pene D'Aragón (Serrano y Agudo, 1998). La posibilidad de una génesis de glaciar rocoso ligado a una morrena ha sido ya citada por varios autores (Barsch, 1977; Haeberli, 1985). La condición necesaria es un cordón morrénico de suficiente potencia (superior a 20 m) para que produzca deformación plástica en su base. La existencia del glaciar rocoso activo de Posets (Serrano y Agudo, 1998; 2004; Serrano *et al.*, 2001) permite tener un análogo para establecer la relación temporal entre la actividad del glaciar blanco y la formación del glaciar rocoso. Según estos autores, y el propio Hamilton (1988), la formación del glaciar rocoso es un proceso que sigue a la retirada de las condiciones glaciares y que se enmarca dentro del patrón de deglaciación. En este ejemplo concreto han mediado sólo unas décadas entre la máxima extensión del glaciar de Posets y el desarrollo del glaciar rocoso. En el caso del aparato de Es Cums, esto nos remite a un origen ciertamente antiguo, sólo ligeramente posterior al último máximo glaciar que es de cuando data la morrena de la que parte. La baja altitud (arranque y frente por debajo de los dos mil metros), el grado de recubrimiento vegetal y la morfología bastante desdibujada que presenta son características que apoyarían este origen pretérito del glaciar rocoso.

- Glaciar rocoso de Cotiella (UTM 280097, 4710563; Mapa Geomorfológico)

En la cara NE y justo en la vertical del pico de Cotiella (2.912 m) se encuentra el pequeño glaciar rocoso de Cotiella, separado de la cima por un escarpe de 300 m formado por calizas santonienses de la formación Baziero, densamente fracturadas (Figura 6.11, Foto 6.5 A). Dicho escarpe protege de la insolación al glaciar, de modo que desde finales de otoño a comienzos de primavera no recibe radiación solar directa.

La longitud total del aparato es de 165 m y su anchura media de 72. Arranca justo desde la base de la pared a 2.630 m, donde hay un nevero permanente de dimensiones y espesor variables, y su frente desciende hasta los 2.500. La pendiente media es elevada, de unos 35°, y su superficie de 1,1 ha. Morfológicamente es un glaciar rocoso en lengua y morfogenéticamente es de talud (*talus rock glacier*).

El relieve superficial es extremadamente fresco, con una textura de bloques y cantos que aparentemente no presentan orientación. Cuenta con varios arcos perpendiculares a la dirección de flujo y un cordón central longitudinal. Los cordones laterales y el frente son muy escarpados y sumamente inestables, llegando a dificultar incluso el acceso al interior del glaciar. El frente presenta una elevada proporción de

finos que a finales de verano muestran algunas gramíneas muy dispersas. La ausencia de vegetación, incluso de líquenes, es general en todo el glaciar. Inmediatamente debajo de los bloques que afloran en superficie el tamaño de grano decrece rápidamente, apareciendo grava muy húmeda y fría.

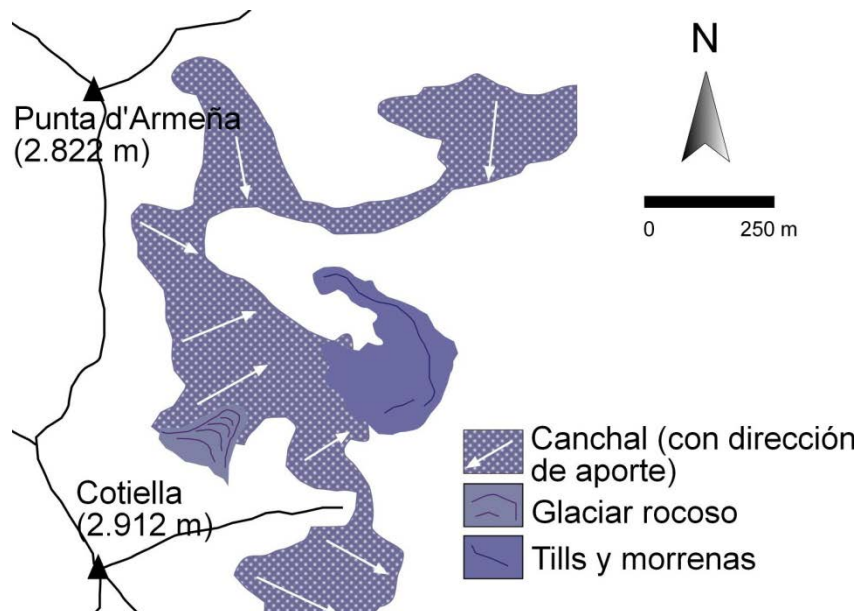


Figura 6.11. Esquema del marco geomorfológico del glaciar rocoso de Cotiella.

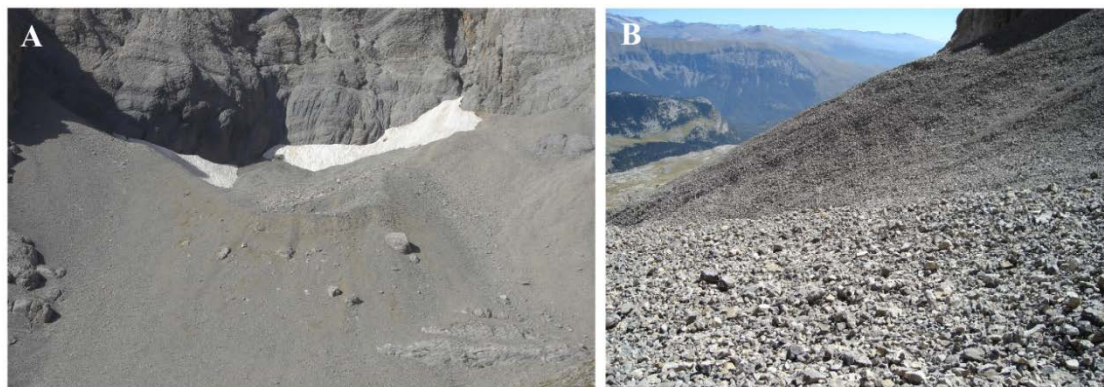


Foto 6.5. Glaciar rocoso de Cotiella. A: Vista general. B: Formas de flujo en el cordón lateral oriental del glaciar rocoso de Cotiella.

En los cordones laterales se observan formas de flujo (Foto 6.5 B). El glaciar está rodeado de canchales activos y afectados por coladas de derrubios no canalizadas.

Este glaciar rocoso presenta también características que establecen su origen periglacial. Ocupa parte de uno de los circos que componen el gran circo polilobulado de Armeña. El aparato está conectado al área fuente de sedimentos con la presencia de un nevero permanente, incluso en años de escasa innivación y altas temperaturas

estivales. Durante algunos meses de agosto se ha llegado a medir un espesor de nieve dura superior a dos metros en la rimaya de dicho nevero.

El estado de conservación, incluso su apariencia de funcionalidad, sugiere su formación durante la Pequeña Edad del Hielo (P.E.H.), como los de Gran Facha, Posets, o Besiberri (Serrano y Agudo, 2004). Es descartable que sea resultado de la evolución de un glaciar blanco de dicha época ya que no existen restos morrénicos en los alrededores atribuibles a dicha etapa y las pequeñas dimensiones del glaciar rocoso hacen inviable que haya pasado por encima de la morrena de un hipotético glaciar blanco previo. Tampoco existe, en el breve periodo de la P.E.H., un margen temporal suficiente para generar hielo glaciar que ponga en funcionamiento un glaciar blanco y luego un retroceso con una acumulación de derrubios tal que sepulte el glaciar previo y cambie la dinámica a la de glaciar rocoso. Parece razonable pues pensar que, durante el recrudescimiento climático de la P.E.H., la alimentación adicional de nieve y clastos por aludes y caída directa, unida a la escasa insolación de esa parte del circo, hizo posible la formación de hielo intersticial en suficiente cantidad como para sobresaturar los depósitos de crioclastos, fluir por reptación y deformar los derrubios suprayacentes, descartando de esta manera la ocurrencia de fenómenos glaciares en el macizo posteriores a la deglaciación del Holoceno temprano.

6.2.2.3 Síntesis sobre los glaciares rocosos del macizo de Cotiella

En general, puede decirse que los aparatos del macizo son de pequeñas dimensiones, con tan solo uno de ellos (Es Cums) que supera el medio kilómetro de longitud. Las orientaciones se reducen a dos. Por un lado, la NE, concordante con la mayoría de los glaciares rocosos pirenaicos. Por otro, la SE que resulta ser totalmente anómala. Para interpretar el hecho de que tres glaciares rocosos tengan esa peculiar orientación debemos remitirnos a consideraciones ya efectuadas en el capítulo anterior acerca de la orientación de los circos glaciares y el efecto determinante que la estructura geológica del macizo ejerce sobre el desarrollo posterior de otras morfologías, en este caso periglaciares, que tienen que aprovechar unas directrices estructurales que controlan las direcciones de desarrollo de los valles.

Las características de los glaciares rocosos de Cotiella están resumidas en la tabla 6.2.

Glaciar rocoso	Cota máxima (m)	Cota mínima (m)	Pendiente (°)	Longitud (m)	Anchura (m)	Superficie (ha)	Orient.	Actividad
Es Ordizez	2.087	1.924	17	440	130	4,8	NE	Fósil
Labasar	2.270	2.150	27	230	120	2,2	NE	Fósil
Angón	2.185	2.150	9	220	120	2,4	SE	Fósil
Garcas	2.230	2.198	18	105	65	0,65	S	Fósil
Es Cums	1.940	1.860	9	530	155	8,8	SE	Fósil
Colladeta Ibón	2.300	2.240	13	102	450	3,5	SO	Fósil
Cotiella	2.630	2.500	35	165	72	1,1	NE	Activo

Tabla 6.2. Datos generales de los glaciares rocosos de Cotiella.

Los orígenes de estos glaciares son muy variados y no siempre son fáciles de establecer, máxime cuando casi todos ellos son fósiles. De entrada, y por el estudio de sus posiciones y características, es descartable el origen periglacial como único posible. Se interpretan los glaciares rocosos de Angón, Garcas y Es Cums como de origen relacionado con glaciares blancos, los de Es Ordizez y Cotiella con un origen periglacial y el de Labasar relacionado con un desprendimiento rocoso.

Cronológicamente, Serrano y Agudo (2004) han definido cuatro momentos de génesis de glaciares rocosos en el Pirineo desde el finipleistoceno hasta la Pequeña Edad del Hielo. En Cotiella, y de manera tentativa, puede afirmarse que los seis aparatos abarcan desde momentos inmediatamente posteriores al último máximo glaciar en el macizo (MIS 4, glaciar rocoso de Es Cums), pasando por distintos momentos de la deglaciación difíciles de precisar (Labasar, Angón, Garcas), el Dryas reciente (Es Ordizez) y finalmente la P.E.H. (Cotiella).

6.2.2.4 Dinámica actual

Salvo el de Cotiella, todos los demás glaciares rocosos del macizo son claramente fósiles. Se trata de formas que dejaron de ser funcionales hace varios miles de años y que se encuentran total o parcialmente recubiertas de vegetación y con sus superficies en variados estados de conservación pero sin mostrar un aspecto fresco.

En los Pirineos existe una quincena de glaciares rocosos activos (Serrano y Agudo, 2004), si bien estos autores no aportan pruebas concretas sobre la funcionalidad de varios de ellos e incluso algún aparato, como el glaciar rocoso de Cotiella, se cita como activo en la introducción de su trabajo pero no en su desarrollo y explicación. Seis de estos glaciares se encuentran en el Pirineo francés (Cambales norte, Pene d'Aragón,

Grande Fache, Bastampé y Guerreys) y nueve en el español (Cerrez, Argualas, Gemelos, La Paúl, Posets, Alba y Maladeta occidental en Huesca y Besiberri noroeste y Besiberri norte en Lérida). Todos ellos se encuentran en circos con picos de alturas superiores a los 2.950 m, orientaciones N, NE y NO (salvo el de Posets, ENE) y en macizos axiales de litologías graníticas o metamórficas. Los frentes y las raíces se sitúan entre 2.510 y 3.010 m.

Algunos rasgos que poseen los glaciares rocosos activos son la inestabilidad de su frente y cordones laterales, la presencia mayoritaria de finos en el frente, el dibujo nítido de sus arcos y surcos, la orientación de los ejes mayores de los bloques según la dirección de flujo, una temperatura de las aguas de fusión próxima a 0°C y la ausencia de vegetación y líquenes en los cantos y bloques que forman el aparato (Serrano y Agudo, 1998). La presencia de neveros permanentes y de otras morfologías periglaciares en su entorno también constituye un indicio de una posible actividad de estos aparatos.

El glaciar rocoso de Cotiella cumple varias de estas características. Una excepción es la orientación de los ejes mayores. Como ya se ha comentado, los gelifractos que componen el glaciar rocoso no poseen –mayoritariamente– un eje mayor marcado. La existencia de un eje mayor es mucho más habitual en fragmentos rocosos de granito o de rocas sedimentarias como las pizarras que componen otros aparatos activos de la Zona Axial pirenaica y, por tanto, en esos ejemplos sí puede ser un rasgo indicativo de actividad actual. Respecto a la medida de la temperatura de aguas de fusión, dado que el macizo de Cotiella es calcáreo, no existe drenaje superficial y menos aún en el ámbito de la alta montaña. De hecho, en las distintas visitas que se han realizado al glaciar rocoso de Cotiella se ha constatado la existencia de dos sumideros de agua de fusión en el seno del glaciar debido al fuerte sonido del agua que discurre bajo el manto de bloques. No es posible aseverar si el agua procede de la fusión de un posible cuerpo de hielo interno, del nevero que se encuentra en la raíz del glaciar rocoso o de ambos.

La actividad de este glaciar rocoso implicaría la existencia de permafrost en el macizo de Cotiella, entendiendo por permafrost un material subsuperficial cuya temperatura no es nunca superior a la temperatura del punto de fusión del hielo (aproximadamente 0°C pero que puede variar) durante un año completo (Delaloye, 2004).

Las características térmicas y geométricas de un permafrost dependen de los cambios de energía entre las capas próximas de la superficie del suelo y la atmósfera. Dicho flujo de energía está ligado a parámetros climáticos, ambientales y topográficos (características de la superficie del terreno, composición del suelo, altitud, orientación, insolación, innivación, etc.) (Delaloye, 2004; González Trueba, 2007). Pese a que el glaciar rocoso de Cotiella se encuentra a altitudes, tanto de frente como de raíz, y a latitudes menores que la del resto de aparatos activos pirenaicos, en él concurren unas condiciones topoclimáticas particulares que pueden hacer posible la presencia de permafrost y por tanto, mantener activo el glaciar.

Para verificar la existencia de permafrost existen diversos métodos. En este caso se optó por un registro térmico continuo de la temperatura de la superficie del suelo (GSTM), que permite caracterizar el régimen térmico del suelo, discernir entre la influencia atmosférica e interna y las características y duración del manto nival (Haeberli, 1985; Delaloye, 2004).

El registro debe realizarse en la superficie del suelo, en la zona de intercambio de energía entre el permafrost y la atmósfera. La premisa básica que se asume en un experimento de estas características es que cuando el manto nival supera un espesor de entre 80 y 100 cm, “sella” el sistema y por lo tanto, una vez estabilizado dicho manto, la influencia en la zona de medida de temperatura es la del permafrost (si lo hay) y no las temperaturas externas, cuyo efecto es incapaz de alcanzar la zona superior del suelo.

Así, los resultados posibles y su interpretación pueden dividirse en tres (Haeberli, 1985; Delaloye, 2004):

- $T > -2^{\circ}\text{C}$: improbable presencia de permafrost
- $-2 < T < -3^{\circ}\text{C}$: posible existencia de permafrost
- $T < -3^{\circ}\text{C}$: probable existencia de permafrost

(T= temperatura media invernal)

En el glaciar rocoso de Cotiella se instaló un termorregistrador Tinytalk (Foto 6.6 A) programado para medir y registrar la temperatura cada cuatro horas desde el uno de septiembre de 2.007 hasta el 26 de junio de 2.008 (fin de su capacidad de almacenaje). Este sensor tiene una sensibilidad de décimas de grado y registra temperaturas de -30 a $+50^{\circ}\text{C}$. La instalación se realizó a unos 10 cm de profundidad entre la grava bajo la superficie del glaciar rocoso (Foto 6.6 B).

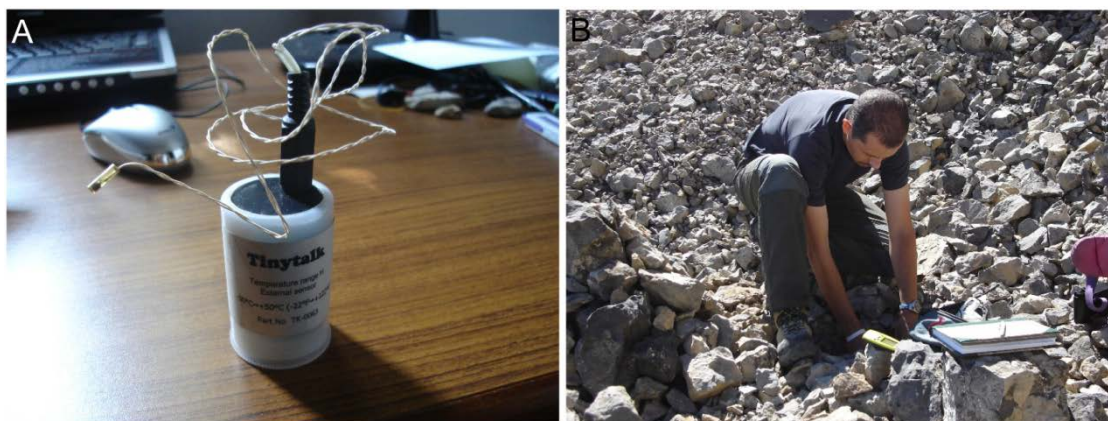


Foto 6.6. A: Termorregistrador Tinytalk -30/+50°C. B: instalación del sensor en el glaciar rocoso de Cotiella (28 de agosto de 2.007).

Los resultados obtenidos a través del termorregistrador se muestran en la gráfica de la Figura 6.11 y las temperaturas medias, máximas y mínimas mensuales en la tabla 6.3.

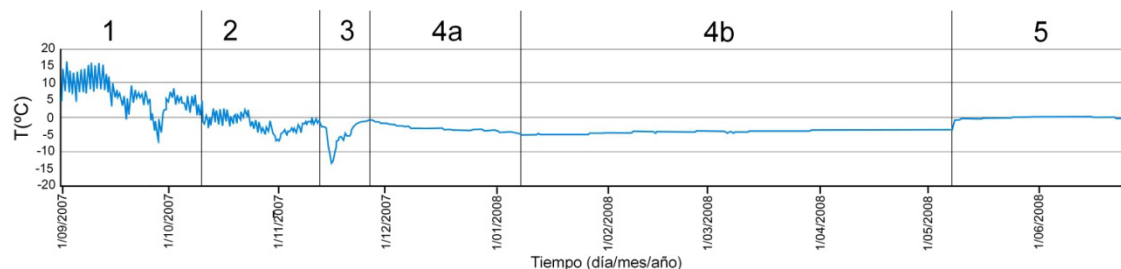


Figura 6.11. Temperatura del suelo en el glaciar rocoso de Cotiella en el periodo del 1 de septiembre de 2.007 al 26 de junio de 2.008. Se han señalado las fases de comportamiento térmico anual.

	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.
Tmd (°C)	6,95	0,53	-3,56	-3,22	-4,82	-4,28	-4,05	-3,7	-1,04	0,17
Tmx (°C)	16,5	8,8	-0,2	-1,7	-4	-4	-3,7	-3,7	0,3	0,3
Tmn (°C)	-4,7	-6,8	-13,6	-3,7	-5	-4,5	-4,5	-3,7	-3,7	-0,2

Tabla 6.3. Temperaturas medias, máximas y mínimas mensuales del suelo en el glaciar rocoso de Cotiella entre septiembre de 2.007 y junio de 2.008.

Del análisis de los resultados se pueden derivar diversas consideraciones.

En primer lugar es posible diferenciar distintas fases de comportamiento térmico anual de la superficie del suelo, según la terminología de Delaloye (2004).

Fase 1. Condiciones estivales

En esta fase se produce un importante aporte de calor solar. Empieza cuando la nieve desaparece y la temperatura de la superficie del suelo es superior a 0°C, registrando las oscilaciones térmicas propias del día y la noche. En el caso de Cotiella esta fase abarca desde el inicio del registro hasta el 24 de septiembre. Aunque excepcionalmente se alcanza alguna temperatura por debajo de 0°, en general el suelo permanece con temperaturas relativamente altas, incluida la máxima registrada de 16,5°C el 2 de septiembre. Por tanto, durante el verano, la parte superior del suelo permanece deshelada y con un régimen climático estrechamente relacionado con la temperatura del aire, llegando a picos superiores a los 15°C

Fase 2. Hielo otoñal

Se produce un marcado enfriamiento del suelo previo a la llegada definitiva de la nieve. Este enfriamiento obedece a dos causas principales relacionadas con el acortamiento de los días. Por un lado disminuye la energía solar y por otro aumenta la pérdida de calor nocturna. Durante esta fase el manto nival aún está ausente por lo que el suelo puede perder mucho calor y el terreno helarse profundamente. En el glaciar rocoso estudiado abarca del 24 de septiembre al 13 de noviembre. Debido a la ausencia de nieve siguen registradas las oscilaciones de temperatura que marcan los ciclos día/noche pero señalando al principio heladas sólo nocturnas y posteriormente tanto máximas como mínimas por debajo de 0°, con valores mínimos de -6,8°C (31 de octubre).

Fase 3. Helada intensa de principios del invierno

A diferencia de la fase anterior, en ésta ya existe un manto nival aunque aún de poco espesor. A pesar de la mala conductividad térmica de la nieve, el elevado gradiente de temperatura entre la superficie de la nieve y el suelo facilita el enfriamiento de éste, cosa que sucede de modo irregular. En Cotiella se trata de la fase de menor duración de todas las registradas, abarcando del 13 al 26 de noviembre de 2.007. Durante el periodo medido en el glaciar rocoso, se constata un enfriamiento general del suelo llegando a la temperatura más baja registrada en todo el tiempo de control (-13,6°C el 15 de noviembre). Es el primer mes del año en el que la temperatura máxima permanece en valores negativos, constatando el enfriamiento notable del suelo.

Fase 4. Equilibrio térmico invernal

Corresponde a los meses en los que el manto nival es suficiente para aislar el suelo de la temperatura atmosférica. Puede dividirse en dos partes diferentes:

4a: periodo de ajuste del gradiente geotérmico entre niveles superiores del permafrost y la nieve. Dependiendo de la temperatura de partida del suelo, puede suponer enfriamiento o calentamiento. En el caso estudiado va del 26 de noviembre de 2.007 al 7 de enero de 2.008 y se traduce en una paulatina bajada de la temperatura desde niveles algo inferiores a 0° hasta alcanzar la temperatura que mantendrá durante los meses de estabilidad del manto nival.

4b: temperatura de equilibrio invernal. Se trata de la temperatura que la capa superior del suelo adquiere tras haber transcurrido suficiente tiempo desde que el manto nival aísla el suelo de las influencias térmicas externas y es, por tanto, la que ofrece la información más interesante a la hora de valorar la existencia o no de permafrost. Para el glaciar rocoso de Cotiella, comprende desde el 7 de enero hasta el 8 de mayo de 2.008. Las temperaturas permanecen muy constantes con valores de entre -3,7 y -5°C.

En conjunto, a lo largo de toda la fase 4 se produce una lenta pérdida de calor del permafrost (Delaloye, 2004).

Fase 5. Fusión nival

Cuando el manto de nieve está completamente humedecido, la percolación de agua de fusión produce una brusca elevación de la temperatura del suelo a 0°C y se mantiene constante hasta que la nieve ha desaparecido por completo. La fusión de la nieve actúa como un vector de energía que permite el recalentamiento del suelo. Si se alarga en el tiempo, ralentiza dicho calentamiento porque evita el aporte directo de radiación solar, de modo que no sólo la cantidad de nieve acumulada durante la estación fría sino también la temperatura de finales de primavera y principios de verano van a condicionar los procesos que tienen lugar durante esta fase. De la gráfica (Figura 6.11) obtenida para el glaciar rocoso de Cotiella se estima que la fase 5 comienza el 8 de mayo con un brusco incremento de la temperatura registrada, que pasa de -3,7 a -0,7°C en tan solo 20 h a lo largo del día 8 de mayo. Aún así, las temperaturas permanecen en torno a los 0°, bien ligeramente por encima o por debajo, hasta el 26 de junio en que el termorregistrador dejó de acumular datos. Por tanto puede decirse que a finales de junio, ya dentro del verano, el glaciar rocoso seguía cubierto por una capa de nieve de espesor inferior a los 80 cm.

El momento de la desaparición del manto nival sobre el aparato es bastante variable a lo largo de los años, si bien en el mes de julio es habitual la presencia de un recubrimiento cuando menos parcial aunque haya sido un año de poca innivación y/o de elevadas temperaturas del final de la primavera y el comienzo del verano. No es infrecuente incluso que un recubrimiento de más de la mitad del glaciar permanezca a lo largo del mes de agosto, aprovechando las favorables condiciones topoclimáticas del lugar, al abrigo de un escarpe vertical de 300 m, con orientación NE, escasa insolación y elevada altitud (2.500-2.600 m).

Por tanto, y a la vista de estos resultados, durante cinco meses al año la temperatura del suelo es igual o inferior a -4°C , cuando la parte superior del suelo no tiene más influencia que la de la parte inferior. Esto, según los datos previamente expuestos de Haerberli (1985) y Delaloye (2004) hace probable la presencia de una acumulación de hielo subsuperficial y, por tanto, la ocurrencia de permafrost, en este enclave de condiciones tan particulares y favorables, y por consiguiente plantea la probable calificación del glaciar rocoso de Cotiella como activo.

Las medidas continuas de la temperatura del suelo pueden variar más de dos grados a nivel regional de un año a otro e incluso tres grados localmente por modificaciones interanuales de la distribución de la nieve por el viento, ligado a la microtopografía. En invierno, la temperatura media del suelo varía según la fecha y ritmo de emplazamiento del manto nival, así como la temperatura media del aire en la primera parte del invierno. En verano, con menos importancia cuantitativa, la fecha de desaparición del manto de nieve y la temperatura del aire en el periodo de suelo desprovisto de nieve son los factores que influyen en una posible variación de la temperatura media registrada (Delaloye, 2004).

Aunque sólo un año de registro en Cotiella puede sembrar cierta incertidumbre sobre la representatividad de los datos obtenidos, las características de la zona estudiada hacen improbable cualquier variación en la distribución de nieve por el viento ya que se trata de un circo pequeño y muy resguardado. El único factor que puede variar es la innivación ligada a la variabilidad anual de las precipitaciones y a la mayor o menor ocurrencia de aludes. No obstante, esto sólo variaría el espesor medio invernal de nieve, no así su distribución por la superficie del glaciar. Por lo tanto, aunque la realización de nuevas medidas es claramente necesaria, es posible considerar los datos válidos como indicadores de la existencia probable de permafrost.

Respecto al resto de aparatos activos en el Pirineo, el de Cotiella se ubicaría en la posición más meridional (latitud 42°30') y en el rango altitudinal más bajo de todos (entre 2.520 y 2.600) estando bajo una cima ligeramente inferior a los 2.950 m (Cotiella, 2.912 m). En el ámbito de la alta montaña mediterránea, sólo el glaciar rocoso del Veleta (Sierra Nevada, Granada) (Palade *et al.*, 2011) y un glaciar rocoso en el Monte Amaro (2.793 m, Apeninos centrales) (Dramis y Kotarba, 1994; Dramis *et al.*, 2003) son funcionales en latitudes ligeramente más meridionales que la de Cotiella.

Dadas las condiciones topoclimáticas del resto del piso de la alta montaña en Cotiella, unido a las morfologías que se observan en ella, descartamos la existencia de permafrost discontinuo en otros puntos del macizo. Lógicamente, nuevos estudios del régimen térmico del suelo e incluso de geofísica y medición de velocidad de desplazamiento son necesarios para diagnosticar con precisión el estado de actividad o inactividad del glaciar rocoso, el espesor de la capa activa y la geometría del cuerpo de hielo y derrubios que, a la luz de estos resultados, existe en el interior del aparato.

6.2.3 Otras morfologías periglaciares y nivales

Con menor importancia cuantitativa o cualitativa, existen en el macizo un elevado número de morfologías ocasionadas por procesos periglaciares y nivales. Todas ellas están en relación con la concurrencia o no de determinados factores como:

- a) Presencia de finos en la superficie del terreno
- b) Contenido en humedad del suelo
- c) Número de ciclos de hielo/deshielo, influido por la altitud y la orientación
- d) Duración y espesor del manto nival

De todos ellos, la nieve constituye un elemento muy importante por varias razones. Su presencia, como se ha explicado anteriormente, puede aislar el suelo de las oscilaciones de temperatura del aire o, si desaparece precozmente, exponer al suelo a un mayor número de ciclos de helada. Por otro lado, su fusión aporta agua al suelo que, al helarse, puede desencadenar procesos diversos. La propia caída súbita de masas de nieve en forma de aludes tiene localmente un importante papel como agente capaz de erosionar, transportar y sedimentar un importante volumen de sedimentos.

La inexistencia de estaciones meteorológicas en altitud dificulta saber el número de ciclos de hielo/deshielo que se producen en la alta montaña. Incluso en las zonas bajas del macizo la ausencia de información es casi total, ya que las series de las

estaciones existentes están tremendamente fragmentadas y, por tanto, carecen de cualquier valor estadístico. Como se ha mencionado al principio del capítulo, sólo la estación de Seira, a 815 m de altitud, ofrece información válida. La media de días de helada anuales es de 133, repartidos principalmente entre octubre y abril. Aunque resulte ser sólo un dato aislado, el elevado número de días de helada a tan baja altitud indica la vitalidad de los procesos generados por hielo/deshielo.

Ante la diversidad existente, las formas periglaciares y nivales no contempladas en apartados anteriores, se han agrupado de acuerdo con la intervención de cuatro grandes procesos morfogenéticos.

6.2.3.1 Elevaciones y agrietamientos por congelación

Los cambios de volumen provocados por la congelación del agua retenida en el suelo causan hinchamientos y empujes que elevan y agrietan la parte superior del suelo. Para que el efecto sea importante se precisan ciertas condiciones como una suficiente proporción de finos, un suministro de agua casi permanente y ciclos de hielo/deshielo con amplitudes mayores a las que generan modificaciones sobre la superficie del suelo (Pedraza, 1996).

Se incluyen como resultado de estos procesos la formación de agujas de hielo y los suelos ordenados.

Las agujas de hielo se pueden observar en el macizo desde cotas muy bajas (Barranco de Irués, 850 m, Foto 6.7 A) hasta fondos de altos circos glaciares donde existe una cubierta edáfica que permita la acumulación de humedad. Las más altas observadas han sido en el Entremón, a 2.350 m de altitud (Foto 6.7 B).

Las primeras crecen en un suelo de hayedo en una época excepcionalmente fría. El efecto morfogenético que tienen las agujas de hielo en estos emplazamientos es prácticamente nulo debido a su escaso tamaño (menos de cinco centímetros de longitud) y a que los ciclos de helada en cotas tan bajas no se repiten el suficiente número de veces como para causar una crioturbación visible en un suelo rico en materia vegetal.

Las observadas en el Entremón afectan a un suelo arenoso sin vegetación, en una zona con movimientos en masa también de origen periglacial (ver apartado siguiente). Las temperaturas a esa altitud son más extremas y las agujas de hielo observadas alcanzan los diez centímetros de longitud. El efecto sobre la superficie del terreno es de una marcada crioturbación, visible en numerosos puntos del entorno.

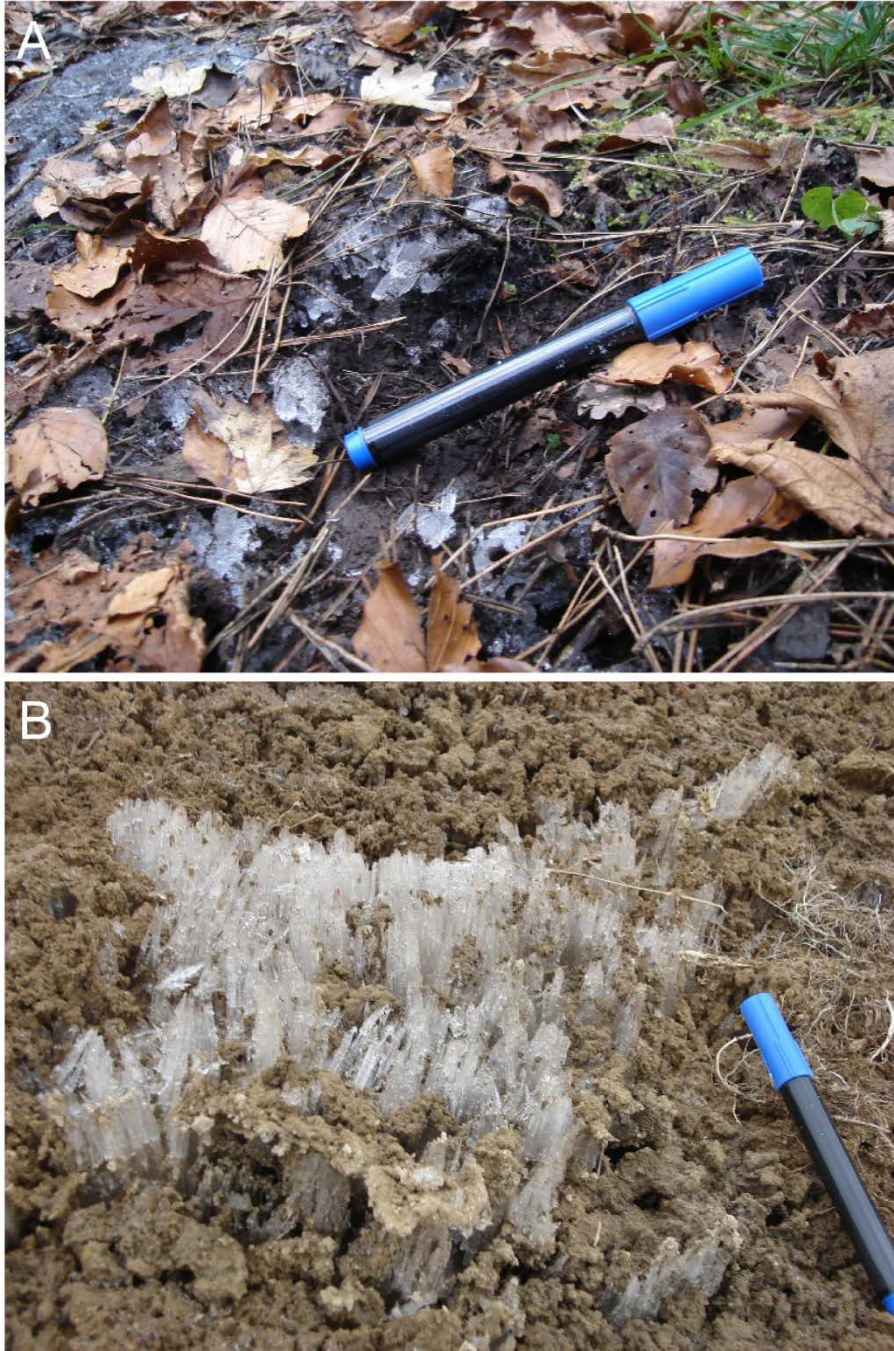


Foto 6.7. Agujas de hielo en el Barranco de Irués (diciembre de 2.006) (A) y en el Entremón (noviembre de 2.006) (B).

En las zonas superiores a 1.800 m este fenómeno está restringido a los meses de otoño previos a la llegada definitiva de la nieve. En cotas inferiores pueden darse durante todo el invierno.

En zonas horizontales o de escasa pendiente con presencia de agua, finos y ocurrencia de ciclos de hielo/deshielo puede generarse una redistribución de los

materiales que forman el suelo según su tamaño y su comportamiento, dando lugar a suelos ordenados.

En la cordillera pirenaica existen buenos ejemplos en varios macizos del Pirineo oriental (Gómez Ortiz, 1988), en la Plana Marmorés (o circo de Marboré) (García Ruiz y Martí Bono, 2001) e incluso en el Tozal de Guara (Chueca *et al.*, 2000).

En la Plana de Marmorés se han descrito suelos estriados y suelos poligonales. El desarrollo de los segundos ha sido posible gracias a que la roca de caja es una arenisca calcárea que produce un abundante regolito arenoso capaz de empaparse y retener humedad. Además, en el entorno del Ibón de Marmorés se dan condiciones de drenaje deficiente, topografía plana y una elevada altitud (en torno a 2.500 m) que favorece numerosos días de helada al año.

En el macizo de Cotiella existen varias zonas de gran altitud (superior a los 2.500 m) y topografía horizontal o subhorizontal ligadas principalmente a retazos de relieve preglaciar y, sin embargo, no se han encontrado suelos poligonales sino tan solo dos ejemplos de círculos de piedras de escasa relevancia. El primero de ellos está situado en la Colladeta, justo al sur de la pala terminal del pico de Cotiella, a 2.700 m de altitud y en coordenadas UTM 279429, 4709616 (Foto 6.8 A, ver Mapa Geomorfológico). Se trata de un collado amplio y prácticamente llano cuyo sustrato son crioclastos de calizas de la Fm Baziero. Los materiales más finos son tamaño grava y el espesor total de sedimentos sobre el sustrato rocoso es escaso. La posición del collado hace que sea una zona sometida a fuertes vientos, lo que unido a que está en la vertiente sur de la montaña implica que permanezca desprovisto de nieve durante bastante tiempo y que tengan lugar numerosos ciclos de hielo/deshielo. El resultado son unos suelos que presentan un ordenamiento claro aunque no muy desarrollado, con círculos que presentan diámetros de entre uno y dos metros y una incipiente estriación.

Los otros círculos observados se encuentran en un rellano sobre un umbral en el circo de Armeña, a 2.150m de altitud y en coordenadas UTM 281592, 4710509 (Mapa Geomorfológico). La litología es de calizas con prealveolinas y el espesor del regolito irregular e inferior a 15cm (Foto 6.8 B). Los círculos son más pequeños, con diámetros inferiores al metro, presentan un aspecto menos fresco y están parcialmente cubiertos de vegetación. Eso, unido a su relativamente baja altitud, hace considerarlos como una morfología heredada.



Foto 6.8. Algunas elevaciones y agrietamientos por congelación A: Círculos de piedras en la Colladeta (2.700m). B: Círculos de piedra degradados en el Circo de Armeña (2.150m). C: Césped almohadillado en la Pleta de la Litera (Peña Lierga) a 2.140m de altitud.

La presencia de superficies planas y la disponibilidad de agua en el suelo son factores fundamentales para la formación de suelos ordenados (Gómez Ortiz, 1987; Pedraza, 1996; French, 2007). El pobre desarrollo de estas formas en los ejemplos mencionados, y su ausencia en los lugares aparentemente favorables, está en relación con este hecho. Tanto la escasa proporción de finos que genera la alteración de las calizas de Baziero y de las calizas con prealveolinas como la rápida infiltración del agua de fusión nival o de precipitación limitan la humedad disponible y por tanto la génesis de suelos ordenados.

En relación con los procesos de hinchamiento y elevación cabe citar la presencia, marginal a escala de macizo, de césped almohadillado en la vertiente norte de Peña Lierga a 2.140 m de altitud. Se trata de una zona con suelo bien desarrollado y en la proximidad de una dolina de gran tamaño que concentra humedad de forma permanente (Foto 6.8 C).

6.2.3.2 Procesos acumulativos

Dentro de este epígrafe englobamos las pedreras o canchales y los campos de bloques.

Las pedreras son formas de morfogénesis mixta, consistentes en acumulaciones de material detrítico grueso con escasa matriz. Los derrubios pueden ser liberados por gelifracción o descompresión, siendo de mayor tamaño los segundos. Los mecanismos de transporte que los movilizan son gravitacionales, que producen acumulaciones al pie de laderas, a lo largo de corredores, en piedemontes amplios o en antiguos circos glaciares. Otro mecanismo de transporte son los aludes que producen conos de derrubios. Un posible rasgo que ayuda a distinguir el mecanismo de transporte es el perfil del depósito, rectilíneo en el caso de los gravitacionales y convexo en el de las avalanchas (Pedraza, 1996; González Trueba, 2007).

Una vez depositados, los derrubios muestran pendientes de entre 25 y 40° y pueden estabilizarse o iniciar procesos de deslizamiento y reptación (Pedraza, 1996; Chueca et al., 2000), dando lugar a nuevas morfologías como terracillas o debris flows, que serán tratados en apartados posteriores.

En el macizo de Cotiella las pedreras adquieren un gran desarrollo debido principalmente a la abundancia de escarpes de origen estructural o generados por

erosión glaciaria, el elevado grado de fracturación de la roca y la ocurrencia durante varios meses al año de ciclos de hielo/deshielo.

Su distribución por la zona de estudio (ver Mapa Geomorfológico) es bastante amplia pero no uniforme. Altitudinalmente están presentes desde los 800 m (alrededores de Salinas de San) hasta los 2.600 m, bajo los escarpes de las cimas más altas del macizo. En la vertiente sur, la ausencia de escarpes significativos implica que estas morfologías sean más escasas.

En algunos valles alcanzan un desarrollo excepcional que hace incluso que converjan en el talweg, enmascarando otras geoformas previas como artesas glaciares o morfologías kársticas (Foto 6.9 A).

Las presentes en cotas más bajas, inferiores a 1.500 m suelen presentar cierto grado de recubrimiento vegetal por lo que probablemente fueron plenamente activas durante la Pequeña Edad del Hielo y actualmente son semifuncionales. Es frecuente que fosilicen otros depósitos periglaciares como derrubios estratificados. Por encima de esa cota su funcionalidad es plena. Sin embargo, no se puede considerar la altitud de una pedrera como referencia para la actividad de procesos de crioclastia ya que ésta está en relación con la altitud, desnivel, morfología y características litoestructurales del escarpe bajo el que se desarrollan.

La litología más propicia para la formación de canchales es la Fm Maciños, compuesta por calizas arenosas menos masivas que las otras dos formaciones principales del macizo, netamente calcáreas. Los valles de la Ribereta y de Labasar y el entorno de la Basa de la Mora constituyen buenos ejemplos de un desarrollo extremo de los canchales (Foto 6.9 B).

En muchos casos se aprecia una cierta clasificación que dispone los bloques de mayor tamaño en las áreas más distales de los depósitos.

Los campos de bloques son acumulaciones caóticas de materiales rocosos, predominantemente angulosos, con escasa movilidad, resultado esencialmente de la acción mecánica destructora ligada a la crioclastia (Chueca *et al.*, 2000).

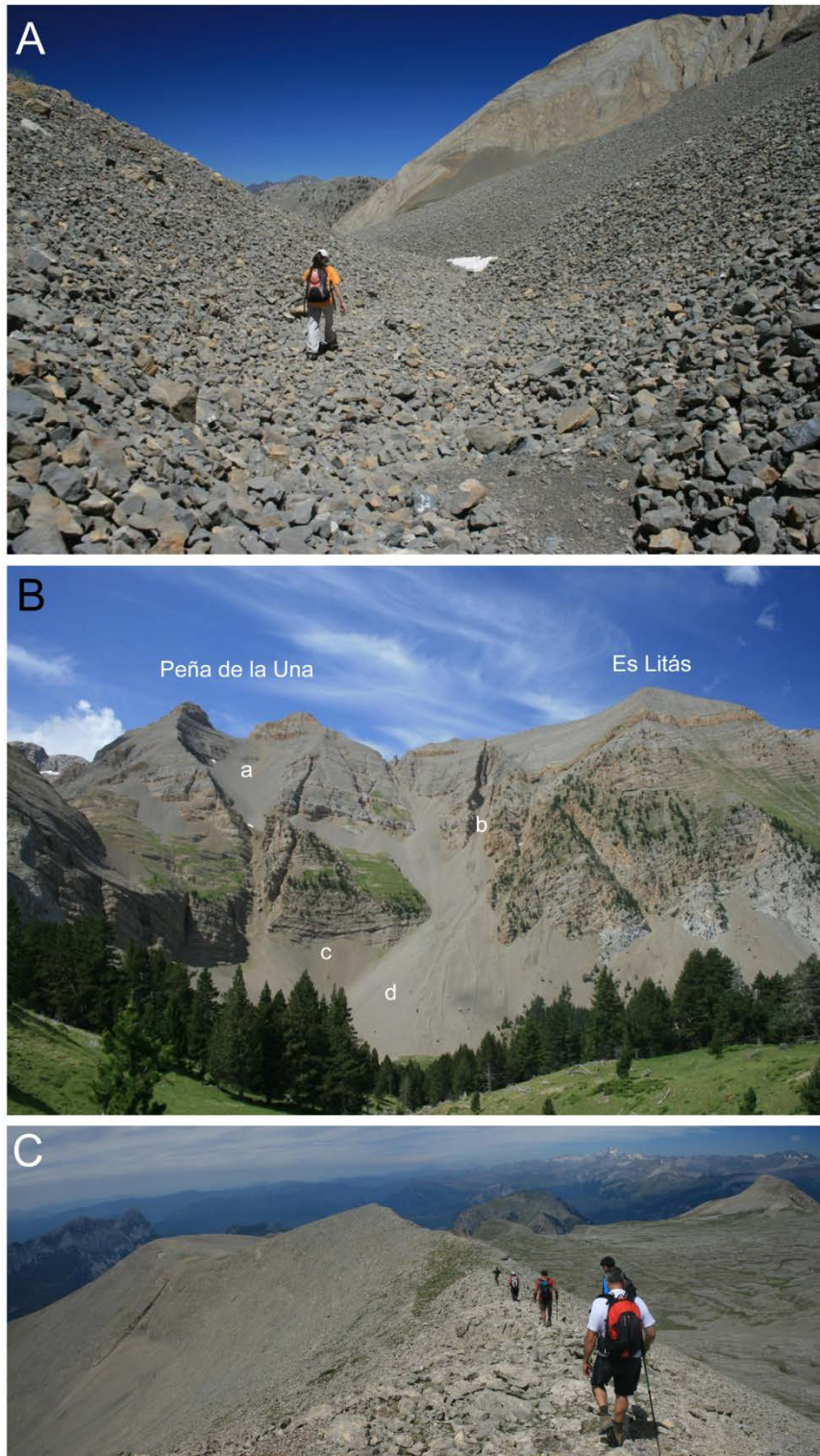


Foto 6.9. Morfologías debidas a procesos acumulativos en Cotiella. A: Convergencia de canchales en el talweg del valle de la Ribereta. B: Canchales en el entorno de la Basa de la Mora, con crioclastos procedentes de la Fm Maciños, al pie de pared de circo (a), rellenando canales (b), en talud o piedemonte (c) y en conos (d). C: Campo de bloques en la Cresta de las Brujas, entre Los Neis y el Entremón (página 261).

En Cotiella están presentes en áreas cimeras de poca pendiente y principalmente de la vertiente sur del macizo. Se observan en el amplio cordal que limita el valle de Los Neis (Foto 6.9C), en zonas poco vegetadas del replano cimero de Peña Lierga (en rocas procedentes de lapiaces exhumados), en Punta Calva y en la Pala del Puerto como ejemplos más significativos, por tanto siempre en altitudes de entre 2.200 y 2.750 m.

6.2.3.3 Movimientos en masa

Los movimientos en masa constituyen un agente modelador de las laderas menos pendientes en medios periglaciares. Realmente se trata de procesos gravitacionales que guardan relación con la presencia de agua en el suelo que puede provenir bien de la fusión del hielo que contenga el suelo, bien de la fusión de nieve o hielo superficial que se incorpore posteriormente al suelo. El propio sometimiento a ciclos de hielo/deshielo del agua del suelo también puede desencadenar o controlar los movimientos en masa (Pedraza, 1996; Serrano *et al.*, 2000).

Estos movimientos son muy frecuentes en Cotiella, animados principalmente por procesos de reptación y gelifluxión o solifluxión (ver áreas afectadas en el Mapa Geomorfológico).

En diversos trabajos se engloban dentro de este grupo las coladas de flujo, tanto fangosas como de derrubios (Serrano *et al.*, 2000; González Trueba, 2007). En la zona de estudio, aunque las coladas de derrubios son extremadamente abundantes, el agua de deshielo no es el principal desencadenante, de modo que se considerarán en un capítulo aparte. Las coladas de fango sí son producto de la saturación de sedimentos terrígenos por agua de fusión nival pero su presencia en el macizo de Cotiella es anecdótica, con escasos ejemplos y de modestas dimensiones (Foto 6.10 A).

Los deslizamientos lentos son abundantes en varias zonas del macizo, especialmente en el área cimera de Peña Lierga, el Entremón y el circo de Armeña (Foto 6.10 B). Se caracterizan por presentar una cicatriz de arranque de planta habitualmente semicircular con un escarpe que oscila entre 20 cm y un metro de altura. Se dan en zonas de pendiente media cubiertas de suelo siempre ocupado por prado alpino. Aparecen en cualquier orientación y en cotas entre 1.900 y 2.400 m, coincidiendo prácticamente con el límite superior del bosque y el de la alta montaña rocosa donde los suelos son minoritarios.

En el Entremón, a 2.300 m, y en una sucesión de escarpes de este tipo de deslizamientos se han individualizado terrones de tierra cubierta de césped (Foto 6.10 C). Se han expuesto casos similares en el Pirineo oriental (Gómez Ortiz, 1988) si bien en ese caso se invoca como causa de la individualización la evolución de suelos inicialmente afectados por césped almohadillado. En el caso de Cotiella no hay evidencia de existencia previa de esa morfología. Seguramente los terrones se han individualizado al progresar el deslizamiento, generarse un sistema de cicatrices de arranque y aumentar la crioturación por agujas de hielo que han podido contribuir a aislar los terrones.

Los lóbulos de geliflucción están bien representados tanto en el Entremón como en Peña Lierga. La existencia de laderas pendientes, cubiertas de un suelo lo suficientemente potente y cubierto de vegetación hace posible el mantenimiento de la humedad generada principalmente por la fusión nival, llegando a su saturación y desencadenando su movimiento. Se han observado en Lierga ejemplos de lóbulos con grandes bloques rocosos encima. Parecen indicar una concentración de agua por la presión que ejerce el peso del bloque sobre el sustrato.

En otras zonas los lóbulos son de piedras. Se dan a mayores altitudes o en zonas bajo crestas que disponen de una suficiente alimentación de crioclastos y pendientes acentuadas. Los ejemplos más claros se dan en la cara sur de la Peña del Mediodía, en la cara suroeste de Forcas, bajo el Mobisón Gran y en las proximidades del collado de Garcas, abarcando todos ellos cotas entre 2.100 y 2.350 m.

Las laderas más pendientes, con procesos de reptación, muestran terracillas y guirnaldas (ver Mapa Geomorfológico). Las terracillas se dan tanto en acumulaciones de clastos como en suelo. Las primeras afectan a canchales, es el caso del valle de Labasar, entre 2.250 y 2.500 m o los canchales colgados de Peña Lierga (1.850 m), ambos en orientación sur. Las de suelo se desarrollan en laderas pendientes cubiertas de prado alpino. Hay buenos ejemplos en el entorno del Ibón de Plan (2.200 m), con orientación suroeste y en las proximidades de Punta Calba a 2.300 m y con orientación norte.

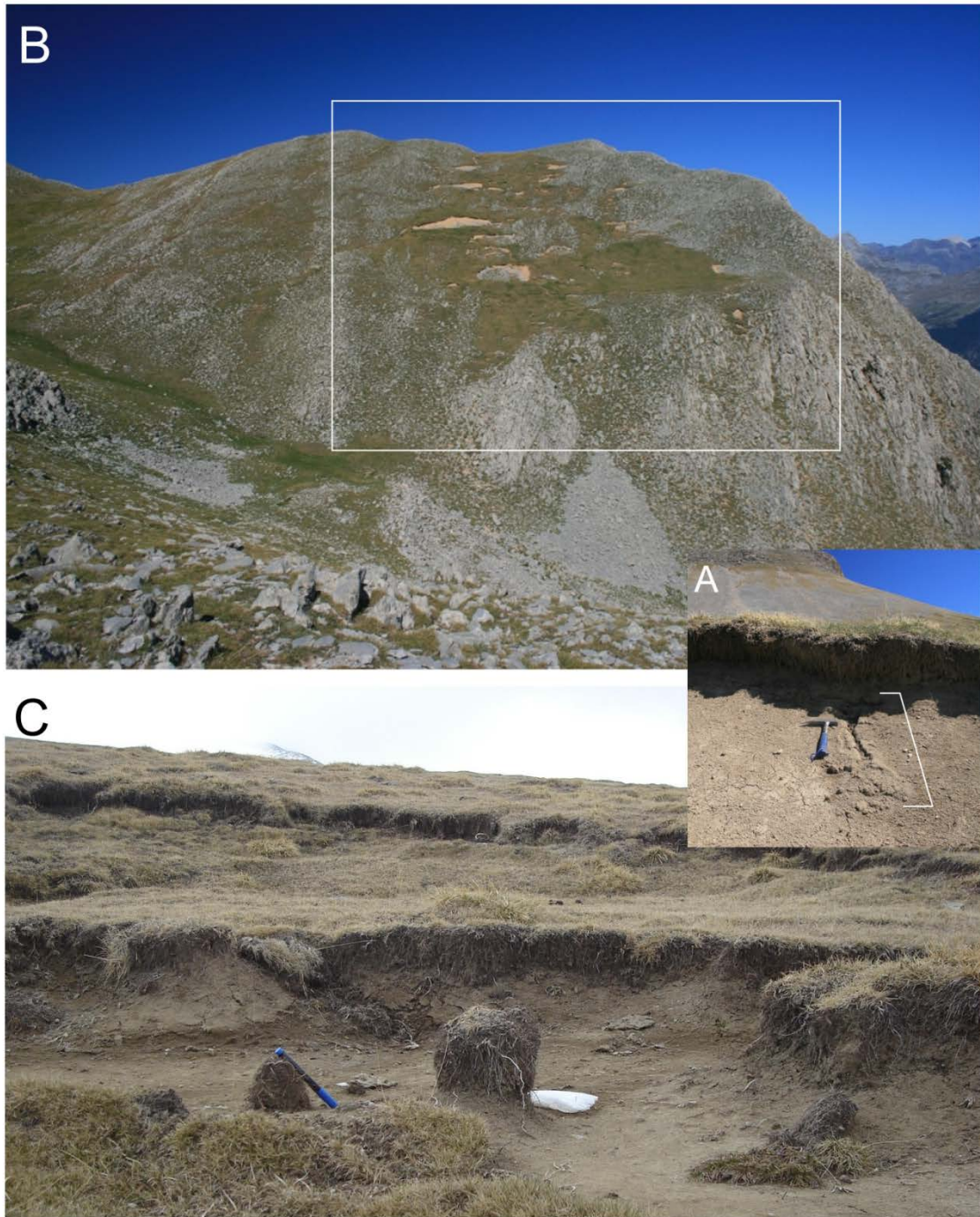


Foto 6.10. Ejemplos de movimientos en masa en la zona de estudio. A: Pequeña colada de fangogenerada en el escarpe de un deslizamiento lento en el circo del Entremón. B: Deslizamientos lentos en Peña Lierga a 2.200 m de altitud. C: Terrones en el Entremón.

Las guirnaldas se desarrollan en laderas formadas por materiales finos como en la cara norte de Peña Lierga (Foto 6.11 A) o en las vertientes norte y sur del Mobisón Gran (Foto 6.11 B y C). También en el valle de Yali ocupan amplios sectores en la cabecera. Las cotas comprenden desde los 2.100 a los 2.550 m.

Por último, dentro de los movimientos en masa, cabe citar con una presencia mucho más marginal ejemplos de coladas de piedras como los observados en el Ballón d'el Regall (2.000 m) (Foto 6.11 D) y Entremón (2.250 m), ambas con orientación meridional.

Todas las formas citadas presentan un estado bastante fresco por lo que se asume su funcionalidad actual.

6.2.3.4 Formas relacionadas con la nivación

Las características topográficas del macizo de Cotiella hacen que disponga de un abundante recubrimiento nival durante un número de meses al año variable en función de la cota y la orientación considerada (Figura 6.1). En una parte sustancial del macizo la presencia de la nieve abarca como mínimo seis meses, lo que facilita el desarrollo de numerosos procesos relacionados con la nivación.

En un macizo descolgado hacia el sur respecto al eje central de la Cordillera, se hace más notoria la diferente capacidad de retener la nieve según la vertiente de la montaña en que nos hallemos. La cara sur del macizo, especialmente los valles de Yali y Los Neis, ven desaparecer la nieve de forma precoz. Incluso durante largos episodios anticiclónicos en pleno invierno, el recubrimiento puede ser incompleto hasta prácticamente los 2.700 m de altitud en exposiciones meridionales.

Las principales morfologías asociadas a la nieve encontradas en el macizo son las morrenas de nevero, las avalanchas de nieve, los enlosados nivales y los nichos de nivación.

Morrenas de nevero

Las morrenas de nevero o protalus rampart son cordones de derrubios rocosos localizados en torno a la base de neveros permanentes. Están formados por bloques angulosos de gran tamaño con escasa o nula matriz fina (Chueca, 1991b).

Dentro del macizo se encuentran en diversos puntos (ver Mapa Geomorfológico). Bajo la Cresta de las Brujas, en el Entremón, existen dos grandes conjuntos compuestos cada uno por dos generaciones bien diferenciadas. En ambos conjuntos, la más alejada del escarpe es la de mayores dimensiones, tanto en longitud como en anchura y potencia, y se sitúa en torno a los 2.100 m de altitud. Sobre esta generación, unos 100 metros por encima, hay otra de dimensiones visiblemente más modestas con aspecto

mucho más fresco. Entre ambas hay algunos lóbulos que pudieran indicar movimiento fluidal en los derrubios. La orientación de ambos conjuntos es norte. En el Rincón d'es Amorriadors existe un pequeño cordón orientado al norte y a unos 2.440 m de altitud.

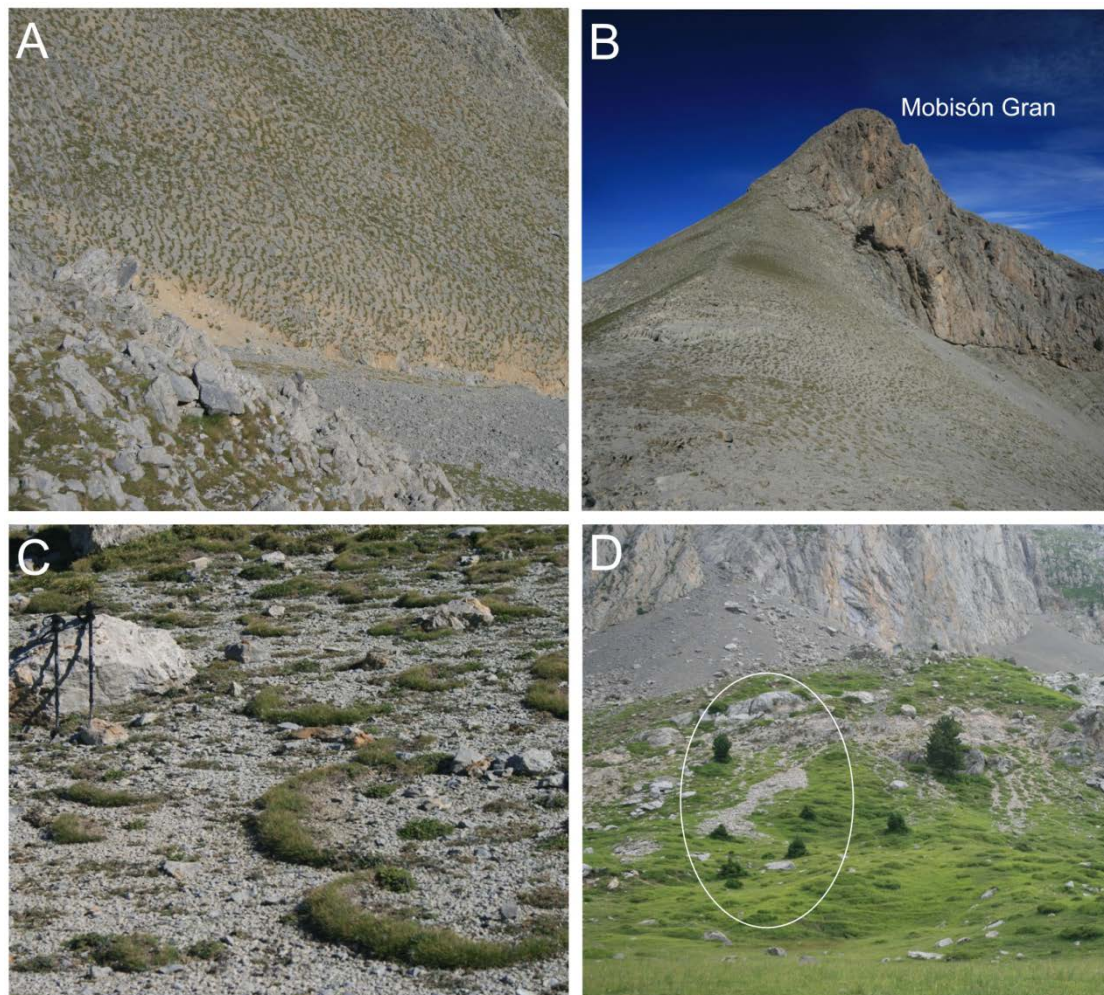


Foto 6.11.A: Guirnaldas en Peña Lierga. B: Guirnaldas en Mobisón Gran. C: Detalle de estas últimas. D: Coladas de piedras en el Ballón d'el Regall.

En el valle de Labasar, y con orientación oeste, existen también dos zonas con morrenas de nevero. Una de ellas, compuesta por un largo cordón curvilíneo y otro más pequeño, está situada a 2.300 m bajo la cresta sur de la Punta Es Litás. La otra zona con una gran morrena de nevero se encuentra sobre la cubeta glaciokárstica de l'Ibonet, a 2.450m.

En el vecino valle de La Ribereta se encuentran otros dos niveles de protalus rampart (Foto 6.12 A). El inferior y de mayores dimensiones está a 2.350 m. Se trata de un cordón complejo que presenta varias crestas (Foto 6.12 B), indicando una formación

en distintos pulsos dentro de un mismo momento frío. Dos desprendimientos fosilizan parcialmente el depósito. Un poco más bajo, en la margen opuesta del valle, hay otro cordón bajo un pequeño escarpe. El otro nivel, situado en la misma ladera, se ubica a 2.500 m y es de dimensiones más modestas que indican una sola fase de formación.

En el circo de Armeña existen tres cordones. Dos de ellos son de grandes dimensiones. Uno está situado bajo la cara norte de Cotielleta y el otro bajo la de Yali (Foto 6.12 C), ambos muestran un cordón de pequeño tamaño más cercano al escarpe que el principal. El tercero está bajo la cara E de Cotiella y es de menor tamaño. Los tres se sitúan en cotas comprendidas entre 2.450 y 2.500 m.

En el valle de los Neis, bajo la cara sur del pico de los Neis existe un nítido arco de morrena de nevero. Se sitúa a 2.150 m y está cubierto de vegetación herbosa.

Por último, existen dos cordones en la cara norte de la Peña d'el Mediodía, en el circo de La Fueba. Uno se sitúa ligeramente por encima de los 2.100 m y otro algo más bajo. El inferior está parcialmente cubierto de árboles.

No existen apenas referencias en la bibliografía en las que se aporten datos detallados sobre morrenas de nevero en los Pirineos y menos aún su posible cronología. En el cercano macizo del Turbón, Chueca (1991b) diferencia tres generaciones. Dos de ellas, de gran tamaño, las adscribe al Tardiglaciar y la más interna y pequeña a la Pequeña Edad del Hielo datando mediante *Rhizocarpum geographicum*. En montañas cercanas, como el Macizo Central de los Picos de Europa, González Trueba (2007) señala dos tipos de acumulaciones. Una heredada con origen en el Tardiglaciar y altitudes entre 1.800 y 1.900 m y otra activa a partir de 2.100 m en caras norte y 2.200 en caras sur.

En el caso del macizo de Cotiella es posible diferenciar dos generaciones distintas de morrenas de nevero. La primera o inferior engloba todos los cordones situados entre 2.100 y 2.350 m. La segunda o superior, aunque tiene algún pequeño cordón a 2.300, se ubica preferentemente entre los 2.450 y los 2.500 m.

En principio se puede afirmar que las altas pueden estar originadas durante la Pequeña Edad del Hielo. Las situadas en orientaciones más favorables, como las del circo de Armeña, son incluso semifuncionales en la actualidad. Durante el trabajo de campo, de hecho, se ha observado a finales de veranos frescos la persistencia de neveros en contacto con las morrenas (Foto 6.12 D).

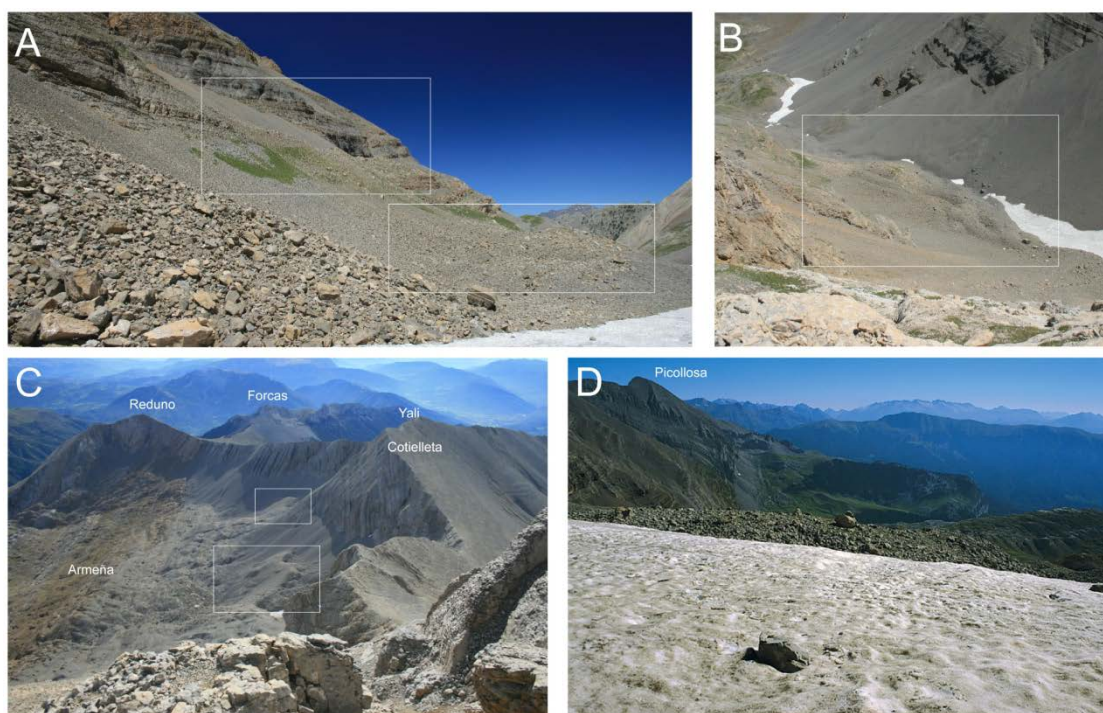


Foto 6.12. Distintas morrenas de nevero en el macizo de Cotiella. A: Panorámica de los dos niveles de morrenas de nevero de La Ribereta. B: Vista de los niveles inferiores de la foto A desde el collado de La Ribereta. C: Morrenas de nevero de grandes dimensiones bajo Cotiella. D: Morrena de nevero bajo el pico de Cotiella a finales de agosto de 2001.

La generación inferior de protilus rampart puede estar originada durante las últimas etapas frías inmediatamente previas al Holoceno o incluso durante el enfriamiento del Holoceno medio. La existencia de cordones situados a 2.100 m en orientaciones desfavorables (como el de los Neis) hace pensar en unas condiciones climáticas duras para explicar su formación, desde luego más frías que las propias de la P.E.H.

La morrena de nevero baja del circo de La Fueba, pese a situarse en torno a los 2.100 m, presenta formas bastante frescas. Si consideramos que su orientación es norte y que el fondo del circo está ocupado por un glaciar cubierto fósil que fue activo durante el Dryas reciente, es posible que, pese a su baja altitud, aprovechando su favorable situación topográfica pudiera haberse desarrollado durante etapas previas a la P.E.H., momento en el que se desarrollaría la morrena superior.

Avalanchas de nieve

La abundante cantidad de nieve desde finales de otoño hasta bien entrada la primavera, unido a los fuertes desniveles de amplias zonas del macizo, hace que los aludes sean un fenómeno frecuente en Cotiella.

En el desencadenamiento de los aludes intervienen dos factores. Los extrínsecos a la naturaleza de las vertientes se relacionan con las condiciones nivo-meteorológicas. Los intrínsecos tienen que ver con las características de las laderas como su pendiente, morfología, orientación, grado y tipo de vegetación o límites altitudinales (Julián y Chueca, 1999).

Los dos tipos de avalanchas más habituales son las de nieve suelta y las de placa (McLung y Schaerer, 1996). Las de nieve suelta comienzan en o cerca de la superficie y movilizan sólo nieve superficial. Se inician en una zona localizada, a menudo cerca de resaltes rocosos debido a que éstos ocasionan incrementos locales de la temperatura. Con nieve seca precisan pendientes de entre 35 y 80° mientras que con nieve saturada basta con 15° de pendiente o incluso menos. La saturación de la nieve superficial se ve favorecida por la existencia de niveles de hielo intercalados en el manto nivoso. Los aludes de nieve suelta y húmeda son más masivos y la nieve presenta una densidad mucho más alta (McLung y Schaerer, 1996), por tanto podemos decir que su potencial morfogenético será mucho mayor. La época más propicia para que se produzcan es la primavera, debido al incremento de temperatura que tiene como resultado el empapamiento de la nieve al comienzo de la fusión. En otoño igualmente se producen oscilaciones térmicas, previas a la instauración del régimen térmico netamente invernal, capaces de desencadenar aludes de nieve suelta generalizados en zonas altas (Foto 6.13 A y B).

Los aludes de placa tienen su origen en fallos de la zona profunda del manto nivoso que provocan la delimitación por líneas de fractura de un bloque de nieve. La superficie de deslizamiento puede ser una capa de hielo intercalada o incluso el propio suelo. Los de placa seca se desencadenan en pendientes entre 25 y 55° (McLung y Schaerer, 1996). En ocasiones, los aludes de nieve pueden incorporar carga rocosa y constituir acumulaciones sedimentarias en la zona de detención (French, 2007).

Un factor común que propicia el desencadenamiento de ambos tipos de aludes es la presencia de niveles de hielo intercalados dentro del manto nival. Este hecho es relativamente frecuente en Cotiella y hemos constatado la presencia de niveles de este tipo en perfiles realizados del manto nivoso. En un perfil realizado en el interfluvio

Tarteral-Ordizez, se observa un nivel de hielo cinco centímetros de grosor que tiene por encima 47 cm de nieve. Aún así, la alternancia observada de niveles de nieve blanda (penetrables con el dedo) con otros más dura (penetrables con dificultad con un lápiz) hacen que pueda haber niveles susceptibles de producir o favorecer deslizamientos aún sin llegar a estar helada.

En la cartografía geomorfológica del macizo se han señalado las canales que funcionan como recorrido o zona de transición de aludes dado que los factores de tipo extrínseco no pueden representarse espacialmente y por tanto no se pueden cartografiar. La ausencia de vegetación, la deformación que ésta muestra si está presente e incluso la presencia de depósitos sedimentarios y su aspecto, son buenos criterios para inferir la frecuencia de los aludes que bajan por las canales.

Algunas de las zonas más propicias son la cara norte de Punta Calba (Foto 6.13 C), la de Reduno, buena parte del valle de Los Neis y todas las vertientes de la Punta Es Litás. Estas zonas poseen zonas de comienzo de pendientes medias, capaces de acumular suficiente nieve y que pueda desestabilizarse, y con cubierta de prado y escasa rugosidad. Bajo esas condiciones es relativamente fácil que se desencadenen aludes de nieve suelta que aumenten el volumen de nieve y roca que transporten al atravesar canales de gran longitud y elevadas pendientes.

En otras zonas del macizo también hay sistemas de canales capaces de evacuar aludes pero que debido a la menor altitud de las zonas de comienzo son menos activas. Con seguridad en épocas de mayor frío como la P.E.H. áreas como la cara norte de Peña Lierga, margen izquierda del valle de Yali o la cara norte del Picón de Forcas fueron escenario habitual de avalanchas, hoy esporádicas o inexistentes.

En cuanto a los efectos de los aludes, podemos destacar en el ámbito de la alta montaña la formación de varios conos de derrubios. Los aludes capaces de conectar la alta montaña con la media producen en ocasiones notables cicatrices en la vegetación. Es el caso de canales en Los Neis, en la cara este de la Peña d'el Mediodía o en las canales que caen de la cara norte de Reduno (Foto 6.13 D). El aspecto del bosque indica que son zonas donde los eventos son de alta frecuencia, con varios aludes en cada temporada.

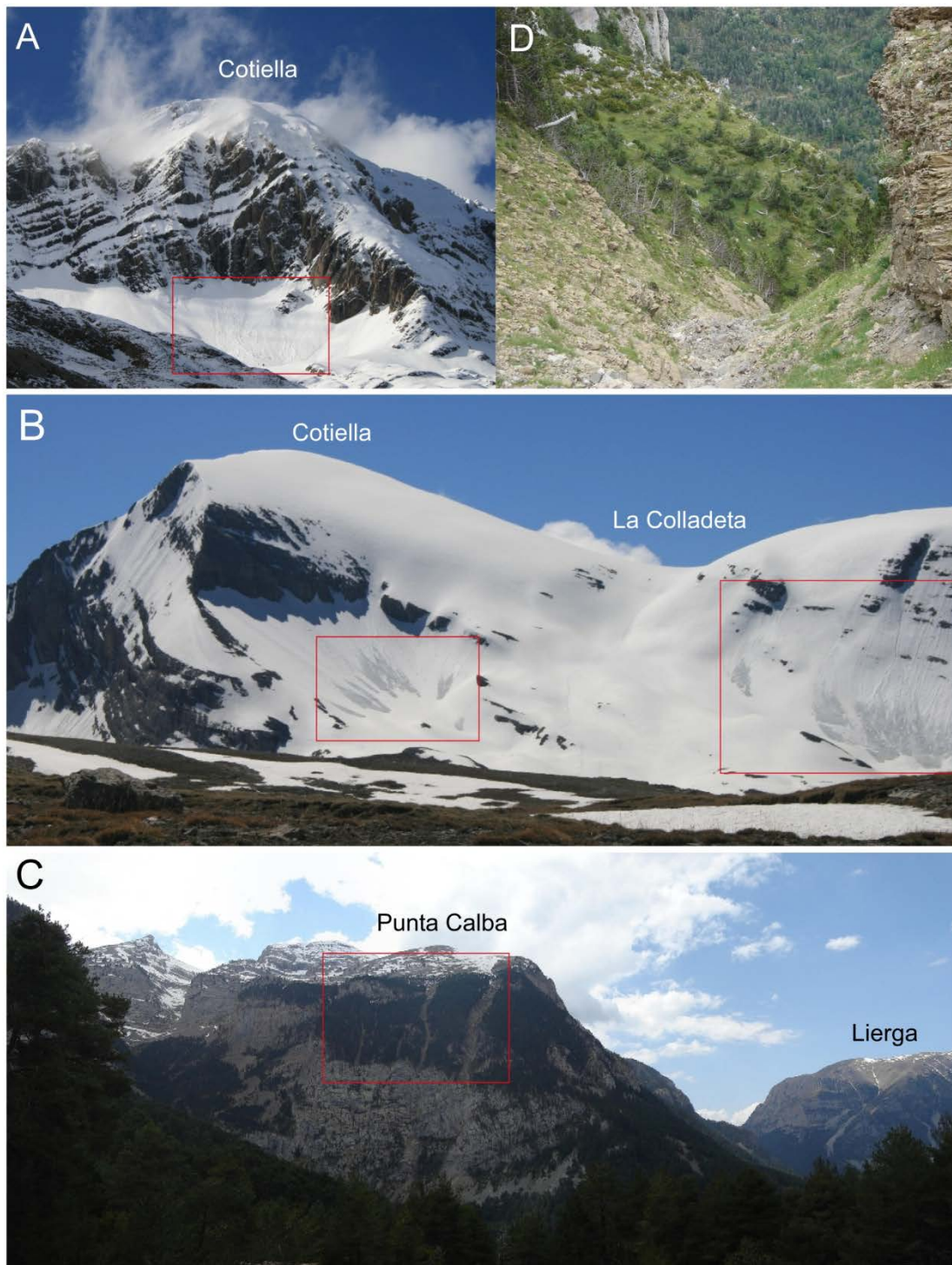


Foto 6.13. Ejemplos de aludes y sus efectos en Cotiella. A: Aludes de nieve suelta bajo el pico de Cotiella en su cara NE (noviembre de 2.011). B: Aludes en su cara O (junio de 2.008). C: Efecto de los aludes en la vegetación: cara norte de Punta Calba). D: Canales de Reduno.

El funcionamiento de las canales cartografiadas como zona de transición de aludes no es exclusivamente nival. Durante los meses del año en que no hay nieve su comportamiento es torrencial y evacúan tanto sedimentos producidos por crioclastia y

que caen por gravedad como sobre todo coladas de derrubios originadas tras tormentas convectivas importantes. Son por tanto morfologías de comportamiento mixto nival-torrencial.

De manera minoritaria, existen zonas de aludes debidos a desprendimiento de cornisas, como ocurre en el entorno del collado de Cotiella y en La Colladeta.

No es reseñable la interferencia entre aludes e instalaciones o actividades humanas. Las avalanchas quedan recluidas en el ámbito de la alta montaña. Sólo el acceso al refugio de Armeña se ve cortado por las canales muy activas de Reduno. Naturalmente, la práctica del esquí de travesía o la escalada en canales de hielo y nieve sí pueden verse afectadas por estos fenómenos nivales.

Cabe mencionar también que existen diversos topónimos en el macizo que señalan zonas donde se producen frecuentes aludes. Se trata de la Peña Es Litás, barranco de Lisé y Las Litarualas. Todos ellos provienen de la raíz *litu, de origen sorotáptico, y que dio origen al término lit o litarrada (Planas *et al.*, 2008) que, junto con lurte, designa a los aludes de nieve en lengua aragonesa.

Enlosados nivales y nichos de nivación

En el Entremón, aprovechando la presencia de amplias zonas llanas, existen algunos ejemplos de enlosados nivales. Son apelmazamientos causados por el peso de la nieve en las formaciones infrayacentes con lavado de finos posterior por las aguas de fusión. Se registran entre 2.300 y 2.450 m.

La última morfología que citaremos son los nichos de nivación, con un posible ejemplo desarrollado en la parte norte de la zona cimera de Peña Lierga, a 2.200 m. Pese a su altitud, las características morfoestructurales de esta montaña no han dado lugar a zonas de acumulación de hielo glaciar. La acumulación de nieve sobre la Pleta de la Litera sí parece haber influido en la génesis de una concavidad orientada al norte que se va acentuada por los procesos de geliflución que tienen lugar en sus márgenes. En el fondo de esta concavidad es la disolución kárstica lo que predomina, localizándose tres dolinas de distintos tamaños alineadas. Se trataría por tanto de una morfología mixta nivo-kárstica. El aporte adicional de agua por la fusión del nevero contribuiría a aumentar la disolución y por tanto a agrandar la morfología.

6.3 Conclusiones sobre el modelado periglacial

- Existe una gran diversidad en cuanto a procesos y morfologías en Cotiella, con hasta 18 geoformas de origen periglacial. El grado de actividad y el rango de altitudes en que aparecen son muy variables. Muchas de ellas son fósiles y se generaron durante los pulsos fríos posteriores al último máximo glacial surpirenaico (MIS 4).
- Los derrubios estratificados se encuentran en todas las orientaciones, si bien son más frecuentes en las meridionales. Se distinguen dos generaciones, una muy antigua (anterior a la fase Salinas, MIS 4) rellena los grandes valles orientados al sur (Irués, Neis, Yali) con espesores decamétricos. La más reciente, datada en el Dryas antiguo, da lugar a afloramientos muy fragmentados, en cualquier orientación y de potencias notablemente menores. Suele estar recubierta por canchales recientes.
- Hay un total de siete glaciares rocosos en Cotiella. Altitudinalmente se distribuyen entre los 1.900 y los 2.600 m de altitud, presentándose en orientaciones variadas. Cronológicamente, representan al menos tres fases distintas de formación. El más antiguo (Es Cums) se generó de manera sincrónica al último máximo glacial (MIS 4). El más reciente (Cotiella) se generó durante la Pequeña Edad del Hielo. El resto corresponden a distintos momentos de la deglaciación previos al Holoceno.
- El glaciar rocoso de Cotiella muestra diferentes signos morfológicos que sugieren que se trata de un aparato activo. Para verificarlo, se ha hecho un registro de la temperatura del suelo e indica un régimen térmico compatible con la existencia de hielo bajo el glaciar, avalando así su posible funcionalidad actual.
- Se encuentran en el macizo morfologías causadas por elevaciones y agrietamientos por congelación. Las agujas de hielo, presentes casi a cualquier cota, y los suelos ordenados, localizados en pocos emplazamientos, son sus principales representantes.
- Las morfologías debidas a procesos acumulativos son muy numerosas. Los canchales ocupan extensiones muy considerables en varios valles del macizo, destacando los de Labasar, Ribereta y la cubeta del ibón de Plan. En ocasiones confluyen en el talweg de algunos valles, eliminando otros tipos de geoformas.
- Los movimientos en masa dan lugar a gran variedad de formas de relieve. Los deslizamientos lentos y los lóbulos de geliflucción son frecuentes por encima de los 2.200 m en buena parte del macizo, igual que las terracillas y guirnaldas.

- Los procesos ligados a la nivación son los responsables de varias morfologías activas y heredadas. Dos generaciones de morrenas de nevero se localizan entre los 2.100 y los 2.500 m. Las más altas son semifuncionales en la actualidad. Los aludes son un fenómeno frecuente entre noviembre y mayo, aunque se concentran a finales de invierno y durante la primavera.

7. Modelado kárstico

“Me gustan las grutas, y compadezco a los que en ellas buscan refugio. En una gruta traje yo al mundo a mi Hijo, y en una gruta lo confié sin temor a la Muerte, con el fin de que naciera por segunda vez en su Resurrección.”

Marguerite Yourcenar, *Cuentos orientales*

El rasgo geomorfológico más destacado del macizo de Cotiella es, sin duda, su modelado kárstico (Foto 7.1).



Foto 7.1. Zona intensamente karstificada en la cabecera de Batiziellas.

La diversidad de formas y procesos en los que se manifiesta, además de su intensa actividad actual, ha obligado a acometer su estudio desde muy distintos enfoques.

En lo que al exokarst se refiere, se han identificado morfologías erosivas de distintas escalas y se han analizado sus orígenes y condiciones de distribución. Las tobas constituyen la respuesta externa de la actividad constructiva kárstica y el estudio de edificios tobáceos antiguos y funcionales también es objeto de este trabajo. Por último, se ofrecen resultados cuantitativos de la tasa de denudación actual calculada a partir de losetas situadas sobre el terreno durante tres años, así como de la influencia de distintos factores sobre dicha denudación.

Con casi 2.000 m de potencial máximo karstificable, el endokarst de Cotiella adquiere un protagonismo singular. Se incluye en esta Tesis una revisión de los principales sistemas endokársticos, analizándose la relación existente entre los principales sistemas de cavidades y la estructura geológica. En el campo de la hidrología subterránea, se tratan de apuntar las cuencas y direcciones de drenaje principales. Se ha elegido una cavidad del macizo, la Espluga Lasgüeriz, para realizar un estudio detallado de sus morfologías y parámetros ambientales. El clima, la hidroquímica y los isótopos del agua sirven para poner en relación los procesos internos y externos que afectan a la dinámica espeleogenética en esta cueva. Los registros sedimentarios químicos de las cavidades de Lasgüeriz y Pot au Feu también se han

estudiado a fin de extraer información paleoclimática de ellos. Se presentan resultados en cuanto a fases de crecimiento y composición isotópica. Uno de los aspectos más novedosos de este trabajo es el estudio detallado y sistemático, de una cueva helada. Características climáticas, tipos y procesos formadores de hielo, dataciones del depósito, composición isotópica e implicaciones paleoclimáticas se han realizado de la cueva A294 y su depósito de hielo subsuperficial. Por último, e integrando toda la información previa, se establece el patrón de encajamiento y evolución del conjunto de la red endokárstica de Cotiella.

7.1 Fenómenos kársticos en el macizo de Cotiella

Junto a la estructura geológica y al modelado glaciar que se asentó sobre ella, el karst es el tercer elemento clave que explica las características del relieve de Cotiella.

En líneas generales, la presencia de rocas calizas en la práctica totalidad del área de estudio y entre la cota 2.912 (cima de Cotiella) y la 900 (valle de Irués), unido a un gran número de discontinuidades de origen tectónico y una pluviometría importante, componen un marco propicio para el desarrollo del karst.

Algunos de los rasgos fundamentales del karst en Cotiella son:

- i. Ausencia de una red de drenaje definida en los sectores más altos del macizo, con excepción de la que los glaciares pudieron trazar en las distintas fases frías que han afectado a la zona. Actualmente, en las áreas desprovistas de vegetación, el desarrollo de las formas exokársticas es máximo. En la base del macizo, numerosos tramos fluviales presentan morfologías de cañones fluviokársticos, extendiendo la importancia del modelado kárstico desde las áreas elevadas hasta las zonas de menor altitud.
- ii. Existencia de una compleja y extensa red de drenaje endokárstico. Aún en proceso de investigación espeleológica, el conocimiento actual permite situarla como uno de los sistemas de desarrollo más importante del Pirineo central. El interior de las cavidades muestra a su vez interesantes depósitos sedimentarios de tipos y orígenes diversos.
- iii. Presencia de un conjunto de surgencias desigualmente repartidas en las áreas de baja cota que rodean al macizo.

7.2 Factores condicionantes del karst en Cotiella

La existencia de grandes superficies carentes de vegetación hace que el modelado exokárstico tenga una gran visibilidad en el macizo de Cotiella, especialmente a escala de detalle.

En diversos trabajos se enumeran los factores que condicionan, de manera general, el desarrollo de las morfologías kársticas (Jennings, 1985; White, 1988; Ford y Williams, 2007). Ford y Williams (2007) resumen dichos factores en procesos hidrológicos, litología y estructura, esorrentía y variaciones de temperatura. En otros (Ginés, 2002), se ofrece una perspectiva geocológica concediendo más peso a factores bióticos como los tipos de vegetación macro y microfítica que recubren la roca.

En el macizo de Cotiella los factores que tienen más influencia sobre la distribución y el grado de desarrollo del exokarst son los siguientes:

Topografía

La zona de estudio presenta un relieve sumamente abrupto y heterogéneo. A partir de la zona central de cumbres y crestas, se alternan una serie de escarpes y rellanos de orígenes diversos (estructural, glaciario o meros interfluvios). Esta disposición condiciona localmente la preponderancia de los procesos geológicos actuantes y, por consiguiente, de las morfologías dominantes (en los escarpes dominan los procesos gravitacionales y la crioclastia, con acumulaciones de canchales a sus pies; en los rellanos prevalece la disolución kárstica con gran densidad de morfologías exokársticas). A escala de detalle, la diversidad topográfica es aún mayor, modificando las condiciones de exposición y microclima de numerosas áreas.

Litología y estructura

Si bien la práctica totalidad del macizo es calcáreo, de las tres formaciones principales (Baziero, Maciños y Calizas con prealveolinas) no todas presentan la misma susceptibilidad ante los procesos de disolución. Además, la fracturación y su disposición estructural influyen también en el tipo de formas exokársticas que predominan. Un buen ejemplo es el contraste entre la zona de Entremón, con buzamiento subhorizontal y homogeneidad litológica, y Armeña, con fuertes buzamientos en sus capas y tres grandes tipos de rocas calizas.

Relación con otros modelados

El grado de desarrollo de morfologías como los lapiaces es heterogéneo comparando zonas situadas a distintas cotas. El paso de los glaciares ha ejercido una suerte de “reseteo” de la roca, regularizando las superficies y haciendo que la disolución empezara de cero en amplias zonas que, de no ser por la erosión glaciaria, se encontrarían fuertemente karstificadas. Por otro lado, algunas formas periglaciares de excepcional desarrollo en el macizo llegan a tapizar superficies karstificadas. Procesos activos como la crioclastia impiden el normal desarrollo y conservación de lapiaces y dolinas en altura.

Nieve y clima

El gradiente de precipitaciones y temperaturas afecta a la disponibilidad del agua y a las condiciones generales que favorecen o inhiben el proceso de disolución. La nieve está presente en amplias áreas durante seis o siete meses al año, con las implicaciones que supone para el aporte o no de agua a la roca. Durante los meses más cálidos, diversos neveros sobreviven en determinados emplazamientos fundiéndose lentamente y realizando un aporte continuo de agua en las áreas anejas.

Suelos y vegetación

En Cotiella, sobre la cota 1.900-2.000 ya no hay bosque y por encima de unos 2.400 tampoco hay prado alpino. Eso delimita las franjas en las que la actividad en los suelos, con el consiguiente aporte de CO₂ biológico, está presente y puede acidificar el agua y por tanto incrementar la disolución. Sin embargo este factor va ligado al régimen térmico, pues los suelos helados en altitud inhiben la actividad biológica durante varios meses al año.

7.3 Exokarst

7.3.1 Macroformas: las grandes depresiones glaciokársticas

Sobre la estructura geológica del macizo, la sucesión de fases climáticas frías y cálidas ha permitido la labor alterna del glaciarismo y el karst. Como resultado, numerosas morfologías muestran una superposición de características propias de cada modelado, pudiéndose hablar con propiedad de un gran número de formas glaciokársticas.

El relieve de Cotiella presenta una serie de escalones enlazando las áreas de cumbres con rellanos de tamaño variable a través de abruptos escarpes. Estos rellanos

tienen un origen atribuible a más de un factor, combinando rasgos estructurales y glaciares. Sobre ellos se desarrollan hasta tres grandes depresiones en cuya génesis el karst ha tenido un papel fundamental.

Todas ellas se ubican por encima de los 2.100 m de altitud y están modeladas en cualquiera de los tres principales tipos de calizas del macizo. En función de su origen, es posible distinguir las formadas por procesos mixtos glaciokársticos y las que se deben sólo a la disolución kárstica.

Dentro de este grupo se encuentran la Gran Dolina de Armeña, la megadolina de Es Leners y el circo de la cara sur de la Peña las Diez (Figura 7.1 y Mapa Geomorfológico).

La primera se ubica en pleno circo de Armeña (UTM 281689, 4709980), a 2.170 m, y se desarrolla en las calizas cenomaniense-coniacienses con su eje mayor según la dirección de estratificación (Foto 7.2 A).

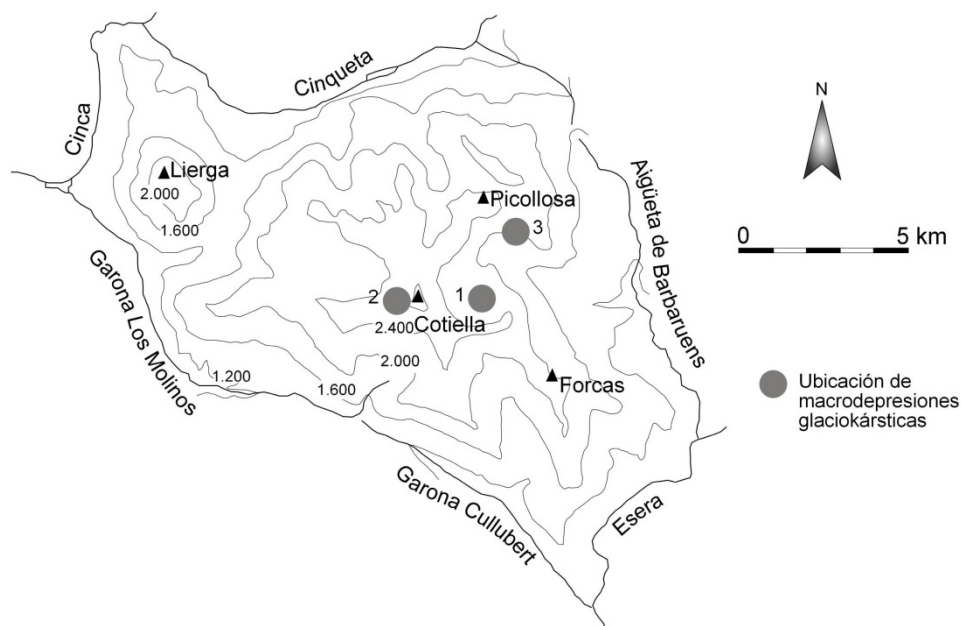


Figura 7.1 Situación de las macrodepresiones glaciokársticas en el macizo de Cotiella (1: Gran dolina de Armeña, 2: Megadolina de Es Leners, 3: Circo de la Peña las Diez).

La cubeta, en su sector oriental, se alarga en dirección NE a favor de la familia principal de fracturas del circo. El origen de esta depresión es kárstico pero las sucesivas fases glaciares han producido su ahondamiento. Al norte limita con un umbral rocoso que muestra restos de superficies pulidas. El fondo de la cubeta tiene un relleno parcial de material detrítico fino procedente de la descalcificación de las calizas, till

disperso y pequeños depósitos periglaciares y de desprendimientos rocosos originados en las empinadas laderas del flanco norte de la cubeta. Numerosas dolinas de pequeño tamaño se reparten por el fondo de esta depresión. También se encuentran en ella las entradas a varias cavidades del sector Armeña. Ni siquiera tras fuertes lluvias se observa circulación de agua en su superficie.

La megadolina de Es Leners (UTM 279323, 4710383; Mapa Geomorfológico) es una dolina de grandes dimensiones con planta aproximadamente circular. Se desarrolla a unos 2.500 m de altitud en la cara oeste del pico de Cotiella, sobre el gran circo de Entremón y en calizas de la Fm Baziero. El borde occidental de la misma se vio afectado por la erosión glaciara, abriendo la dolina hacia el circo (Foto 7.2 B). En la actualidad está parcialmente rellena por un canchal sobre el que se superponen pequeños desprendimientos y coladas de derrubios.

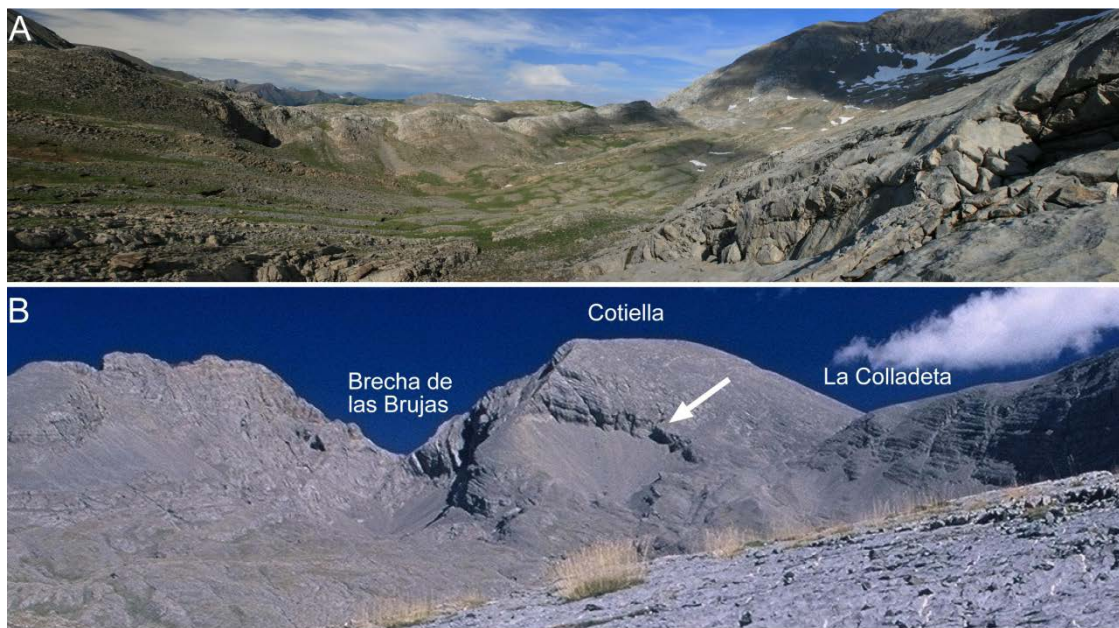


Foto 7.2. Depresiones glaciokársticas en el macizo. A: La Gran Dolina de Armeña. B: Megadolina de Es Leners (flecha), bajo la cima de Cotiella.

Por último, bajo la cara sur de la Peña las Diez y a 2.300 m de altitud hay una tercera depresión ubicada en el fondo del circo del glaciar de Angón (UTM 282459, 4713107; Mapa Geomorfológico). Modelada entre la Fm Maciños y las calizas cenomaniense-coniacienses, el fondo está cubierto por sedimentos que permanecen encharcados varios meses tras la retirada de la nieve. Un conjunto de sumideros evacúa

toda el agua que circula de manera efímera por esta depresión. Desde la Peña las Diez, un gran canchal alcanza el nivel llano del fondo de la depresión.

7.3.2 Meso y microformas

7.3.2.1 Mesoformas: dolinas

Varios autores califican a las dolinas como el relieve más característico del karst e incluso algunos las proponen como morfologías de diagnóstico (Sauro, 2003; Ford y Williams, 2007). Dentro del término dolina se incluye a cualquier depresión kárstica cerrada, de tamaño pequeño o mediano, sin tener en cuenta su génesis o contexto climático (Sweeting, 1972; Jennings, 1985; White, 1988; Ford y Williams, 2007).

La clasificación de las dolinas puede realizarse atendiendo a la morfología, tamaño, estructura hidrológica, funcionalidad, características litológicas o tectónicas y, lo más habitual, al proceso generador (Sauro, 2003). La clasificación genética incluye los tipos tradicionales de disolución, colapso y subsidencia o sufosión pero también las aluviales, de intersección, de base de pozo decapitado y antropogénicas (Bini y Pellegrini, 1998; Sauro, 2003; Plan y Decker, 2006; Ford y Williams, 2007).

En el macizo de Cotiella las dolinas son muy abundantes aunque de distribución heterogénea. Altitudinalmente, aparecen entre los 1.284 m (Panar de San Miguel) hasta los 2.900 (dolinas de la cima de Cotiella). Dado que son morfologías que se desarrollan en superficies subhorizontales, un primer control sobre su distribución es el relieve. Los grandes escarpes que conectan las zonas de cumbres con los fondos de valle son un factor limitante al desarrollo de las dolinas. Por tanto, las zonas más propicias serán los fondos de circo o artesas, superficies de relieve preglaciar en zonas de divisorias elevadas y algunos interfluvios. El circo de Armeña y la cabecera del valle de Batiziellas son, con diferencia, las zonas que más dolinas concentran (Mapa Geomorfológico).

En cuanto a dimensiones, hay dos morfologías que se pueden considerar macrodolinas. A diferencia de las grandes depresiones comentadas en el apartado 7.3.1, en éstas el único proceso que ha actuado es la disolución kárstica.

Una de ellas es el Panar de San Miguel, que recibe este nombre por el uso agrícola que su amplio fondo tuvo tradicionalmente. Se encuentra en el replano existente entre la Peña de San Miguel, el macizo de Peguera y Peña Lierna, en el extremo norte de la zona

de estudio (UTM 272882, 4715908). La morfología en planta es ovalada y el desarrollo longitudinal coincide con una de las grandes fallas normales que enmarcan al Cinqueta en este sector del macizo. Está modelada sobre calizas de la Fm Baziero.

La segunda macrodolina se denomina El Clot (junto con *foya*, *clot* es el término en lengua aragonesa que denomina a las dolinas). Se ubica a la salida del circo bajo Peña Forca (UTM 284343, 4708206), en el sector este del macizo también sobre calizas de la Fm Baziero. Posee la misma forma en planta que la anterior si bien en este caso no hay un accidente tectónico claro que la controle.

Los datos morfométricos de ambas macrodolinas se muestran en la tabla 7.1.

	Longitud (m)	Anchura (m)	Profundidad (m)	Altitud fondo (m)	Superficie (km ²)
San Miguel	630	270	30	1.264	0,18
El Clot	300	120	20	1.584	0,02

Tabla 7.1. Datos morfométricos de las macrodolinas del Panar de San Miguel y El Clot.

Genéticamente, en el macizo de Cotiella existen dolinas de disolución, de colapso, de base de pozo decapitado y de sufosión. Lejos de aparecer distribuidas anárquicamente, existen agrupamientos de dolinas con génesis similares en determinadas zonas y cotas.

Dolinas de disolución

Por debajo de los 1.900 m, donde el bosque cubre de manera homogénea el terreno, las dolinas aparecen de manera aislada aprovechando pequeños rellanos de tipo estructural. Suelen ser de planta circular, miden de media tres metros de diámetro y están cubiertas de suelo. Se encuentran mayoritariamente a lo largo del acceso a Armeña, zona de Lierga y en el replano de El Salobre.

Por encima de los 1.900 m y hasta los 2.400 existen sólo árboles dispersos y en general el terreno llano está cubierto por suelo y tasca alpina, especialmente cuando existe alguna concavidad como pequeñas cubetas glaciokársticas entre umbrales. En estos ambientes las dolinas aparecen en grupo constituyendo campos, a veces de gran extensión como en el circo de Armeña, Entremón y Batiziellas. Normalmente existe un marcado control estructural de estas cubetas, disponiéndose en cruces de familias de fracturas o en el de fracturas y juntas de estratificación (Figura 7.2). Los cruces de fracturas mayores suelen dar lugar a grandes cubetas en cuyo interior se desarrollan

dolinas de pequeño tamaño. De manera aislada, se observa también alguna dolina de este tipo en superficies de relieve preglaciario, como en la cresta de Los Neis.

En el campo de dolinas de la cima de Peña Lierga existen grandes uvalas. También se aprecia el desarrollo de dolinas pequeñas anidadas dentro de otras mayores (Foto 7.3 A). En relación a este hecho, White y White (1995) señalan que el número de dolinas de un determinado diámetro o profundidad decrece exponencialmente cuando el tamaño aumenta a favor de dolinas menores. La disponibilidad de rutas de drenaje alternativas es lo que explica la aparición de nuevas dolinas en detrimento de las de mayor tamaño.



Figura 7.2. Esquema sobre ortofotografía que muestra la relación entre estratificación, fracturación y desarrollo de dolinas en el circo de Armeña.

En áreas abiertas como El Salobre, en la divisoria entre los circos de Ordizez y El Tarteral, la concentración de nieve por el viento en determinadas zonas provoca un desarrollo asimétrico de las dolinas mayores (Foto 7.3 B).

En niveles altitudinales superiores el suelo desaparece progresivamente y las dolinas se desarrollan sobre roca desnuda. A favor tanto de juntas de estratificación como de fracturas diversas, se abren numerosas dolinas que generalmente poseen plantas de forma irregular y pequeñas dimensiones (Foto 7.3 C-E). La profundidad es muy variable y algunas constituyen entradas a cavidades de distinto desarrollo. Son especialmente numerosas en el circo de Armeña y en Batiziellas y es habitual que estén parcialmente rellenas de gelifractos. Dolinas de este tipo forman un pequeño campo en la propia cima de Cotiella, a favor de la estratificación vertical.

Dolinas de colapso

Es el tipo de dolina que domina por encima de los 2.300 m. Las plantas empiezan a mostrar formas más irregulares y tamaños más diversos, con profundidades en general mayores. La importancia de la gelifracción como proceso morfogenético dominante en estas cotas se aprecia en las paredes y fondos, que aparecen con rellenos parciales de crioclastos. Muchas de estas paredes muestran también lapiaces. Este tipo de dolinas son muy abundantes en Cotiella y son bien visibles en el Entremón (en menor número pero con mayor tamaño), Armeña y Batiziellas (formando en ambos sitios extensos campos). Se encuentran también en la zona final de la Ribereta y ya de forma aislada en otros puntos del macizo. Una vez producido el colapso, siguen funcionando como dolinas de disolución. Hay que destacar el papel de la nieve dentro de su desarrollo pues, aunque el agua de fusión no tenga una gran agresividad, se produce un aporte continuo de agua a medida que el nevero se funde durante el verano. Algunas dolinas albergan importantes depósitos perennes de nieve cuyo espesor puede oscilar bastante de año en año (Foto 7.4 A y B).

Dolinas de base de pozos decapitados

Algunas de las dolinas que se extienden por la alta montaña, donde el glaciario ha sido intenso, muestran una forma de pozo perfecta y tienen los bordes externos regulares y adaptados a la pendiente (Foto 7.4 C). La interpretación de estas morfologías, de acuerdo con Bini y Pellegrini (1998), es de fondo de pozos que han sido conectados con la superficie debido al rebaje producido por la erosión glacial. Hay varios casos en el circo de Armeña si bien son más escasos en otras áreas del macizo.

Dolinas de sufosión

En algunas zonas a gran altitud, la superficie rocosa se haya recubierta por sedimentos recientes no consolidados, principalmente till. En estos casos, el agua que se filtra entre el sedimento hace posible que siga la disolución y la aparición de morfologías kársticas, generalmente dolinas de pequeño tamaño en elevado número.



Foto 7.3. A: Dolinas anidadas en la zona cimera de Peña Lierga. B: Dolinas con acumulación diferencial de nieve en El Salobre. Se indica la dirección del viento dominante. C: Dolinas de disolución modeladas a favor de fracturas. D, E: Dolinas de disolución modeladas a favor de juntas de estratificación. La foto E corresponde al campo de la cima de Cotiella.

Los finos del sedimento son evacuados por los conductos del sustrato karstificado por una combinación de lavado físico y disolución química (Ford y Williams, 2007). Este tipo de dolinas son habituales en zonas de montaña, donde tills de fases de retroceso puede cubrir cubetas o fondos de circo en los que, posteriormente, se pueden desarrollar estas dolinas. Ejemplos similares se pueden observar en los Alpes austríacos (Plan y Decker, 2006), Picos de Europa (donde reciben el nombre de boches,

(González-Trueba, 2007)) e incluso en otras zonas del Pirineo como en los tills de la Pequeña Edad del Hielo de los Picos del Infierno (Chueca y Julián, 1998). En la zona de estudio hay un excelente ejemplo sobre el till tardiglaciario bajo la cima de Cotiella (Foto 7.4 D).

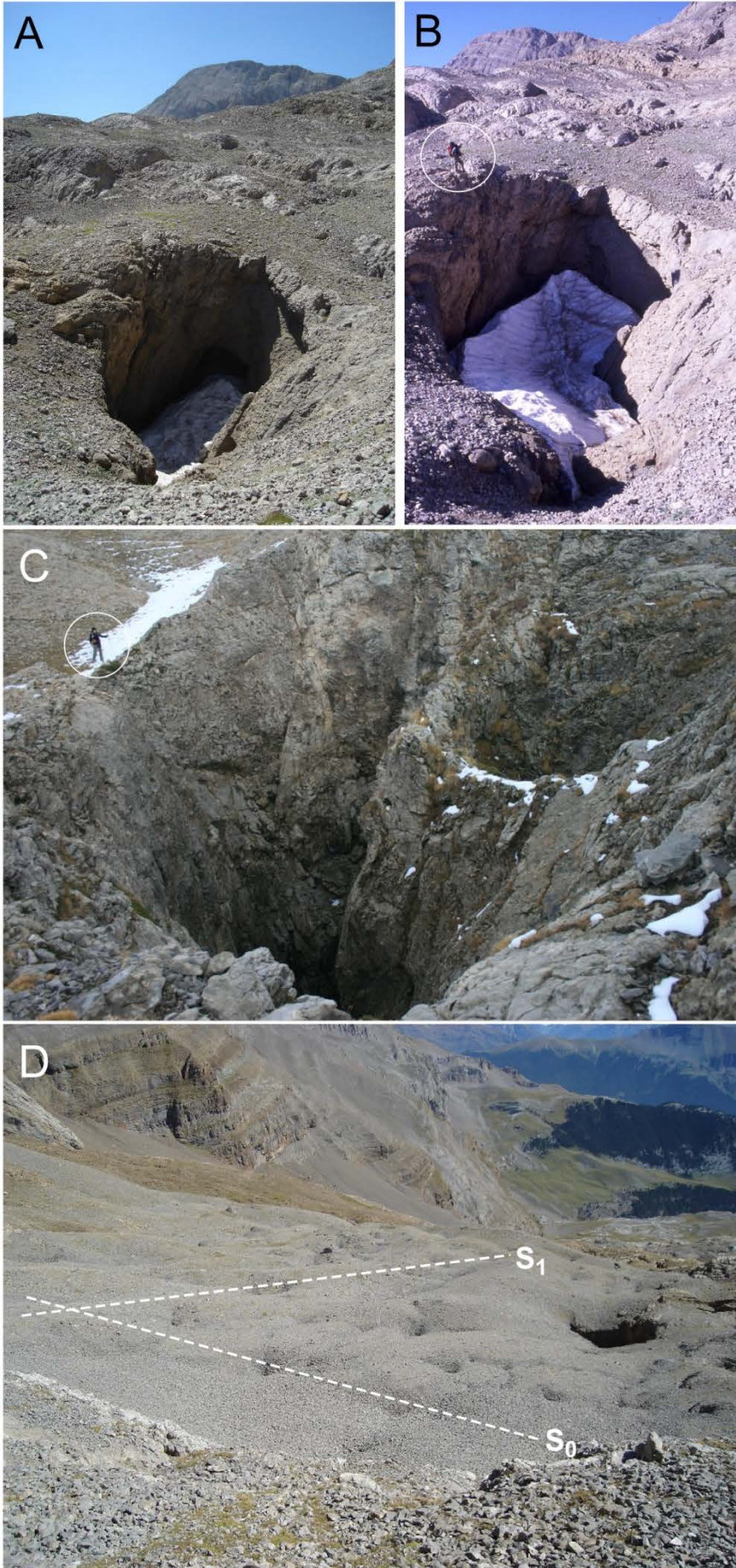
El cálculo de densidades de dolinización constituye una aproximación cuantitativa al grado de importancia que las dolinas tienen en un determinado paisaje y permite, además, comparar con otras zonas. Para calcular este parámetro se han cartografiado las dolinas a escala 1:6.000 en la zona cimera de Peña Lierga, los circos de Armeña y Entremón, el circo y valle de Batziellas. Trabajando a esa escala se han quedado sin cartografiar una cantidad muy elevada de dolinas de pequeño tamaño, especialmente en el circo de Armeña. Aún así, los resultados obtenidos (Tabla 7.2) son suficientemente expresivos.

Zona	Nº de dolinas	Superficie (km ²)	Densidad
Peña Lierga	26	0,6	43,3
Armeña	303	3,08	98,4
Entremón	140	5,8	24,1
Batziellas	68	0,81	83,9

Tabla 7.2. Comparación entre la densidad de dolinización de varios enclaves del macizo de Cotiella.

Con diferencia, la zona con mayor densidad de dolinas es el circo de Armeña, seguido de Batziellas. En Peña Lierga el número de dolinas es elevado en cuanto a la superficie pero pequeño comparado con las otras zonas consideradas del macizo. En el Entremón se localizan un gran número de morfologías pero repartidas por un área bastante extensa.

Foto 7.4 Algunos ejemplos de dolinas en Cotiella. A: Dolina en la zona alta del circo de Armeña con depósito de nieve en su interior (agosto de 2007). B: la misma dolina en agosto de 2001 (una persona da la escala). C: Dolinas de base de pozo decapitado en el circo de Armeña (una persona da la escala). D: Campo de dolinas de sufosión sobre el till tardiglaciario de Armeña. Nótese la distribución de dolinas según alineaciones debidas a estratificación (S₀) y fracturas subperpendiculares (S₁). (En página 289)



Estos datos cobran más valor al compararlo con otros campos de dolinas. Por ejemplo, los Llanos de Cupierlo (Sierra de Guara) ofrecen una densidad de 7,2 dolinas/km² (Rodríguez Vidal, 1986), en la Cordillera Ibérica de 6,5 a 35,1 (Gracia Prieto, 1991) o 38,3 dolinas/km² en la Lora de Valdivia (Palencia) (Martín Duque *et al.*, 2010). Por tanto puede concluirse que las dolinas son morfologías altamente representativas del karst de Cotiella y se presentan con una abundancia en relación a la superficie karstificable realmente elevada tanto a escala de macizo, como comparando con otras zonas de las montañas españolas.

7.3.2.2 Lapiaces

Los lapiaces, conocidos también como *karren* en la literatura anglosajona o *lapiés* en la francesa, son formas erosivas superficiales de pequeña escala, comprendiendo microlapiaces (menores de un centímetro), lapiaces (1-10 m) y campos de lapiaces cuando abarcan áreas grandes (White, 1988; Ford y Williams, 2007).

Es una de las morfologías más corrientes en el macizo, donde se han identificado hasta 18 tipos distintos de lapiaz. La cota mínima en la que aparecen es de unos 700 m (*rillenkarrren* cerca de Lafortunada), con un máximo de densidad y variedad en zonas como Armeña y Batiziellas. La presencia de lapiaces disminuye en altitud y son ya anecdóticos por encima de 2.700 m e inexistentes a 2.900, cotas donde la gelifracción domina frente a otros procesos morfogenéticos. En la cartografía geomorfológica que acompaña a esta Tesis se han recogido las principales zonas con desarrollo de lapiaces.

Clasificar los lapiaces es una tarea compleja, existiendo en la naturaleza una diversidad morfogenética prácticamente inacotable. Hay numerosas variantes de clasificaciones en la bibliografía. Algunos ejemplos son la de Santos y Marquínez (2005) basada en la geometría y la relación con las discontinuidades de la roca y la de Ford y Williams (2007), morfológica que incorpora factores genéticos.

A la hora de clasificar los lapiaces, una dificultad añadida es la nomenclatura elegida. En la literatura científica se encuentran nombres alemanes, ingleses o balcánicos. Los intentos de traducir o fijar términos en español (Ginés, 2002) no han acabado de cuajar. En este trabajo se utilizan los términos en inglés usados por Ford y Williams (2007), los alemanes de Bögli (1960) y, cuando la correspondencia existe, los españoles de Ginés (2002).

Siguiendo la clasificación de Ford y Williams (2007), podemos distinguir formas circulares planas, lineales controladas por fracturas o hidrodinámicamente y formas poligenéticas.

Formas circulares planas

No son muy abundantes, aunque están presentes en las tres litologías básicas del macizo.

Se han observado pocillos de corrosión (*solution pits*) de diámetro inferior a 10 cm en Armeña afectando a la Fm Maciños a casi 2.400 m de altitud. Hay otras depresiones como cubetas de disolución (*kamenitze*) con ejes mayores de 30 cm, cubiertas de suelo o subaéreas también en Armeña en las calizas cenomanienses-coniacienses y otras de pequeño tamaño en el Entremón sobre la Fm Baziero (Foto 7.5 A y B).

También se engloba en este grupo el *trittkarren* o *heel-prints*. Hay ejemplos de superficies muy afectadas por esta tipología, ligadas a la presencia de neveros durante buena parte del año (Foto 7.5 C).

Formas lineales controladas por fracturas

Extensas áreas del macizo presentan lapiaces de este grupo con excelentes ejemplos. La intensa fracturación que presentan todas las formaciones en Cotiella favorece la ubicuidad de este tipo de lapiaces que representan el drenaje principal hacia el epikarst más profundo.

El término general de lapiaz de diaclasas incluye los términos *splitkarren*, cuando las grietas son de pequeño tamaño (Foto 7.5 D) y aparecen generalizadas en todas las litologías y emplazamientos, especialmente en las calizas cenomanienses-coniacienses, calizas arenosas de la Fm Maciños y calizas paleocenas.

Las grietas de mayor tamaño (*grikes* o *kluftkarren*) son asimismo muy abundantes. Se pueden observar en todas las litologías y tanto desarrolladas en superficie, en suelo y semienterradas (Foto 7.5 E-G). Son de tamaño métrico y pueden llegar a cubrir grandes extensiones. En el circo del Entremón existen buenos ejemplos de *grikes* desarrollados bajo el suelo y que han aflorado mostrando sus perfiles netamente redondeados y aún no afectados por lapiaces secundarios. La intensa crioturación a la que están sometidos los suelos de esa zona favorece la progresiva exhumación de estos lapiaces. También en el altiplano cimero de Peña Lierna es visible esta morfología.

En ocasiones la cubierta edáfica no afecta a todo el lapiaz sino que sólo rellena parcialmente las grietas. En estos casos la parte superior mantiene perfiles angulosos mientras que en la inferior, al aumentar la disolución por la presencia de suelo, se producen ensanchamientos en la base.

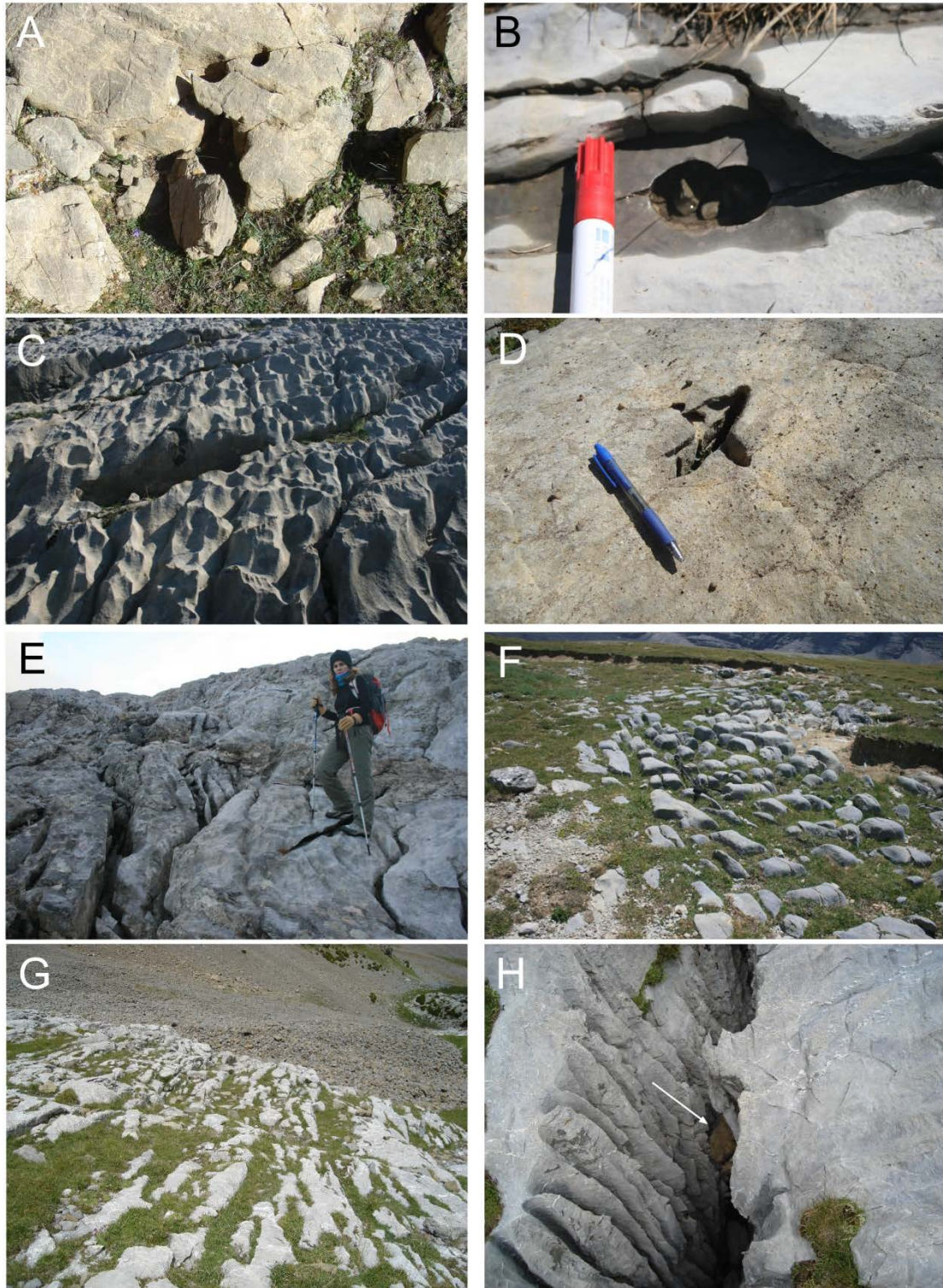
En numerosas ocasiones el gran desarrollo de los grikes permite la individualización de bloques (*clints* o *flachkarren*). También es frecuente que en las paredes de las grietas se generen, de forma secundaria, otros tipos de lapiaces como *rinnenkarren* o *rillenkarren* (Foto 7.5 H).

Lapiaz lineal controlado hidráulicamente (canales de disolución)

Esta tipología de lapiaz se forma por efecto de la disolución desligada de heterogeneidades de la roca. Da lugar a canales subparalelos desarrollados según la máxima pendiente de la roca. Su desarrollo puede alcanzar varios metros pero se interrumpe cuando alguna discontinuidad (superficie de estratificación o fractura) se cruza en su trayectoria. Dentro de este grupo hemos distinguido cuatro tipos de lapiaz.

El primero de ellos es el *rillenkarren* o estrías de lapiaz. Contrariamente a lo que ocurre en zonas relativamente próximas como Ordesa o Guara (García Ruiz y Martí Bono, 2001; Rodríguez Vidal, 1986), en Cotiella no es un lapiaz muy abundante. Se ha observado en las cotas más bajas y más altas en las que aparecen los lapiaces, lo que sugiere que requiere menos disponibilidad hídrica que otros tipos de lapiaces (Foto 7.6 A).

Foto 7.5. Lapiaces de formas circulares planas en Cotiella. Pocillos de corrosión (A), y cubeta de pequeño tamaño (B). C: Trittkarren o heel-prints afectando a calizas cenomanienses-coniacienses a 2.200 m de altitud en el circo de Armeña. D: Splitkarren a favor de dos diaclasas ortogonales en la formación Maciños (circo de Armeña, 2.400 m de altitud). Se observan alrededor cristales de cuarzo en resalte y en el interior del lapiaz plantas ligadas al suelo que lo rellena, incrementando la disolución. E: Grikes en superficie, sobre calizas cenomanienses-coniacienses, Armeña, 1.980 m; F: Grikes desarrollados en suelo y exhumados, Fm Baziero, Entremón, 2.300 m. G: Grikes semienterrados, calizas cenomanienses-coniacienses, Armeña, 2.100 m. H: Desarrollo de rinnenkarren en la pared de un grike. En la parte inferior de la fotografía se aprecia una kamenitza recubierta de suelo. En el interior del grike (formado en calizas con prealveolinas) hay un bloque de la Fm Maciños (flecha). (En página 293)



Mucho más corrientes son los canales o *rinnenkarren*, caracterizados por sus bordes afilados y fondos planos o redondeados. Pueden alcanzar longitudes de varios metros. En los escarpes ligados a umbrales glaciares ubicados por encima de los 1.900 m es donde alcanzan su desarrollo máximo. Todo el circo de Armeña es un compendio de las distintas variantes que estos lapiaces pueden presentar, modelados en cualquiera de sus tres litologías principales (Foto 7.6 B-F). A los canales rectos en paredes

empinadas se añaden los canales meandriiformes con distintos grados de sinuosidad en sus cauces. En ocasiones los cauces parten de una depresión donde se acumula agua de lluvia o de fusión de nieve (*mäanderkarren*). En cuanto la pendiente se acentúa, se produce la transición de ese tipo de lapiaz a *rinnenkarren* progresivamente más rectilíneo. Las características de la caliza sobre la que se labran coadyuvan al diferente desarrollo de los canales (Foto 7.6 E y F). En las calizas cenomanienses-coniacienses se modelan canales muy rectilíneos con longitudes que pueden superar los cinco metros, mientras que en las calizas arenosas de la Fm Maciños son canales mucho más cortos e interrumpidos a veces por tramos más detríticos (Foto 7.6 F).

Un último tipo de lapiaz de este grupo son los *fluted scallops*, que se extienden por las pendientes superficies de roca entre los canales anteriormente descritos, perpendicularmente a la dirección de flujo del agua. Son especialmente abundantes en el circo de Armeña y su génesis está relacionada con el aporte de agua proveniente de la fusión de neveros.

Conjuntos de lapiaces (*assemblages of karren*)

Los lapiaces tienden a aparecer ocupando amplias áreas donde se encuentran varios tipos simultáneamente según las condiciones del sustrato. En función de las características de estas asociaciones de lapiaces puede hablarse de campos de lapiaz (*karrenfeld*) cuando se trata de una extensión de terreno más o menos grande. Es el caso de los campos de lapiaz situados sobre el refugio de Armeña, a unos 1.980 m de altitud (Foto 7.7 A). En dicho campo se suceden *splitkarren*, *grikes*, canales de distintos tipos, etc. sobre un sustrato con pulimento glaciar.

Cuando los estratos calcáreos son horizontales o presentan un buzamiento bajo se habla de pavimentos calizos (*limestone pavements*). Destacan dos zonas dentro del macizo con esta morfología. Una de ellas es el Ballón d'el Regall (UTM 282511, 4712152), donde sobre calizas paleocenas se localiza un entramado de grikes que delimitan bloques (*clints*) paralelepípedicos. Estos, a medida que progresa la disolución en las grietas van cayendo por efecto de la gravedad. En el Entremón, a favor del buzamiento subhorizontal de la Fm Baziero, se localiza un extenso pavimento calizo con *grikes* desarrollados en función de la red de fracturas propia de ese sector (Foto 7.7 B y C).

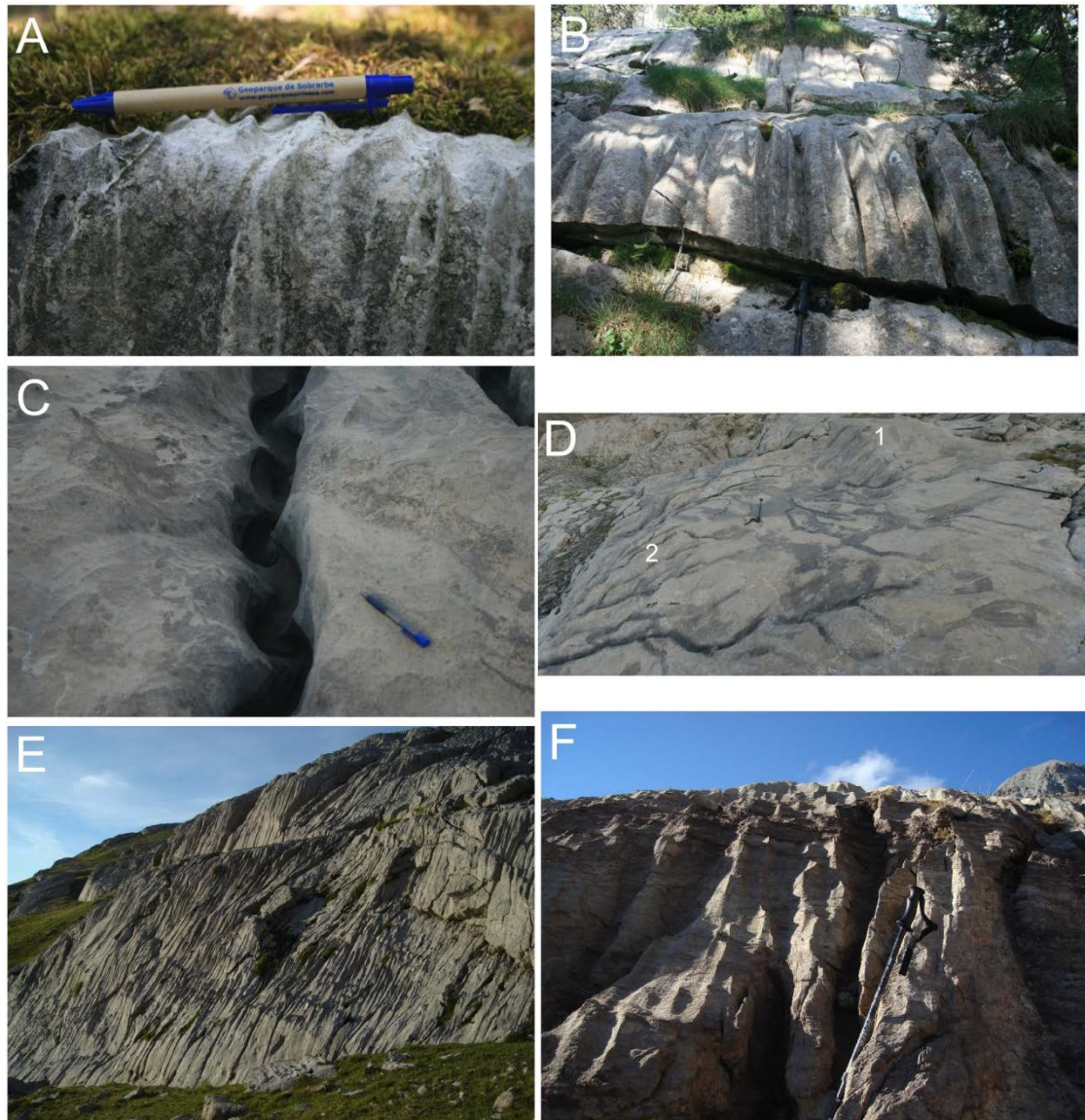


Foto 7.6. Canales de disolución en la zona de estudio. A: Rillenkarren en las inmediaciones de Lafortunada, a 700 m de altitud, sobre calizas de la formación Baziero. Algunos ejemplos de canales de disolución: B: canales interrumpido por superficies de estratificación (calizas paleocenas, proximidades del Ibón de Plan, 1.900 m). C: canales meandriformes (calizas cenomanienses-coniacienses, Armeña, 2.180 m). D: panorámica con canales rectos (1) y mäanderkarren (2). En las superficies libres se desarrollan fluted scallops (calizas cenomanienses-coniacienses, Armeña, 2.150 m). E: Influencia de la litología en el desarrollo de canales superiores a los cinco metros en calizas puras. F: Canales de poca longitud en calizas arenosas.

Otros tipos de lapiaz

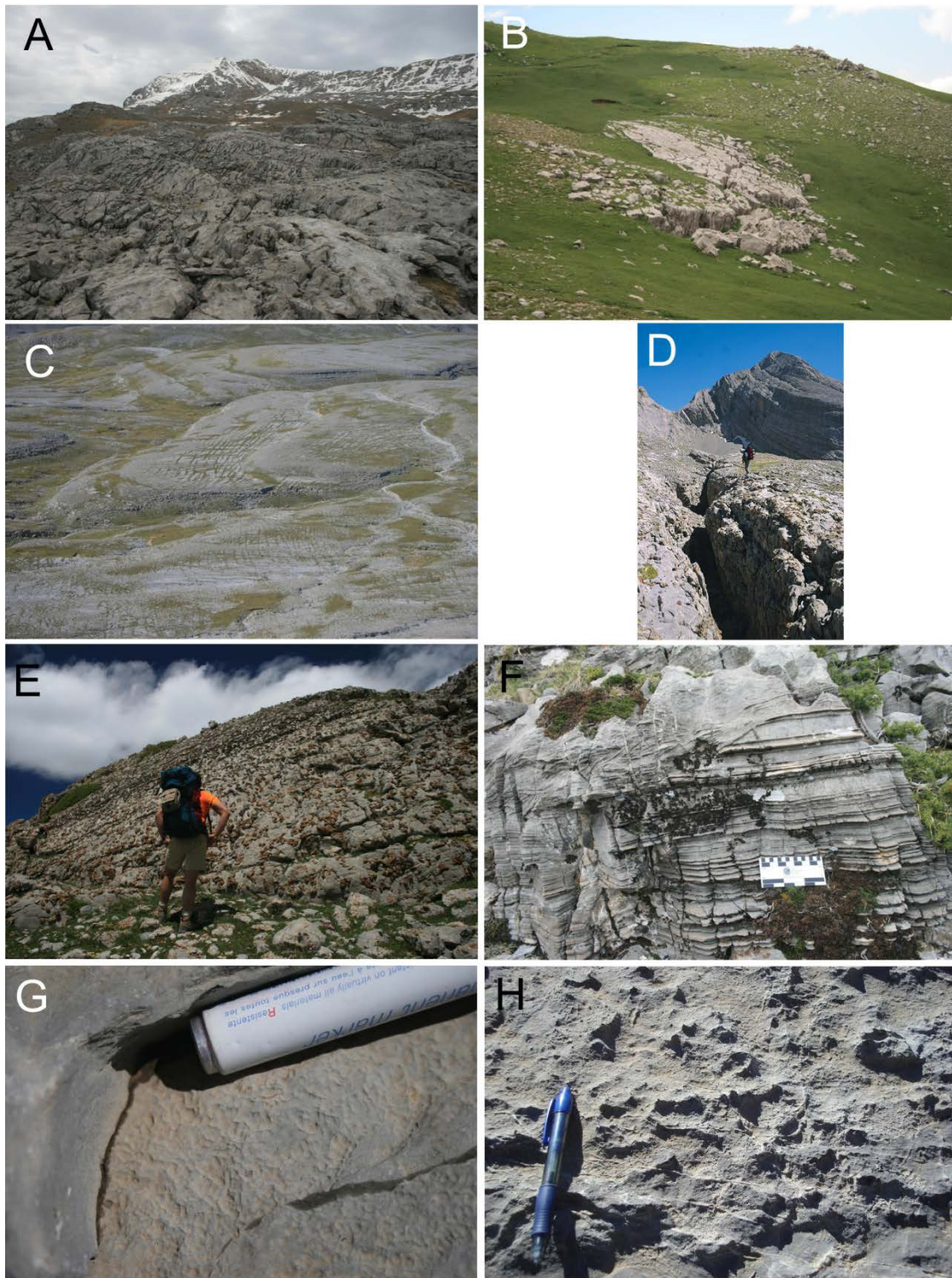
En las zonas intensamente karstificadas del macizo (Armeña, Batiziellas y Entremón) se localizan numerosas grietas de hasta cuatro metros de profundidad y

longitudes decamétricas denominadas zanjones, callejones o bogaces (*corridor karst*) (Foto 7.7 D).

Santos y Marquínez (2005) incluyen como lapiaces formas de disolución relacionadas con heterogeneidades de la roca. En el caso de Cotiella, existen diversos ejemplos como los numerosos resaltes de nódulos de sílex y esponjas silicificadas en la Fm Baziero, venas de calcita en las calizas cenomanienses-coniacienses, cristales de cuarzo que quedan en resalte en la Fm Maciños o niveles de arenisca en calizas paleocenas (Fm Gallinera) (Foto 7.7 E y F).

Existen también formas de disolución de pequeño tamaño. Unas, de carácter lineal o meandriforme, se denominan canalículos (*rillensteine*). Otras, algo más grandes, forman picos o pequeñas elevaciones de tipo piramidal, están genéticamente relacionadas con el aporte de agua por fusión de neveros en superficies de escasa inclinación (Foto 7.7 G y H).

Foto 7.7. Conjuntos de lapiaces y otros tipos en Cotiella. A: Campo de lapiaz sobre un umbral glaciar en la parte baja del circo de Armeña (calizas cenomanienses-coniacienses, 1.980 m de altitud). B: Pavimento calizo en el Ballón d'el Regall. A medida que se van descalzando los bloques caen por efecto de la gravedad y se apilan. C: Extenso pavimento calizo en el Entremón. D: Zanjón o bogaz en el Entremón, bajo la cara oeste del pico de Cotiella. E: Disolución diferencial por nódulos de sílex. F: Disolución diferencial por niveles de arenisca. G: Canalículos en la Fm Baziero (Entremón, 2.300 m). H: Lapiaces nivales en calizas cenomanienses-coniacienses (Armeña, 2.000 m). (En página 297)



7.3.3 Otras morfologías exokársticas

Valles ciegos

En dos zonas del macizo hay valles que finalizan en sendas dolinas y que carecen de todo tipo de drenaje superficial.

El primero de ellos se ubica al SE de la zona cimera de Peña Lierga (UTM 272752, 4713115; Mapa Geomorfológico), siguiendo una lineación estructural y modelado en calizas de la Fm Baziero. Muestra un perfil abierto, con baja pendiente y fondo amplio en el que se desarrollan varias dolinas de disolución (Foto 7.8 A). En su zona terminal hay una dolina de colapso. No hay ninguna evidencia de episodios de drenaje superficial. Al final del valle no hay tampoco ningún barranco o canal en la ladera correspondiente de Peña Lierga, lo que permite descartar etapas pasadas de circulación superficial importante.

En la actualidad en las laderas del valle siguen actuando procesos kársticos, que dan lugar a lapiaces cubiertos, y periglaciares, que provocan movimientos lentos del suelo. La mayor parte de la disolución queda confinada en el fondo del valle por concentración del flujo subterráneo.

Su origen puede situarse en fases frías pasadas en las que se registró una importante acumulación de nieve sobre la cima de Peña Lierga. La fusión estival aportaría un excedente de agua para producirse el modelado superficial del valle. En condiciones climáticas más cálidas, la fusión nival o las precipitaciones no serían suficientes y todo el drenaje sería subsuperficial.

La segunda de estas morfologías se sitúa en la cabecera del valle de Labasar, desde el collado de la Ribereta hasta l'Ibonet (coord. 279412, 4712289; Mapa Geomorfológico). Modelado en las calizas arenosas de la Fm Maciños, su desarrollo está controlado por el cabalgamiento que superpone la lámina de Armeña a la de Cullubert.

Presenta una morfología en quilla de barco sin evidencia alguna de circulación de agua por su fondo (Foto 7.8 B). Su terminación inferior es una dolina ocupada por un lago estacional, l'Ibonet, que se alimenta de agua de fusión nival. El valle está parcialmente relleno por canchales que llegan a coalescer en el centro de la depresión, donde se puede apreciar alguna dolina. La dinámica actual de sus laderas es eminentemente periglaciaria con acumulación de crioclastos en la ladera de solana y de disolución, con formación de lapiaces, en la de umbría. Pese a su altitud y ubicación, quedó al margen de la actividad glaciaria durante las fases frías cuaternarias. El glaciar de Labasar comenzó en el circo situado a continuación de l'Ibonet mientras que una superficie de relieve preglaciaria, profusamente karstificada, lo separa del valle glaciario de Batziellas y del de la Ribereta.

Barrancos fluviokársticos

Los barrancos o cañones fluviokársticos se forman cuando importantes paquetes carbonatados han sido incididos por corrientes fluviales, alogénicas (Sweeting, 1972) o no –como es el caso que nos ocupa–, generando un paisaje característico en el que el río queda enmarcado por estrechos valles de altas paredes verticales. La presencia de agua en estos medios no siempre es continua. Se dan con frecuencia tramos secos que alternan con otros acuáticos en función de la distribución de sumideros y surgencias a lo largo del valle fluviokárstico, estando a veces el caudal en superficie mantenido por tributarios subterráneos (White, 1988).

En el macizo de Cotiella existen algunos ejemplos de gran interés geomorfológico. Se sitúan en las zonas bajas y periféricas del macizo, donde hay presencia de agua continua durante todo el año o bien en determinadas épocas del mismo.

El desarrollo de estos relieves depende del equilibrio de tres factores como el tamaño de la cuenca de drenaje, la pendiente media y su caudal (Garzón, 2010a). En el macizo de Cotiella, pese a haber algunas cabeceras con superficies importantes y pendientes acusadas, el drenaje eminentemente subterráneo hace que los caudales disponibles sean mínimos y por tanto no se modelen barrancos reseñables, ni en la media ni en la alta montaña. La ausencia de una red de drenaje superficial bien definida, más allá de algunas artesas heredadas del glaciario cuaternario, es también un obstáculo al desarrollo de los barrancos fluviokársticos.

En general, aunque existen tramos aislados de morfologías propias de estos relieves (Espuena, Simierre, l'Ibón o Gradiello), los ejemplos más destacados son la Aigüeta de Barbaruens, Barranco Yali, Barrancos de Trigás y Bilsé (cuenca del Ésera) y Garganta de Irués y Barranco de Garona (cuenca del Cinca). Con diferencia, los ejemplos más completos y que muestran mayor diversidad de morfologías son los de Irués, Yali y Aigüeta de Barbaruens (Mapa Geomorfológico).

Dada la complejidad morfológica e hidrológica que pueden alcanzar estos relieves, nos limitaremos a hacer una clasificación general citando algunos ejemplos de las morfologías observadas y los procesos actuantes.

Las clasificaciones de ríos en roca son muy numerosas (véase Ortega, 2010). En este trabajo seguiremos la de Wohl (1998), basada en los procesos erosivos que tienen lugar en ellos. Es obligado aclarar que ninguno de los barrancos estudiados se ajusta a

un solo tipo de los descritos por Wohl, sino que presentan tramos que corresponden a diferentes tipologías, generando una gran diversidad de situaciones en recorridos relativamente cortos.

En función de esta clasificación, la totalidad de barrancos de Cotiella son ríos con único canal de flujo. Dentro de este grupo, existen ejemplos tanto de cauces sinuosos en planta como no sinuosos y de orillas rectas u onduladas.

Según su gradiente, encontramos sistemas de poza-escalón y poza-rápido, y puntos de inflexión (*knickpoints*). La limitada disponibilidad hídrica hace que sean más frecuentes estos últimos, especialmente en el Barranco Yali.

Las diferencias en el perfil transversal permiten definir varios tipos de cauces. En Cotiella son escasos los tramos con gradiente uniforme del lecho en el perfil transversal. Se trata de tramos donde el lecho está formado por el techo de una capa resistente. Sólo en la Aigüeta de Barbaruens se encuentran ejemplos de este tipo. Los gradientes variables en el perfil transversal pueden estar caracterizados por canales internos, surcos longitudinales y marmitas. Los tres tipos están representados también en la Aigüeta de Barbaruens mientras que en Yali e Irués sólo las marmitas están presentes (Foto 7.8 C y D).

Las incisiones están controladas por los caudales, la distribución de crecidas extraordinarias y la carga sólida que pueden desplazar. Adicionalmente, al tratarse de rocas calcáreas el quimismo del agua influye también en la corrosión que sufrirán las paredes y fondo del cauce. Otros procesos que actúan son el arranque y caída de bloques, la abrasión y la cavitación (Garzón, 2010b). Las diferencias del sustrato rocoso, unidas a la actuación desigual de estos procesos, ocasionan importantes contrastes entre las morfologías de los distintos barrancos.

Así, el Barranco de Irués está excavado en calizas de la Fm Baziero y margozalizas eocenas. Aprovecha una garganta subglaciar y las características de la roca dan lugar a paredes pulidas donde predomina la abrasión. Su situación en el contacto calizas-margas, que favorece la existencia de numerosas surgencias, hace que tenga un abundante caudal durante todo el año y especialmente acusado durante el deshielo y las lluvias otoñales. Aguas abajo del Chorro comienza la presencia estable de agua. Las surgencias de Fornos se incorporan al cauce incrementando su caudal en el último tercio.



Foto 7.8 Valles ciegos y barrancos fluviokarsticos en el macizo. A: Valle ciego de Peña Lierga. B: Vista parcial del valle ciego de Labasar. C: Gradiente de poza-rápido y canal sinuoso (Barranco de Irués). D: Punto de inflexión y canal no sinuoso de orillas rectas (Barranco de Yali).

El Barranco Yali atraviesa derrubios estratificados muy cementados en su cabecera, logrando una incisión del orden de 50 m, poco habitual en estos materiales recientes. Más abajo el cauce cruza calizas de la Fm Baziero donde de nuevo abundan las paredes pulidas. Estos materiales van sucedidos por las Brechas de Campo, muy heterogéneas. La distinta resistencia de sus cantos da lugar a erosiones diferenciales y perfiles irregulares en sus paredes. Hasta la confluencia con la Garona Cullubert, el Barranco Yali corta tramos calizos de estratificación vertical que forman gargantas estrechas. La densidad de diaclasado y la escasa potencia de los estratos facilitan el arranque y caída de bloques que, retrabajados en los momentos en que circula agua,

tapizan casi por completo el cauce. A favor de la estratificación vertical se definen corredores que canalizan desprendimientos hacia el cauce. Los numerosos ejemplos frescos observados indican que se trata de un fenómeno muy activo. Salvo para el deshielo o épocas de fuertes lluvias, el cauce se encuentra habitualmente seco, lo que limita su capacidad de movilizar los abundantes sedimentos que cubren el lecho del barranco.

Por último, la Aigüeta de Barbaruens, excavada en las margas y margocalizas de la Fm Barbaruens dispuestas con buzamiento subhorizontal, da lugar a tramos menos encajados que en los grandes barrancos calizos. A favor de los estratos se forman perfiles escalonados en los que se encaja el cauce dando abundantes morfologías en rampa. La litología impermeable, y su amplia cabecera no calcárea, aseguran también un abundante caudal durante todo el año.

7.3.4 Depósitos tobáceos asociados

Existen numerosas definiciones del término toba. En él se engloban todas las variedades de depósitos calcáreos formados en medios continentales, al aire libre y temperatura ambiente, en corrientes de agua o lagos de agua bicarbonatada proveniente de la disolución del carbonato del sustrato rocoso. Contienen restos de bacterias, moldes o impresiones de plantas y restos animales como caparzones de gasterópodos (Pedley, 1990; Ford y Pedley, 1996; Andrews, 2006; Viles y Pentecost, 2008). En definitiva, las tobas representan la respuesta sedimentaria externa de la dinámica de los sistemas kársticos. Los depósitos de este tipo no son abundantes en el macizo de Cotiella, registrándose habitualmente en cotas inferiores a 1.300 m. Existe un doble control sobre las tobas en el macizo. Por un lado, a partir de cierta altitud las condiciones climáticas, especialmente las invernales, no son compatibles con la precipitación del carbonato. Varios meses de temperaturas medias por debajo de cero y cubierta más o menos continua de nieve caracterizan dichos periodos. Por otro, las surgencias con un caudal importante están ligadas al contacto entre las calizas del bloque superior del manto de Cotiella con las margas y margocalizas eocenas del bloque inferior, situándose los principales puntos de drenaje en cotas próximas o inferiores a los 1.000 m.

La mayor parte de las tobas localizadas son funcionales, existiendo sólo un depósito fósil en el Barranco de San Bizién.

7.3.4.1 Edificios fósiles: el Barranco de San Bizién

Se trata del barranco situado al pie de la Canal Fonda, en la cara sur de Peña Lierga, y que desemboca en el río Irués (UTM 271265, 4712014). Este barranco sirve de drenaje a una surgencia de caudal generalmente escaso y discontinuo. Se forma a favor del contacto entre las calizas de la Fm Baziero con las margas eocenas del bloque inferior del manto de Cotiella. En épocas de fuertes lluvias, el barranco también recibe aportes de aguas superficiales. Los picos de caudal en esos casos provocan una intensa actividad torrencial con fuertes episodios erosivos e incluso ocurrencia de flujos de derrubios, movilizandolos depósitos de crioclastos acumulados al pie de la canal. Los diques o *levees* que se aprecian en los laterales de la canal dan idea de la magnitud que estos flujos pueden alcanzar.

En el tramo final del barranco se pueden observar hasta seis afloramientos de tobas (Figura 7.3), siempre en la margen derecha salvo una pequeña extensión del III también en la izquierda. Muchos están separados por pequeños desprendimientos de ladera, por lo que es probable que realmente exista continuidad entre ellos. La alternancia entre procesos torrenciales y de acumulación tobácea condiciona la morfología y extensión de los afloramientos de tobas, apareciendo muchas veces los depósitos correspondientes completamente interestratificados con depósitos de ladera.

Descripción y facies

De cara a describir las facies de los depósitos tobáceos se ha seguido la terminología de Pedley (1990) para tobas fluviales.

Afloramiento I

Se encuentra a unos 20 m por encima de la senda que recorre el valle. Se trata de un pequeño afloramiento de 1,2 m de altura y dos metros de longitud, con morfología de lentejón. A muro limita con la roca del cauce y a techo con depósitos de ladera.

Los primeros 80 cm presentan laminación horizontal con algún pequeño fragmento de carbón. A partir de ahí los cantos son más abundantes y de mayor tamaño. Está formado por facies microfíticas y musgosas.

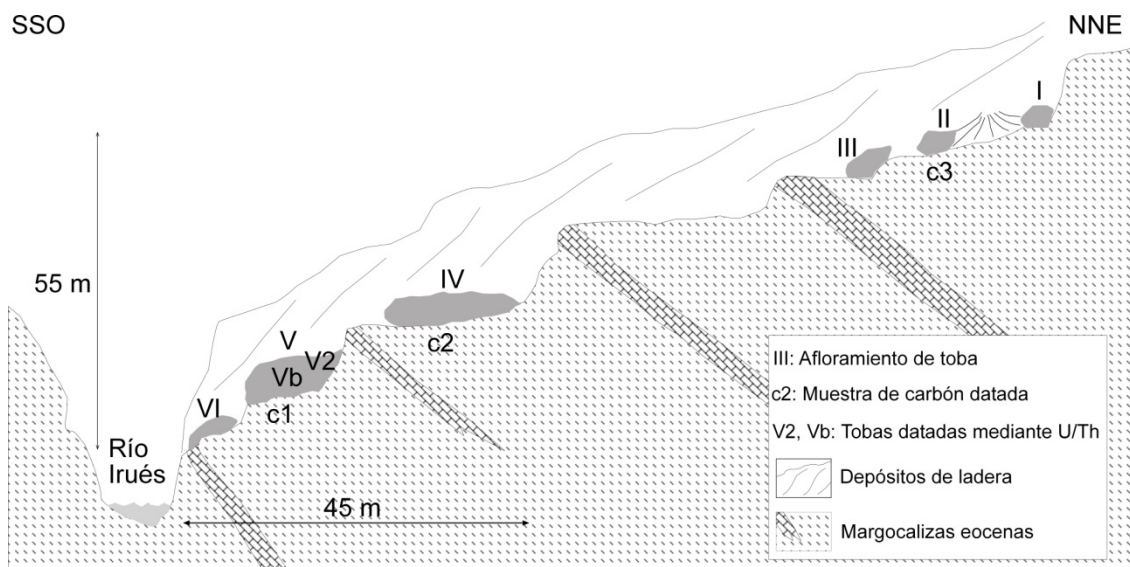


Figura 7.3. Situación de los afloramientos de tobas en la parte final del Barranco de San Bizién.

Afloramiento II

Se encuentra dos metros por debajo del anterior. Su potencia es de 50 cm y tiene tres metros de longitud. La base no se ve al estar oculta tras un desprendimiento. A techo limita con un depósito de ladera.

Este paquete está formado inicialmente por facies fitoclásticas compuestas por tallos de longitudes menores de seis centímetros. Una pequeña capa de derrubios de ladera la separa de la unidad central, compuesta por facies fitoclásticas y detríticas de grano fino. Estos niveles tienen morfología ondulada y acaban a muro con un nivel blanco más duro con fragmentos de carbón (muestra CT-06-C3). Finalmente, la tercera unidad es un bloque de 80x25 cm, caído seguramente del afloramiento superior, formado por tallos distribuidos caóticamente.

Un desprendimiento impide ver la conexión lateral con el afloramiento I, si bien parece tratarse del mismo edificio.

Afloramiento III

Mide algo más de dos metros de longitud por 50 cm de altura. Presenta una morfología irregular, asociada a una ruptura en la pendiente del cauce. Consta de dos tramos pequeños en facies fitoclásticas separados por un tramo de clastos grandes (hasta 40 cm de eje mayor). En el extremo inferior aparecen facies fitohermales (briofitas-musgos).

Afloramiento IV

Se sitúa en el cruce entre el barranco y la senda que remonta el valle. Alcanza el metro de altura y cinco de longitud, con una morfología muy irregular, apareciendo la toba entre clastos decimétricos y angulosos de margocalizas y de calizas de la Fm Baziero.

En este afloramiento alternan las facies microdetriticas y fitoclasticas laminadas con bloques de fitoclastos de grandes tallos arrastrados con otros cantos como material torrencial. Un nivel de facies microdetriticas de marcado color grisáceo enlaza en la parte final con un conjunto de material fino, con abundante carbón (muestra CT-06-C2) y pequeños fitoclastos.

Afloramiento V

Se trata del conjunto más grande, con siete metros de longitud y casi cuatro de altura. Nuevamente la toba se alterna con niveles de clastos que proporcionalmente son más abundantes a techo del depósito.

En la zona superior, la más próxima a la senda, hay un nivel basal formado por un edificio fitohermal fuertemente cementado. Sobre él se encuentra una capa fina de tallos tumbados y finalmente un nivel de material más fino, con cada vez más clastos hasta pasar a un depósito de ladera. La zona de material más fino y tallos tumbados aumenta su espesor cauce abajo con esporádicas curvaturas que indican una zona de encharcamiento. Estas represas están formadas por tallos tumbados apoyados sobre una pasada de gravas con carbón.

En la zona inferior, la de mayor potencia, se encuentran en la base facies microdetriticas con gasterópodos y carbón (CT-06-C1). A techo se encuentra una zona donde alternan pozas escalonadas que retienen depósitos de grava y sobre ellas importantes edificios fitohermales (Foto 7.9). El afloramiento finaliza a techo con depósitos de ladera.

Afloramiento VI

Probablemente conectado con el anterior, este afloramiento marca el final de las tobas en el barranco pues concluye junto al escarpe que cae sobre el río Irués. En diez metros de longitud salva tres de desnivel y se adapta a dos rupturas de pendiente del cauce.

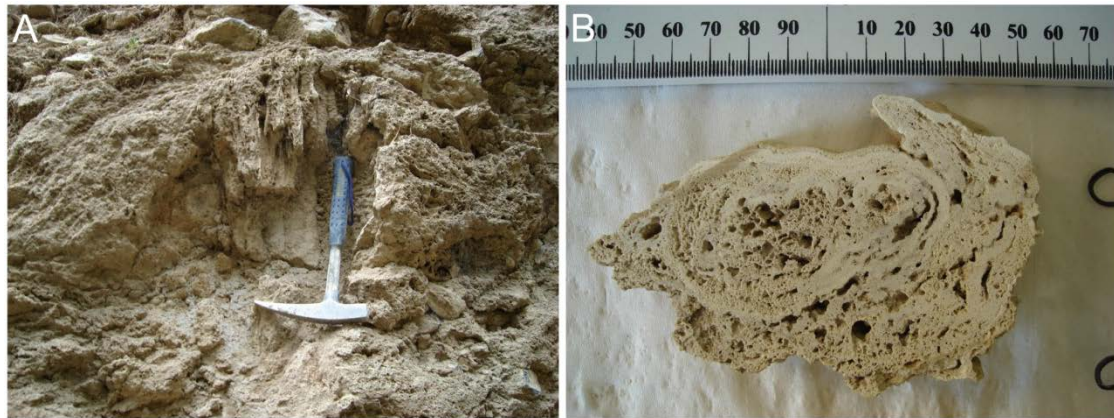


Foto 7.9. Facies en el afloramiento V de las tobas de San Bizién. A: edificio de tallos en posición de vida. B: Moldes de tallos con tapiz microbiano laminado.

Inicialmente consta de edificios fitohermales rodeados de toba en facies microdetriticas con textura pulverulenta. Más hacia abajo aumentan los tallos tanto en posición de vida y tumbados, acabando con facies de macrotallos formando edificios fitohermales.

La geometría de los distintos afloramientos permite identificarlos con el modelo de toba con el modelo *perched springline* de Pedley (1990).

Caracterización isotópica, cronología y evolución

Se han analizado los isótopos estables de C y O en varias muestras tomadas en los distintos afloramientos. Los valores obtenidos se enmarcan dentro de los indicados para las tobas de montaña según Andrews (2006).

Se han obtenido tres edades de radiocarbono a partir de sendos fragmentos de carbón muestreados en los afloramientos III, IV y V. Adicionalmente, se tomaron muestras de calcita de los seis afloramientos para datar por el método del U/Th. Del V además se hizo un muestreo en sección vertical. Las dataciones de ^{14}C se realizaron en la Universidad de Zúrich mientras que las de U/Th se efectuaron en la Universidad de Minnesota. La mayor parte de las muestras de calcita resultaron tener una proporción de torio detrítico demasiado alta y por lo tanto la datación fue inviable. Las distintas edades obtenidas se muestran en las tablas 7.3 y 7.4.

El crecimiento de las tobas del Barranco de San Bizién se produce durante la primera mitad del Holoceno, con una máxima concentración entre 8.000 y 10.000 BP. Puede deducirse para ese periodo de tiempo unas condiciones térmicas e hidrológicas

que favorecían la acumulación tobácea. Sin embargo, dentro de ese marco hay que incluir procesos alternantes de ladera, asociados con temperaturas más rigurosas, que movilizaron sedimentos desde Peña Lierna hacia el cauce del Irués. Los eventos de menor energía depositaban capas de derrubios sobre los edificios tobáceos o rellenaban las pequeñas pozas existentes. En otras ocasiones, sin embargo, eventos de mayor magnitud ocasionaron una mayor incisión en el cauce eliminando las tobas del mismo y transportando los fragmentos arrancados hasta el río Irués. Aún hoy es posible observar en su cauce grandes bloques de tobas procedentes del barranco de San Bizión.

Muestra	Código	Método	Edad
Carbón	CT-06-01	radiocarbono	8.670±128
Carbón	CT-06-02	radiocarbono	6.637±78
Carbón	CT-06-03	radiocarbono	8.700±134

Tabla 7.3. Dataciones por radiocarbono de fragmentos de carbón en tobas. Las edades están calibradas (curva IntCal 09, Reimer *et al.*, 2009).

Dadas las peculiares condiciones de los afloramientos no es fácil definir su estratigrafía. En principio, los flujos de derrubios de mayor magnitud eliminaban total o parcialmente los edificios antiguos, haciendo que los nuevos se tuvieran que construir en niveles inferiores del cauce. No se puede establecer una relación entre la formación de estas tobas y la evolución del nivel de base del karst, al contrario que en zonas donde sí es posible esta lectura (Martín-Algarra *et al.*, 2003; Domínguez-Villar *et al.*, 2012) ya que el espectro de tiempo que cubre este depósito es pequeño. Asimismo, la surgencia está originada por el contacto entre el nivel de base del karst con el impermeable subyacente, por lo que el fondo al que podía llegar el endokarst de Peña Lierna en este sector ya estaba alcanzado.

Sample	Weight (g)	^{238}U	^{232}Th (ppt)	$d^{234}\text{U}$	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{238}\text{U}]$	$[\text{}^{230}\text{Th}/\text{}^{232}\text{Th}]$	Age	Age	$d^{234}\text{U}_{\text{initial}}$
ID	g	ppb	ppt	measured ^a	activity ^c	ppm ^d	uncorrected	corrected ^{c,e}	corrected
CT-07-Vb	0,1245	1011± 3	5983± 25	898,3± 2,9	0,13942± 0,00088	388,3± 2,8	8.263,3± 55,7	8.173,6 ± 71,4	919,3 ± 3,0
CT-07-MV2	0,1276	969± 2	77299± 718	898,1± 2,8	0,18381± 0,00277	38,0± 0,7	11.012,3± 174,2	9.800,0 ± 633,9	923,3 ± 3,3

Tabla 7.4. Edades de muestras del afloramiento V obtenidas mediante U/Th.

En resumen, se puede concluir que el desarrollo de tobas de surgencia asociadas con la descarga del acuífero kárstico de Lierga indica condiciones ambientales favorables biostáticas (agua bicarbonatada, suelos y vegetación, laderas estabilizadas, etc.) (Henning *et al.*, 1983; Vaudour, 1986; Baker *et al.*, 1993; Martín-Algarra *et al.*, 2003; Domínguez-Villar *et al.*, 2011) durante el Holoceno inferior. De acuerdo con los datos cronológicos estas condiciones ambientales favorables parecen corresponder con el Óptimo Climático Holoceno (Genty *et al.*, 2006; Pérez-Obiol *et al.*, 2011). En el ámbito mediterráneo peninsular es frecuente el desarrollo de tobas fluviales durante el Holoceno (MIS 1) (Sancho *et al.*, 1997, 2010; Valero-Garcés *et al.*, 2008; Lozano *et al.*, 2012; Rico-Herrero *et al.*, 2013).

7.3.4.1 Edificios funcionales y dinámica actual

Algunos de los lugares donde en la actualidad se están formando tobas son la confluencia del Barranco de la Montañeta de San Nicolau con el Ésera (UTM 287602, 4704485), la surgencia de Lierga situada frente al Chorro de Fornos (UTM 273047, 4711745) (Foto 7.10 A) y el propio barranco de San Bizién (Foto 7.10 B).

La formación de toba en San Bizién tiene lugar únicamente en tramos puntuales del cauce y de forma discontinua en el tiempo, ya que el agua no circula de forma permanente. Aprovechando un periodo de dos años de suficiente caudal se ha analizado la composición química del agua, parámetros como el pH, conductividad eléctrica y temperatura, así como los isótopos estables de O del agua y de C y O de la calcita asociada. El muestreo de agua se realizó durante un día concreto de cada primavera y otoño desde el otoño de 2.006 a la primavera de 2.009. La calcita se muestreó esos mismos días extrayéndola del extremo incrustado de la estructura arborescente de musgos crecidos en las surgencias o, en el caso de San Bizién, en una cascada del barranco (Foto 7.10 B).

Los análisis isotópicos se llevaron a cabo en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, mientras que los hidroquímicos se realizaron en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Los datos de temperatura y pH fueron determinados *in situ* mediante un pH-metro portátil (con un electrodo combinado de vidrio y corrección automática de temperatura) calibrado regularmente mediante soluciones tampón de pH 4, 7 y 10. Las muestras de

agua fueron tomadas en botes de polietileno y, una vez en el laboratorio, se filtró (a través de filtros de 0.45 μm) y acidificó una alícuota para el análisis de cationes.



Foto 7.10. Algunas tobas funcionales en el macizo de Cotiella. A: Toba colgada sobre el río Irués, frente al Chorro de Fornos. B: Musgos recubriendo el sustrato en el barranco de San Bizién.

En la alícuota sin tratar se determinaron los valores de alcalinidad, sulfatos y cloruros antes de transcurridas 48 horas desde el muestreo. La alcalinidad fue determinada mediante valoración con HCl 0,05 N y determinación potenciométrica del punto final a $\text{pH} = 4,5$; los cloruros fueron analizados usando un electrodo selectivo en titrimetro Mettler; y los sulfatos mediante una modificación del método calorimétrico de Nemeth (1963). Los cationes fueron analizados en la alícuota filtrada y acidificada: Ca, Mg y Na mediante espectrofotometría de absorción atómica y K mediante fotometría de llama. El porcentaje de error en el balance de cargas fue inferior al 10% (y, en la mayoría de los casos, menor del 5%).

Con los resultados analíticos de las muestras se realizaron cálculos de especiación-solubilidad para obtener los valores de carbono inorgánico disuelto y presión parcial de CO_2 de las muestras así como sus estados de saturación respecto a distintos minerales de interés (expresados como índices de saturación, $\text{IS} = \log \text{PAI}/\text{K}(\text{T})$, donde PAI es el producto de actividad iónica y $\text{K}(\text{T})$ la constante de equilibrio a la temperatura en cuestión para el mineral de interés). Estos cálculos fueron realizados mediante el programa PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999), usando la base de datos termodinámicos WATEQ4F (Ball y Nordstrom, 2001) distribuida con el programa. Los resultados obtenidos se muestran en el Anexo II.

Hidroquímica

La proyección de los datos analíticos en un diagrama de Piper, indica que todas las muestras se distribuyen en el campo de las aguas bicarbonatadas cálcicas (Figura 7.4).

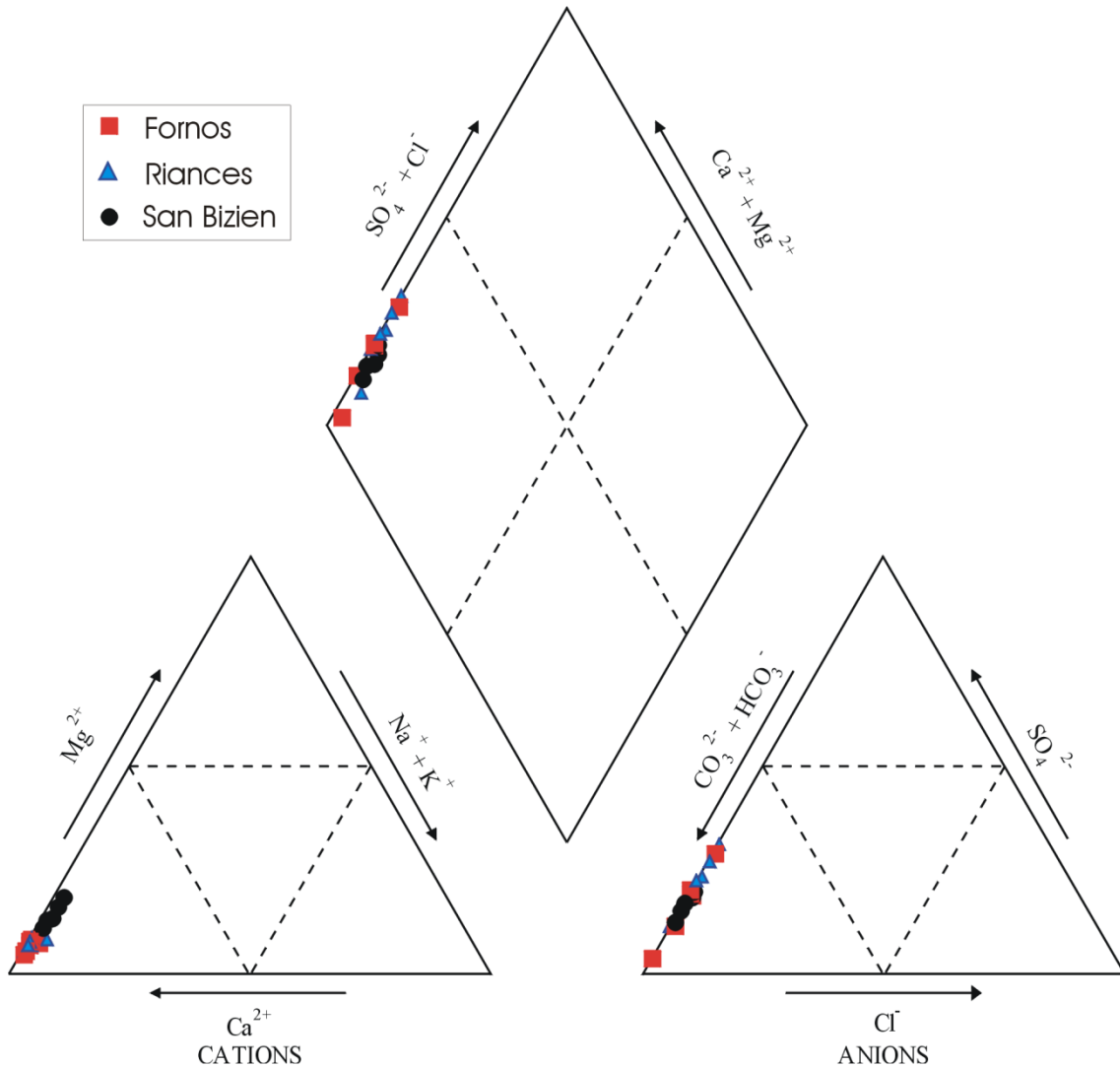
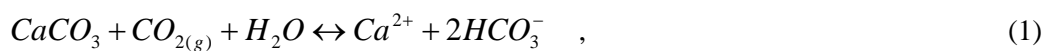


Figura 7.4. Representación en un diagrama de Piper de las aguas de las surgencias de Fornos y Rianzés y del Barranco San Bizién. El tamaño de los símbolos es proporcional a la conductividad de las muestras.

Los procesos de interacción de las aguas respecto a la calcita, representados por la reacción:



juegan un papel importante en la evolución química de las aguas en el macizo kárstico y la relación HCO_3^- -Ca (Figura 7.5) se ajusta a la esperable de la estequiometría de la reacción (1).

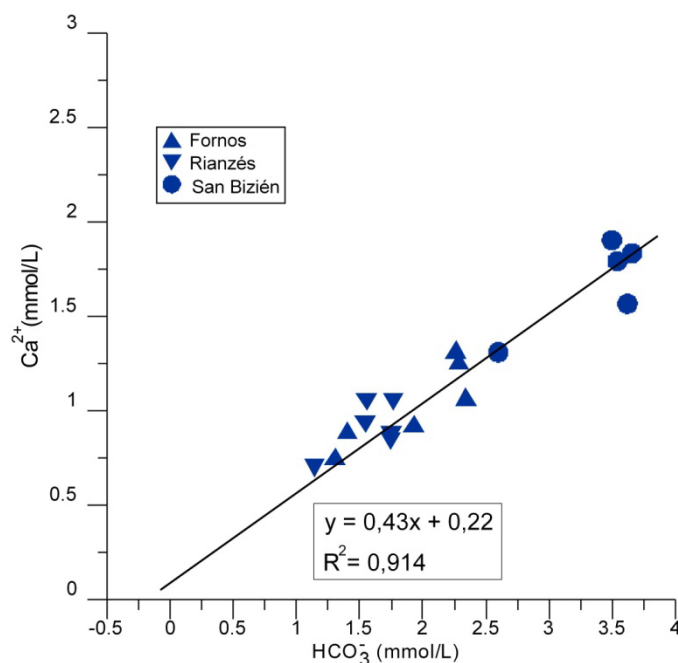


Figura 7.5. Contenidos de HCO_3^- vs Ca en las aguas estudiadas. La recta 2:1 corresponde a la relación estequiométrica HCO_3^- -Ca de la reacción (1).

Las aguas analizadas han alcanzado estados de equilibrio o de sobresaturación respecto a la calcita (Figura 7.6). Los estados de sobresaturación son frecuentes en las aguas de surgencia y, especialmente, en las del barranco de San Bizién. Factiblemente se encuentran relacionados con los procesos de desgasificación (pérdida de CO_2) que sufren las aguas al ponerse en contacto con la atmósfera. Los valores de índice de saturación, en muchos casos, parecen ser lo suficientemente elevados (valores de $\text{IS} > 0.3$; Baldini *et al.*, 2006; Riechelmann *et al.*, 2011) como para que se supere la barrera cinética de precipitación de la calcita.

La representación de los contenidos de calcio frente a la relación Mg/Ca de las aguas (Figura 7.7) indica algunas diferencias entre las muestras de San Bizién y de las dos surgencias estudiadas. En las muestras del barranco de San Bizién se observa cómo aumenta la relación Mg/Ca a medida que disminuye el contenido en calcio del agua. Este hecho podría señalar un proceso de precipitación de la calcita. En las surgencias no se aprecia de una manera tan clara, lo que sugiere una menor actividad de dicha precipitación.

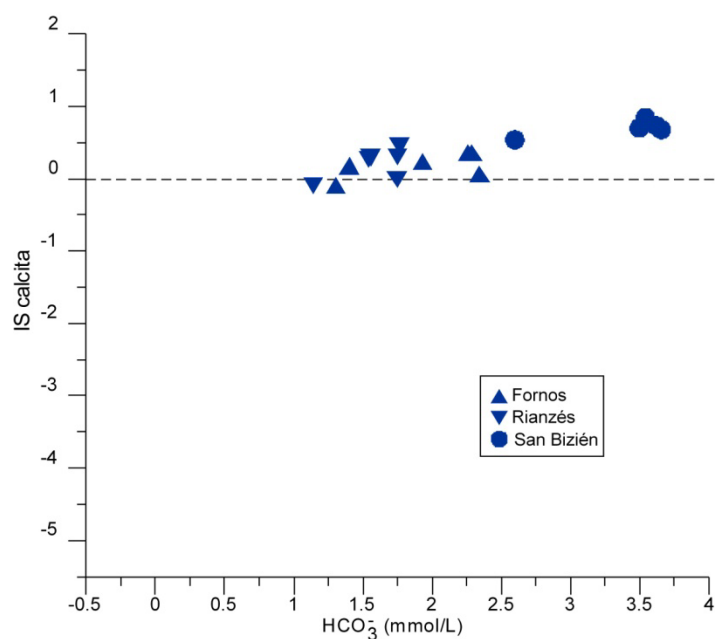


Figura 7.6. Valores de los índices de saturación respecto a la calcita frente a los contenidos de HCO₃⁻ de las muestras de las dos surgencias estudiadas y el barranco de San Bizién.

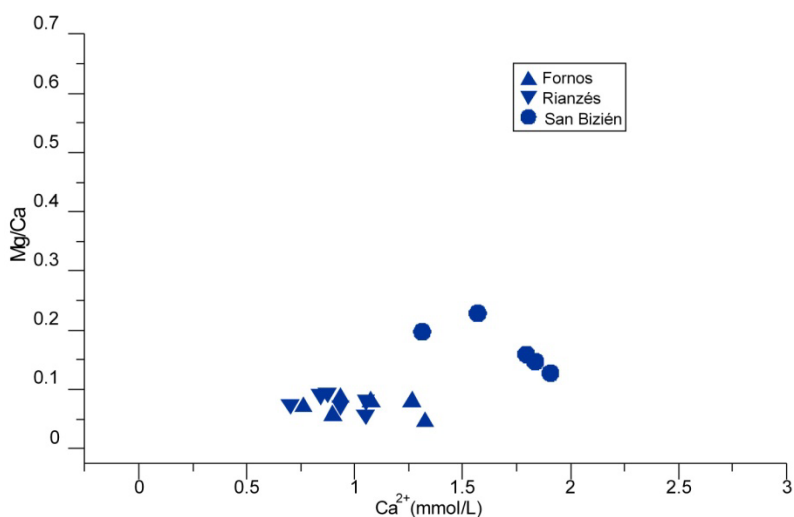


Figura 7.7. Representación de los contenidos de calcio frente a la relación Ca/Mg de las aguas de surgencia y San Bizién.

La representación de los contenidos de Mg frente a los de sulfato (Figura 7.8) vuelve a evidenciar el comportamiento diferencial entre las muestras de San Bizién y de las surgencias. En general, las aguas de San Bizién tienen mayor concentración de magnesio y sulfato. Aunque el tiempo de residencia se presume mayor en Fornos que en los otros dos puntos de muestreo, el caudal es comparativamente mucho mayor y puede producir así una mayor dilución del magnesio y el sulfato.

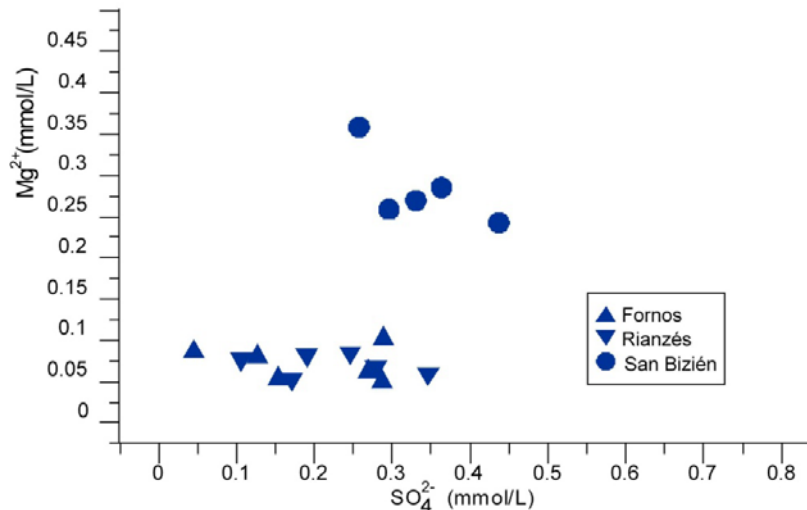


Figura 7.8. Representación de los contenidos de sulfato frente a los de magnesio de las aguas analizadas en Cotiella.

Isótopos actuales del agua ($\delta^{18}\text{O}$)

Los resultados indican una cierta variabilidad para el conjunto de puntos de muestreo estudiados.

Por un lado, la evolución del ^{18}O durante los tres años de muestreo (en otoño y primavera) indican una clara variación estacional en las surgencias de Fornos y Rianzés (Figura 7.9). Se trata de los puntos donde los caudales son más estables. Los valores más pesados (menos negativos) corresponden a los muestreos de otoño, mientras que los más ligeros se registran en primavera. También Osácar *et al.* (2013) observan un comportamiento estacional en el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de sistemas fluviales tobáceos. Este comportamiento estacional se puede relacionar con la temperatura del agua de precipitación, de manera que valores empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ indican una temperatura más baja del agua (Muñoz *et al.*, 2010).

Los valores primaverales del $\delta^{18}\text{O}$ tienden a ser más bajos que los de otoño. Este hecho pone de relieve la influencia de las aguas de fusión nival en la descarga primaveral. Por otro lado, los valores de otoño son más altos e indican un enriquecimiento en el isótopo pesado. Muestran así la influencia de las aguas caídas en verano, sin relación ya con las precipitaciones de nieve y su fusión.

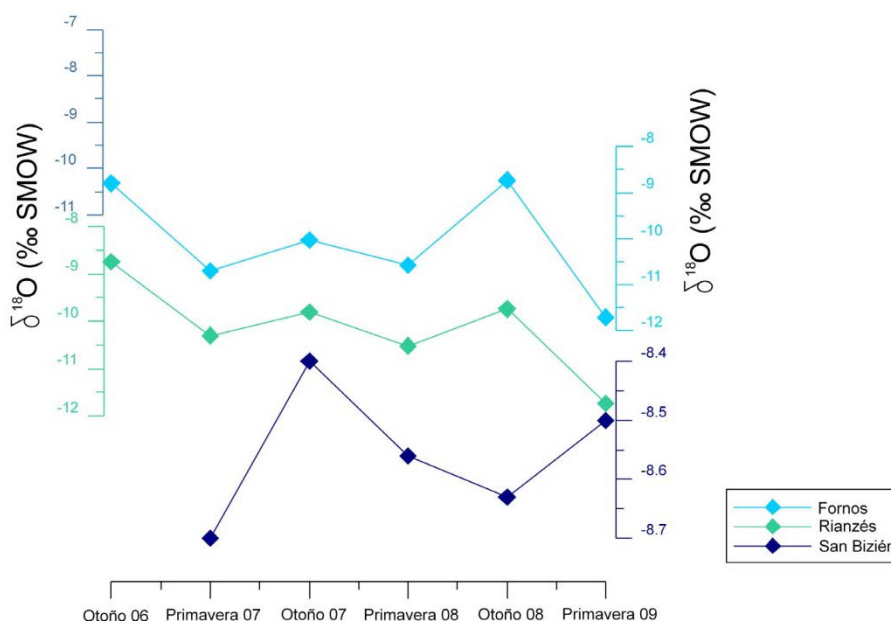


Figura 7.9. Evolución del ^{18}O del agua durante los tres años de muestreo.

Isótopos del carbonato actual ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$)

En lo que respecta al carbonato que precipita actualmente, la relación entre ^{18}O y ^{13}C aporta una información desigual entre las dos surgencias y el barranco de San Bizién. Así, las surgencias de Fornos y Rianzés muestran una mayor variabilidad estacional en los valores de ambos isótopos (Figura 7.10), respecto a San Bizién. En cuanto a la distribución de los valores la diferenciación por estaciones es evidente entre Rianzés, San Bizién y Fornos, si bien el patrón que muestran es inverso. En la surgencia de Fornos, los valores otoñales son más pesados tanto en C como en O, mientras que San Bizién y Rianzés muestran la tendencia contraria (Figura 7.10).

La representación de los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de San Bizién (Figura 7.11) junto a los datos de tobas antiguas del mismo barranco, indican valores similares a otras tobas de montaña y fluviales (Andrews, 2006; Osácar *et al.*, 2008; Vázquez-Úrbez *et al.*, 2011). La diferencia más relevante es de los valores de primavera respecto a los de otoño y a los de las tobas antiguas.

Los muestreos de primavera presentan los valores $\delta^{18}\text{O}$ más pesados que son coherentes con la calcita precipitada en el semestre fresco. Por el contrario, los datos de otoño son más ligeros indicando condiciones de precipitación más cálidas, tal y como corresponde al semestre cálido. Este comportamiento estacional en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ es similar al observado en sistemas tobáceos fluviales funcionales (Vázquez-Úrbez *et al.*, 2011; Osácar *et al.*, 2013). También el $\delta^{13}\text{C}$ marca un contraste estacional muy

marcado, con valores más pesados para la estación fría (muestreo de primavera) y más ligeros en otoño. La evolución del $\delta^{13}\text{C}$, sin embargo, no se repite en casos estudiados en la Ibérica (Osácar *et al.*, 2013), donde las variaciones son mínimas.

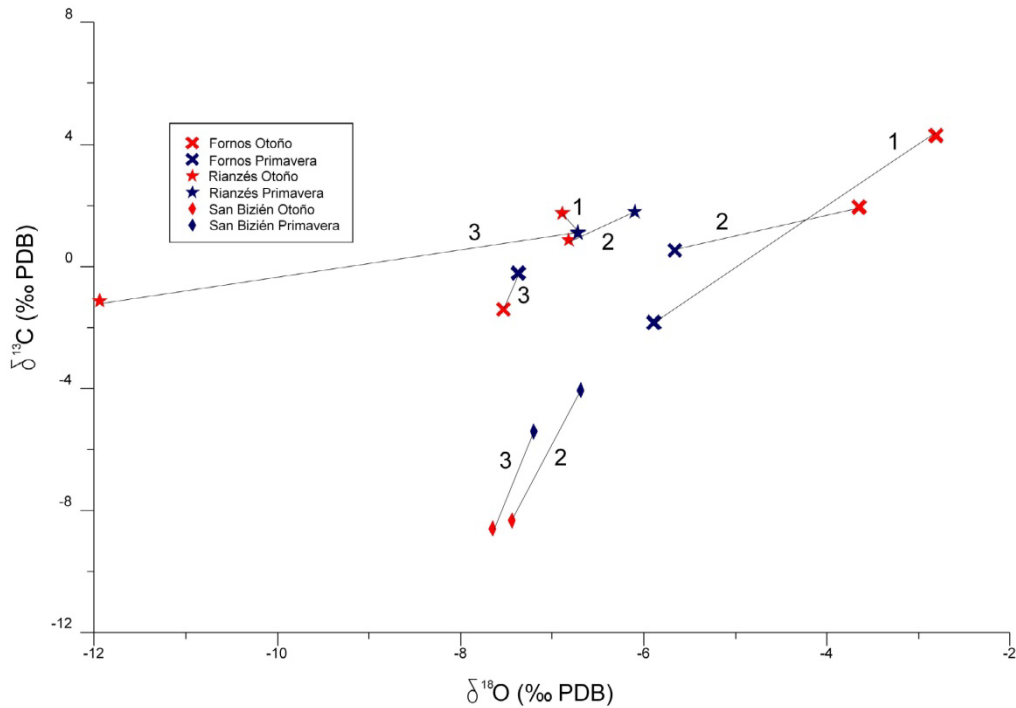


Figura 7.10. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calcita obtenidos en los distintos puntos de muestreo entre el otoño de 2.006 y la primavera de 2.009. Se han enlazado los valores de otoño y primavera de cada año de muestreo (no hay datos del primer año en San Bizién).

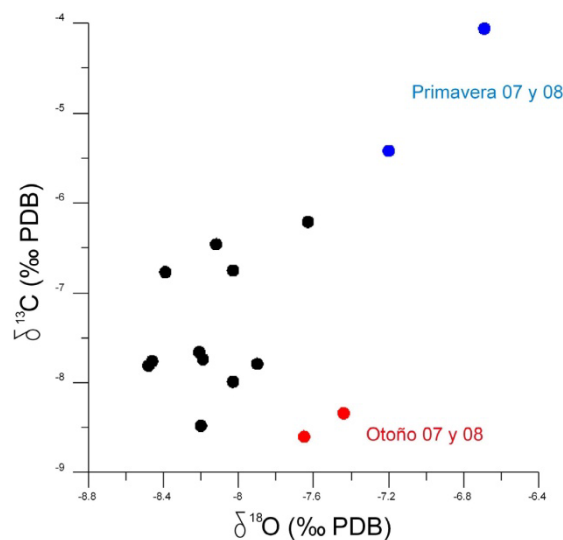


Figura 7.11. $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ VPDB de la calcita muestreada en primavera (acumulada durante el semestre fresco) (color azul) y en otoño (acumulada durante el período cálido) (color rojo) de 2.007 y 2.008. Se muestran junto a los valores isotópicos de las tobas antiguas.

La interpretación en términos climáticos de la composición isotópica del carbono de tobas es compleja. Las razones son las diversas fuentes posibles de carbono y los distintos procesos implicados en precipitación de la calcita tobácea (Osácar *et al.*, 2013). Los factores que influyen en la composición isotópica del ^{13}C son la composición de la cuenca de recepción, las entradas de materia orgánica, la desgasificación del CO_2 y la influencia biológica, por ejemplo a través de la fotosíntesis (Andrews, 2006; Osácar *et al.*, 2013). Esta señal isotópica primaria puede ser modulada, en diferentes proporciones, por otros procesos como la desgasificación de CO_2 , la precipitación del carbonato, la actividad biológica, etc. (Andrews, 2006). No obstante, a veces se observan variaciones en la composición isotópica de la toba dependiente de la temperatura (Matsuoka *et al.*, 2001; Osácar *et al.*, 2008) por la estacionalidad de diversos de los factores que influyen en la composición isotópica del C.

En el caso de Fornos, el comportamiento del C es inverso tanto a San Bizién y Rianzés como a otras tobas fluviales estudiadas en la Ibérica (Osácar *et al.*, 2008). El hecho de que las aguas procedentes de Fornos provengan de una amplia cuenca, con diferentes condiciones de superficie (rocosa, pasto, bosque) y distintas litologías, puede afectar a la señal isotópica y explicar su comportamiento diferente.

Para el caso de San Bizién, el cambio estacional del $\delta^{13}\text{C}$ puede estar está ligado a la temperatura. La diferencia de temperaturas entre el conducto por el que circula el agua y el exterior (más frío y denso) provoca la ventilación de los conductos, disminuyendo la $p\text{CO}_2$ y favoreciendo la desgasificación de $^{12}\text{CO}_2$ produciéndose, por tanto, un enriquecimiento del agua en el isótopo pesado (Matsuoka *et al.*, 2001; Andrews, 2006). Si bien este razonamiento desprecia la influencia biológica en el comportamiento estacional del ^{13}C , distintos estudios realizados en la Cordillera Ibérica indican que el papel de la actividad biológica es casi irrelevante (Arenas *et al.*, 2010; Vázquez-Úrbez *et al.*, 2010).

La dependencia tanto del $\delta^{18}\text{O}$, como del $\delta^{13}\text{C}$ de la temperatura parece evidenciarse también por la alta correlación existente entre ambos ($r^2=0,9$).

En definitiva, la distinta composición isotópica de las tobas de San Bizién en primavera y otoño reflejan una gran sensibilidad a las condiciones térmicas del agua en ambas estaciones. En primavera se produce la salida de aguas frías almacenadas durante el invierno y tras la fusión de la nieve del macizo. En otoño el agua proviene de las

precipitaciones propias de la estación y del verano, indicando condiciones más templadas.

7.3.5 Medida de la tasa de denudación kárstica actual

7.3.5.1 Interés de las medidas y métodos existentes

En un macizo netamente calcáreo como Cotiella, la aproximación a la dinámica actual de los procesos kársticos ha de incluir una referencia a la tasa de denudación que se registra en el presente.

La zona de estudio constituye un sistema autóctono, compuesto enteramente por rocas carbonatadas y en el que toda el agua que circule ha precipitado directamente sobre ese tipo de rocas (Ford y Williams, 2007). Estos autores desaconsejan el uso de “tasa de disolución” por las distintas implicaciones que tiene ese término en química y recomiendan el uso de tasa de denudación por disolución o química. En los macizos kársticos la denudación total es la suma de los procesos de erosión químicos y físicos pero estos últimos son más difíciles de cuantificar. Entendemos, pues, por tasa de denudación el rebajamiento de una superficie kárstica debido a la disolución química del sustrato por unidad de tiempo, expresada comúnmente en mm/ka (Gabrovsek, 2009). En cualquier caso, en la bibliografía se maneja indistintamente tasa de denudación (Gabrovsek, 2007; 2009; etc.) o tasa de disolución (Plan, 2005).

Los objetivos que se pretenden alcanzar mediante este estudio son:

- i. Obtener un valor total de la tasa de denudación media en el macizo de Cotiella.
- ii. Comparar con las tasas de denudación de otros macizos.
- iii. Entender qué factores y con qué grado de importancia intervienen en el proceso de denudación del macizo.
- iv. Aumentar el conocimiento sobre la evolución del paisaje en áreas kársticas.

Se han utilizado diversos métodos para calcular la denudación superficial producida en macizos kársticos (Gabrovsek, 2009). Los principales son:

- Medidas hidroquímicas.
- Medida de la pérdida de peso de tabletas expuestas a la disolución en distintos ambientes.
- Medida directa de superficies expuestas usando microerosionómetros.

- Medida de pedestales cubiertos por rocas de origen glaciar, nódulos de sílex o venas de cuarzo.
- Métodos basados en nucleidos cosmogénicos (^{36}Cl producido a partir de ^{40}Ca).

Las medidas hidroquímicas plantean el problema de que lo que se mide no es sólo de la disolución superficial, limitada a un 30% del total que puede disolver el agua, sino también la que se produce a lo largo del recorrido del agua por el endokarst. Por ello, los valores obtenidos por este método suelen ser mucho mayores que en el resto de procedimientos (López-Martínez, 1988; Plan, 2005).

La medida de pedestales coronados por bloques erráticos ha dado resultados equiparables a otros métodos (Plan, 2005). El método basa el cálculo en el tiempo que hace que se retiró el glaciar que dejó los bloques que han protegido la caliza infrayacente. Sin embargo, el patrón cronológico de las deglaciaciones suele ser complejo y la precisión en la medida del pedestal difícil de lograr cuando la superficie de la base no es regular. Por tanto, este método es muy impreciso y, a lo sumo, debería utilizarse sólo como referencia cualitativa.

La medida de cosmogénicos es un método reciente que ha dado resultados interesantes (Stone y Vasconcelos, 2000), basado en el ^{36}Cl cosmogénico producido en la calcita a partir de ^{40}Ca . En comparación con los demás procedimientos tiene un coste económico muy elevado. Además este método abarca un margen temporal de 10^5 - 10^6 años, por lo que es muy útil para indicar la tasa a lo largo de un periodo amplio pero no tanto para valorar el grado de actividad actual.

Los microerosionómetros (MEM) que toman medidas in situ han demostrado ser un método preciso y que permite a un mismo aparato medir simultáneamente diversos puntos (High y Hanna, 1970; Cucchi *et al.*, 1994; 2006).

Por último, la medida del peso perdido por tabletas colocadas en distintas localizaciones de una región es uno de los métodos más utilizados por sus resultados fiables y su escaso coste (Trudgill, 1975; Plan, 2005).

Para una descripción más detallada de estos métodos remitimos a los trabajos de White (2000), Ford y Williams (2007) y Gabrovsek (2009).

7.3.5.2 Metodología

De los diferentes métodos expuestos, en este trabajo se ha utilizado la medida de la pérdida de peso de tabletas expuestas a la disolución en distintos ambientes. Se especifican a continuación las condiciones de medida y el plan de trabajo seguido.

Litologías utilizadas

Aunque en el macizo de Cotiella afloran diversas formaciones calcáreas, tres son las principales: las calizas con prealveolinas del Cenomaniense-Turonense, la Fm Maciños y la Fm Baziero, ambas del Coniaciense-Santonense. Estas litologías ocupan la mayor parte de la superficie del macizo y por tanto son las más indicadas para el cálculo de la tasa de denudación. Una descripción más detallada de las mismas se encuentra en el capítulo 3.

De cara a averiguar si el factor litológico tiene algún reflejo en la tasa de denudación, se han determinado algunas propiedades petrofísicas de estos tres tipos litológicos como la porosidad abierta (Tabla 5.4).

Emplazamientos y variables controladas

Un total de 219 tabletas fueron distribuidas por 19 puntos de control repartidos por todo el macizo (Figura 7.12). En cada punto de control se colocaron entre 8 y 18 tabletas. El hecho de tratarse de una zona de alta montaña ha condicionado la ubicación de algunos de los puntos. Se buscaron en varios casos itinerarios lógicos en los que, para distintas orientaciones, se cubrieran gradientes altitudinales completos. Esto es relevante a la hora de optimizar el proceso de puesta y recogida de las muestras a lo largo de los tres años que ha durado el ensayo, y que debe realizarse en el intervalo de tiempo menor posible.

Áreas especialmente abruptas o de difícil acceso, como la vertiente sur del pico de Cotiella, quedaron en buena parte al margen de la colocación de tabletas.

Las características generales de cada uno de los 19 emplazamientos se muestran en la tabla 7.5.

Diversas variables pueden influir en la tasa de denudación de las rocas del macizo. Las que se han considerado en este estudio son:

- i. Representación litológica: con muestras de dos tipos de calizas y una caliza arenosa. El número de losetas de cada tipo está en proporción aproximada con la extensión que ocupa cada formación en el macizo.

- ii. Altitud: se ha abarcado un intervalo de casi 2.000 m entre los 964 del punto más bajo en el valle de Irués y los 2.900 m de la antecima de Cotiella.
- iii. Emplazamiento: había muestras en posición subaérea (SUP), enterradas a unos 10 cm en el suelo (SUE) y en el fondo de dolinas (DOL) (Foto 7.11 A, B). Cuando las dolinas estaban recubiertas de suelo las losetas se enterraron igualmente.
- iv. Tipo de vegetación: las muestras enterradas en el suelo lo estaban bajo tasca o en bosque de *Pinus mugo* y *Buxus sempervirens*. La actividad de las raíces se relaciona con una mayor acidez del agua del suelo y una mayor capacidad de disolución.
- v. Orientación: la distribución de tabletas por orientaciones ha sido tan desigual como lo es la distribución de valles en el macizo. Mayoritariamente se ha trabajado en orientaciones NO y NE. Las orientaciones están relacionadas con la entrada de frentes de precipitaciones y la insolación, influyendo así en la disponibilidad de agua para disolver la roca.
- vi. Pluviometría: la repetición de las medidas durante tres años ha posibilitado verificar el efecto de las precipitaciones en el tiempo de trabajo..
- vii. Superficie: la mayor parte de las muestras tenían la superficie propia del corte y otras su superficie natural.

Preparación de las muestras y tratamiento posterior

Para la elaboración de las tabletas se muestreó un elevado número de bloques de cada una de las tres formaciones estudiadas. El corte de los bloques en tabletas de 5x5x2 cm se realizó en los talleres de Ex-Marlo S.A. en Huesca. Se procedió después a su etiquetado y selección de las piezas mejor cortadas.

Se secaron en una estufa a 50°C durante 36-40 horas y se barnizaron por cinco de sus caras para confinar la disolución en una única cara libre.

El barniz era una disolución de Paraloid al 20% en peso con acetona. Se dio a cada muestra tres manos de barniz, transcurriendo 24 horas entre cada mano y secándose por ventilación natural y a temperatura de entre 10 y 20°C (Foto 7.11 A).

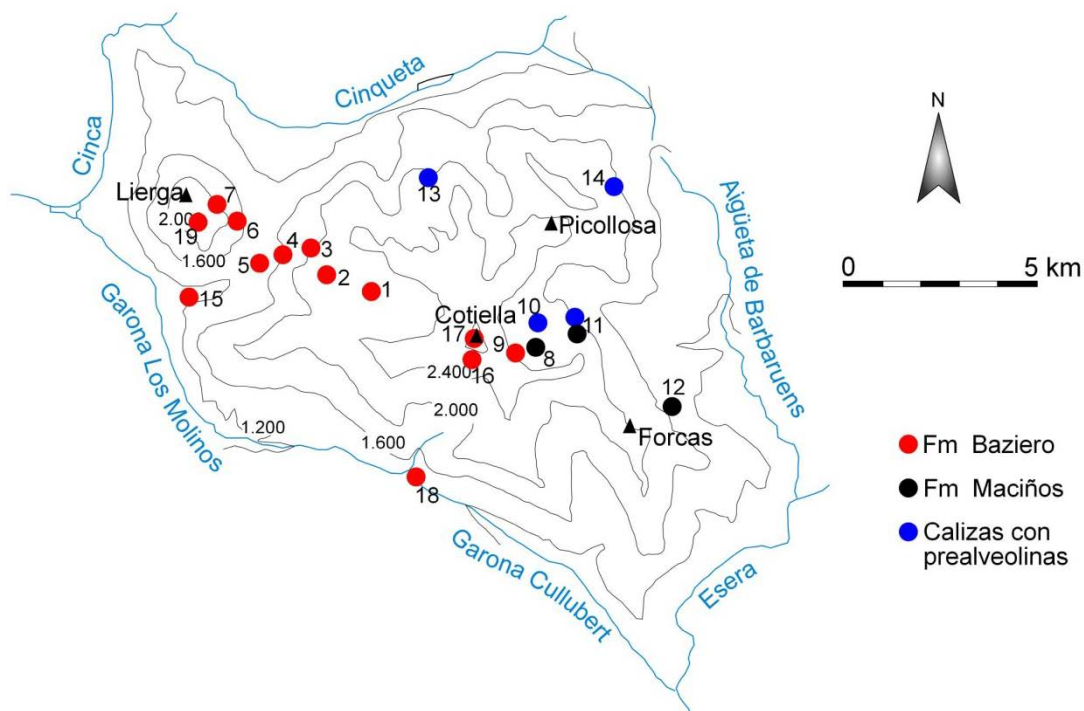


Figura 7.12. Ubicación de los 19 emplazamientos en los que se colocaron tabletas.

Tras el barnizado se sometieron las tabletas a un nuevo secado de 36 h a 50° y, finalmente, se pesaron en una báscula Sartorius CP2245, con precisión hasta la diezmilésima de gramo y capacidad máxima de 220 g (Foto 7.11 B). Estas operaciones se realizaron en el Laboratorio de Edafología de la Escuela Politécnica Superior de Huesca.

Antes de colocarlas en el campo, de cada tableta se anotaron su peso, características de su superficie y dimensiones exactas. Tras cada recogida en campo se lavó suavemente cada muestra con agua destilada y se secaron 36 horas a 50°. Una vez pesadas se volvieron a colocar sobre el terreno en el plazo de tiempo menor posible, generalmente no superior a dos semanas.

Todo el proceso descrito se repitió en los tres años que duró el ensayo (noviembre 2006-septiembre 2007, octubre 2007-septiembre 2008 y octubre 2008-septiembre 2009).

Punto	Topónimo	UTM	Altitud (m)	Orientación	Tipo de emplazamiento	Litología
1	Entremón	0277430 4712226	2.350	O	SUP/SUE/DOL	Baziero
2	Fte. Calba	0276580 4713269	2.280	ONO	SUP/SUE	Baziero
3	Ventanuelo	0275894 4713834	1.970	O	SUP/SUE	Baziero
4	L'Estaso	0275019 4713338	1.636	NO	SUE	Baziero
5	Sta. Isabel	0274499 4713291	1.505	NO	SUP/SUE	Baziero
6	Lierga	0273390 4714157	1.990	NE	SUP/SUE	Baziero
7	Lierga	0273599 4714112	1.860	NE	SUP/SUE	Baziero
8	Armeña	0280645 4710725	2.358	NE	SUP/SUE/DOL	Maciños
9	Armeña	0280570 4710632	2.403	NE	SUP/SUE	Baziero
10	Armeña	2081288 4711079	2.143	NE	SUP/SUE/DOL	Prealveolinas
11	Armeña	0281930 4711352	1.986	NE	SUP/SUE/DOL	Prealveolinas /Maciños
12	Forcas	0284459 4708709	1.570	N	SUP/SUE/DOL	Maciños
13	Cometaeslibro	0278711 4714475	2.017	N	SUP/SUE/DOL	Prealveolinas
14	El Salobre	0283552 4714174	2.092	NE	SUP/SUE/DOL	Prealveolinas
15	Irués	0273457 4712052	964	O	SUP/SUE	Baziero
16	Colladeta	0279509 4709873	2.712	S	SUP	Baziero
17	Cotiella	0279869 4710384	2.902	S	DOL	Baziero
18	Cullubert	0278050 4706560	1.470	S	SUP/SUE	Baziero
19	Lierga	0272783 4713712	2.210	E	SUP/SUE/DOL	Baziero

Tabla 7.5. Características generales de los emplazamientos elegidos.

Cálculo de la tasa de denudación y unidades empleadas

La tasa de denudación (R) se calculó utilizando la fórmula:

$$R = \frac{(W_1 - W_2)}{A \cdot \rho} 10^4$$

Donde, R es la tasa de denudación en mm/ka, (W1-W2) es la pérdida de peso anual en gramos; A es el área de la superficie soluble en cm²; ρ es la densidad de la roca en g/cm³ habiéndose tomado 2,7 como valor estándar (Plan, 2005).

Los resultados se pueden expresar indistintamente en μm/a, mm/ka o m³/km²/a.

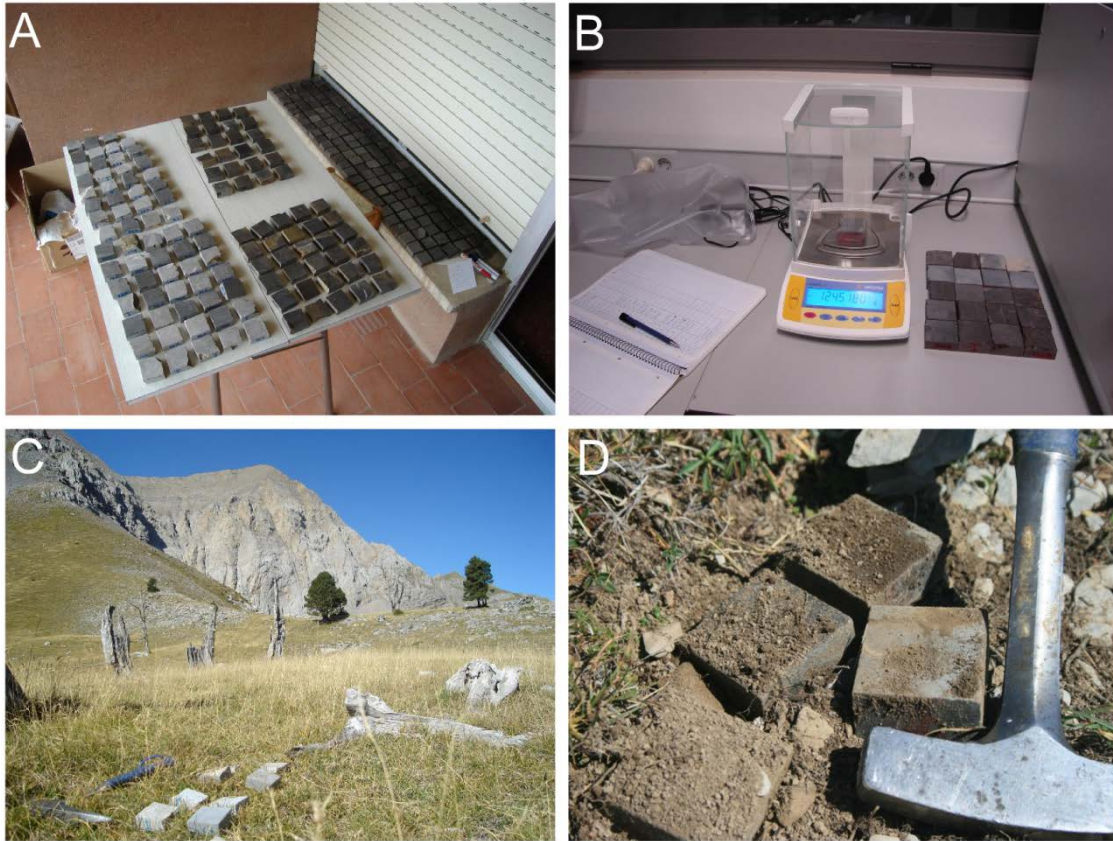


Foto 7.11. Distintos momentos del trabajo de campo y laboratorio. A: Proceso de barnizado y secado al aire. B: Pesado de tabletas en laboratorio. C: Tabletassituadas en superficie (punto 13, El Salobre). D: Tabletassdesenterradas del suelo (punto 1, Entremón).

Descartes

Dadas las duras condiciones meteorológicas a las que las tabletas han estado expuestas, algunas de ellas han sufrido daños que obligaban a descartarlas. Lo más común era la rotura a favor de discontinuidades preexistentes aunque también se ha dado el caso de pérdida de esquirlas en las aristas. El barniz aplicado ha mostrado ser fotorresistente y resistente al agua, si bien al cabo del tercer año se observó cierto deterioro en algunas muestras que por este motivo fueron también desechadas.

7.3.5.3 Resultados

La tasa de denudación actual media calculada para el macizo de Cotiella es de 10,51 mm/ka. Las aportaciones que cada litología hace a ese valor medio y los valores medios de los tres años de trabajo se recogen en la tabla 7.6; las tasas de denudación tras cada año, y la total de los tres años, en el Anexo III. Se puede apreciar la enorme variabilidad de los resultados obtenidos, con incrementos entre años que llegan a ser casi del 100% en los valores medios totales.

	Baziero	Maciños	C. Prealveolinas	Media
Año 1	4,45	7,56	11,33	7.78
Año 2	4,89	11,38	13,87	10.4
Año 3	7,39	16,94	15,8	13.37

Tabla 7.6. Tasas de denudación medias expresadas en mm/ka.

A continuación se analiza la influencia de las distintas variables que han sido estudiadas.

Litología

Las tres rocas que se han utilizado en el ensayo muestran un comportamiento muy distinto ante la denudación (Figura 7.13).

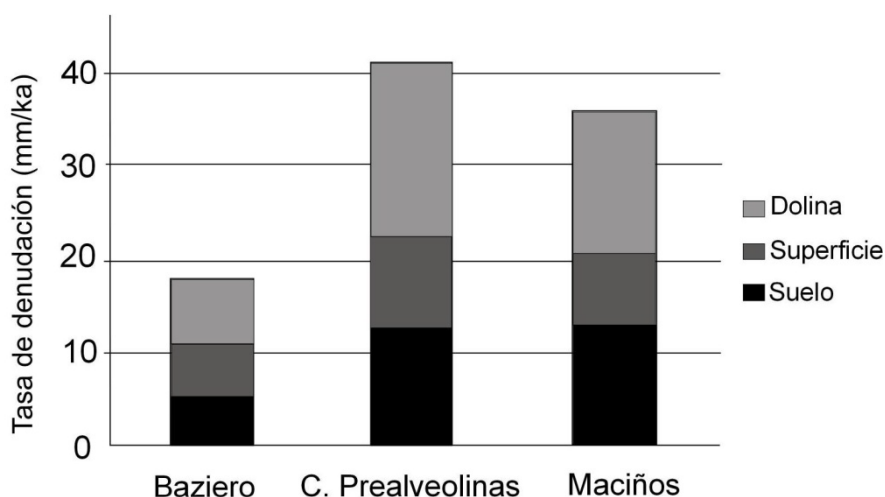


Figura 7.13. Tasas de denudación para cada litología. Se indican los valores correspondientes a los distintos emplazamientos de las muestras.

La litología que presenta mayores valores de denudación es la de calizas con prealveolinas seguida de la Fm Maciños. La tasa obtenida en la Fm Baziero es notablemente inferior, cualquiera que sea el emplazamiento de las muestras.

Emplazamiento

Los resultados en función de los tipos de emplazamiento analizados se exponen en la figura 7.14.

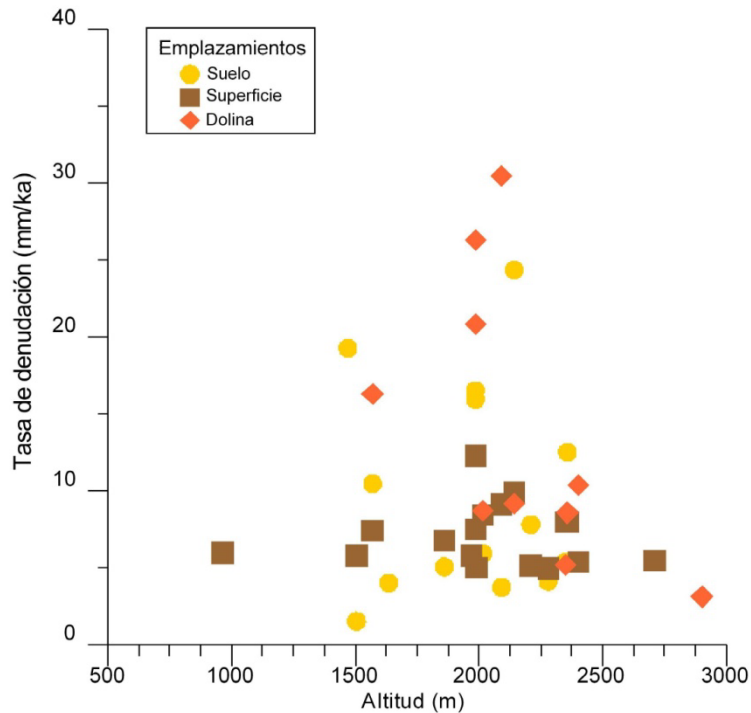


Figura 7.14. Tasas de denudación en función del emplazamiento y la altitud (tasa media de los tres años en todos los emplazamientos de cada punto de control).

Con diferencia, los mayores valores de denudación se registran en las tabletas ubicadas en fondos de dolina. La denudación de las tabletas enterradas en suelo es la segunda más alta. En ambos casos la variabilidad es bastante acusada. Las tabletas situadas sobre la superficie presentan unos valores medios de denudación más bajos pero más homogéneos en los distintos puntos de medida.

Altitud

En la figura 7.15 se muestra la relación entre tasa de denudación y altitud de los 19 puntos de control.

Los resultados evidencian que la mayor denudación tiene lugar entre los 1.800 y los 2.400 m de altitud. Los valores son especialmente elevados entre 1.900 y 2.200. En general la denudación se hace menor hacia los extremos altitudinales estudiados. Los valores más bajos se encuentran en las cotas más elevadas del macizo.

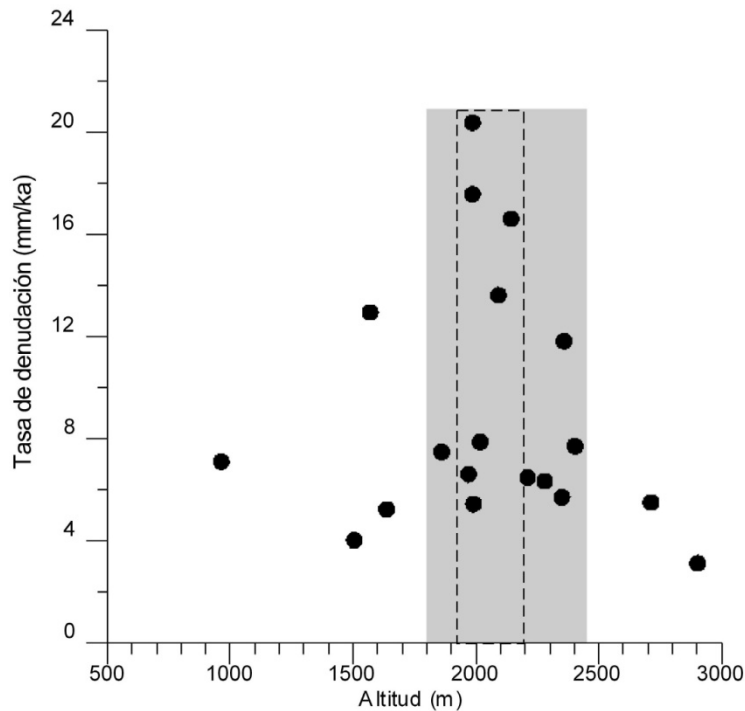


Figura 7.15. Relación entre tasa de denudación (media de los tres años) y altitud de los 19 puntos de control. Se han resaltado los intervalos altitudinales con mayor denudación.

Orientación

No se han considerado por igual todas las orientaciones del macizo sino que, debido a la orientación de los principales valles, la distribución de las muestras se ha centrado en las exposiciones N, NE, NO, O y S. Los resultados demuestran evidentes diferencias (Figura 7.16).

Las mayores tasas de denudación se obtienen en las orientaciones NE y N. Las diferentes altitudes de los puntos de control podrían distorsionar los resultados. Sin embargo, en el intervalo comprendido entre 1.500 y 2.500 m se encuentran cuatro de las cinco orientaciones controladas y los mayores valores se obtienen insistentemente en las vertientes NE y N, lo que valida la conclusión alcanzada.

Precipitaciones

La realización del ensayo durante tres años posibilita comparar las tasas de denudación con los valores de precipitación media sobre el macizo. Dado que las precipitaciones constituyen el aporte de agua que realiza la disolución de la caliza, es de esperar su influencia sobre la meteorización de la roca. La relación entre precipitaciones y tasa de denudación se expone en la figura 7.17.

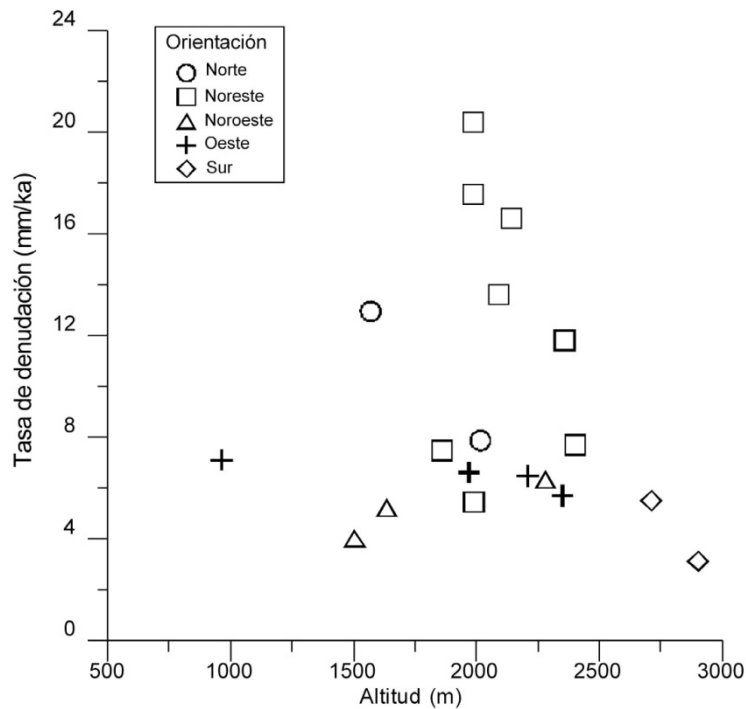


Figura 7.16. Tasas de denudación (media de los tres años) en relación con la orientación y altitud de cada punto de control.

Los resultados no indican una relación directa entre cantidad de precipitaciones y tasa de denudación. De hecho, incluso en el tercer año de medida las precipitaciones descienden levemente respecto al anterior pero todos los valores medidos en cada emplazamiento son considerablemente mayores que los precedentes.

Tipo de superficie

La disponibilidad de tabletas cuya superficie coincide con la de la roca original y de otras cuya superficie es la propia del corte con sierra ha permitido comparar la intensidad de la denudación sobre cada una de ellas.

En cada punto de muestreo donde una de las muestras tenía superficie original, mayoritariamente su tasa de denudación ha sido más elevada que el resto. En el cómputo total, los valores de las 24 tabletas con superficie real comparados con los de las 67 que las acompañaban en sus puntos, resultan ser un 21,7% mayor.

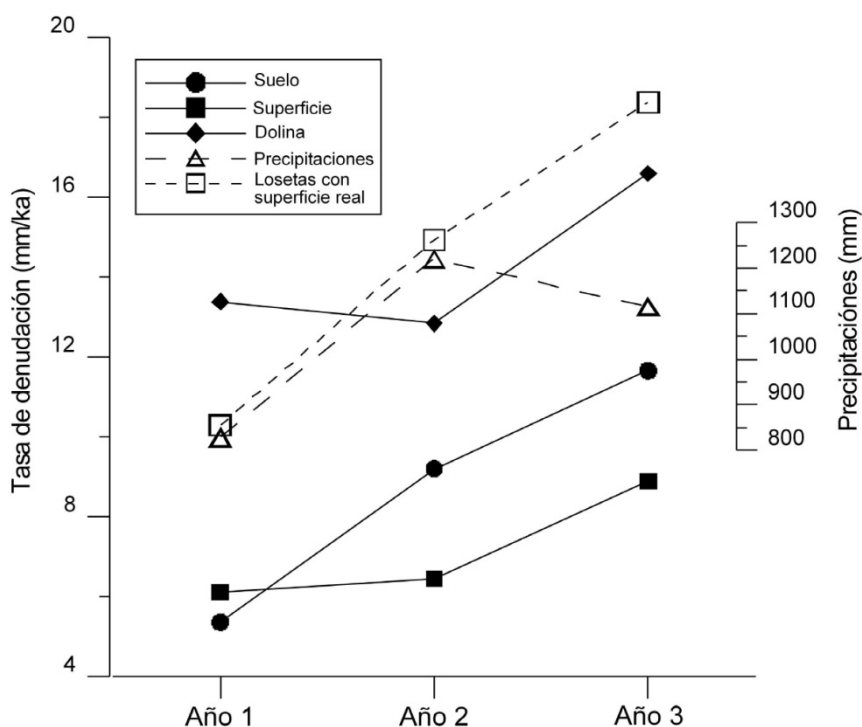


Figura 7.17. Valores de la tasa de denudación en cada emplazamiento y de las precipitaciones medias a lo largo de los tres años del ensayo.

7.3.5.4 Discusión

Litología

Las diferencias obtenidas pueden tratar de explicarse a través de las distintas composiciones de la roca. Los difractogramas realizados indican que la Fm Baziero está formada por calcita, una pequeña proporción de cuarzo y trazas de filosilicatos. La Fm Maciños presenta una variación composicional mayor, alternando tramos de calizas arenosas con otros de arenisca calcárea. Por último, las calizas con prealveolinas (que tienen la mayor tasa de denudación) son las calizas más puras de las tres formaciones, presentando casi únicamente calcita en su composición mineralógica. Esta circunstancia parece lógica, en tanto en cuanto la disolución va a afectar a la calcita y no a otros minerales insolubles.

Un segundo parámetro que diferencia las litologías estudiadas es la textura. Las calizas arenosas de Maciños y las calizas con prealveolinas presentan granos de cuarzo y fósiles más abundantes y de mayor tamaño que las calizas de Baziero. El resultado es la presencia de más irregularidades en la roca que pueden servir como puntos de debilidad a favor de los cuales actúe la disolución. Adicionalmente, la mayor porosidad

abierta de la Fm Maciños también facilita el acceso del agua al interior de la roca y una mayor superficie de contacto con el agua que incrementa la disolución.

Emplazamiento

Los mayores valores de denudación se obtienen en las tabletas enterradas en fondos de dolina y bajo el suelo. La actividad orgánica que se registra en el suelo proporciona una cantidad de CO₂ adicional que acidifica el agua e incrementa la disolución de la caliza.

Los fondos de dolina concentran la infiltración y por tanto es normal que la humedad sea mayor y la presencia de agua más mantenida en el tiempo, aumentando así la disolución. Además, las dolinas retienen más nieve que, al fundirse, aporta un agua más agresiva para la roca. En otros ensayos, los fondos de dolina también han arrojado los valores más altos de denudación (Plan, 2005). Las tabletas situadas en superficie presentan un comportamiento más homogéneo.

Altitud

En principio, la altitud está en relación con las precipitaciones y la disponibilidad inicial de agua para disolver la roca. En virtud de lo anterior, sería esperable que a mayor altitud también la denudación fuese mayor. Sin embargo, por encima y por debajo del intervalo 1.800-2.400 m la tasa de denudación decrece. Para explicar este hecho conviene estudiar por separado el efecto de la altitud en los tres emplazamientos (Figuras 7.18, 7.19 y 7.20).

En las figuras mencionadas, y en la figura 7.14, se aprecia que el factor altitud no afecta por igual a las tabletas en los tres emplazamientos. Las dolinas y el suelo son mucho más exigentes y alcanzan los valores máximos de denudación en intervalos altitudinales de 200 y 280 m respectivamente. Sin embargo, los valores observados en las tabletas de superficie son relativamente independientes de la altitud.

La explicación hay que buscarla en la relación entre altitud, condiciones climáticas y actividad orgánica en el suelo. En efecto, a medida que se asciende aumentan las precipitaciones pero disminuye la temperatura. La mayor denudación se obtendrá allí donde confluyan altas precipitaciones con valores de temperatura que no inhiban la actividad orgánica en el suelo. Eso parece ocurrir entre los 1.900 y los 2.200 m de altitud. Por encima la temperatura será demasiado baja y por debajo la disponibilidad de agua menor.

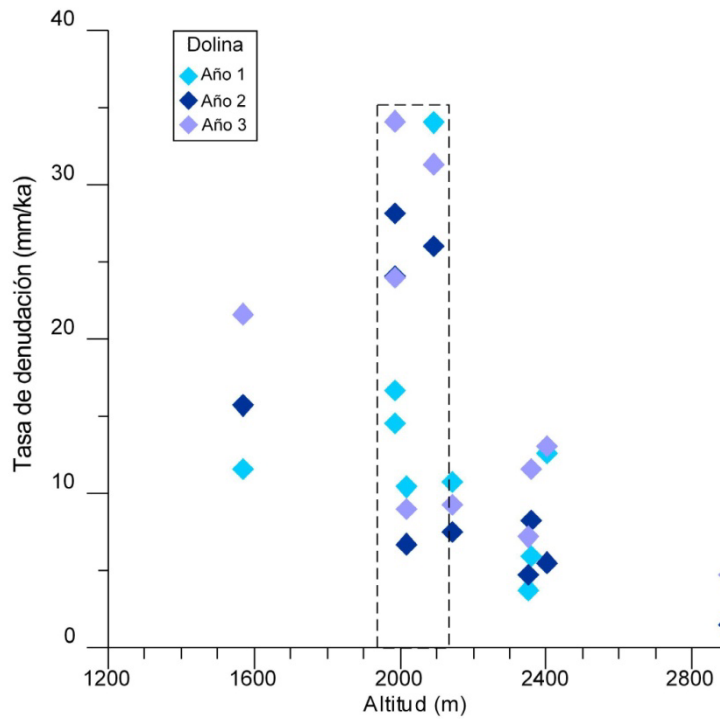


Figura 7.18. Tasas de denudación en el fondo de dolinas durante los tres años de estudio en función de la altitud.

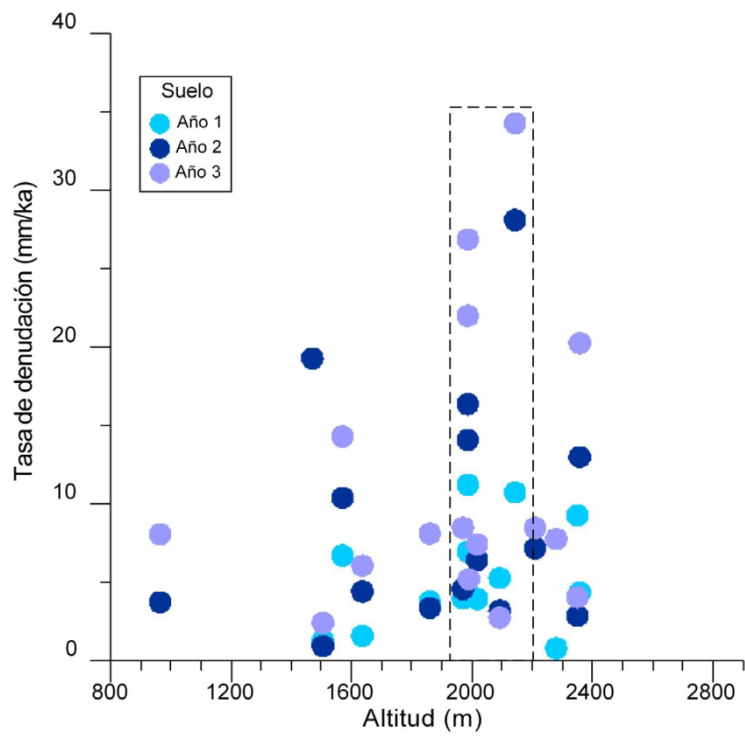


Figura 7.19. Tasas de denudación en el suelo durante los tres años de estudio en función de la altitud.

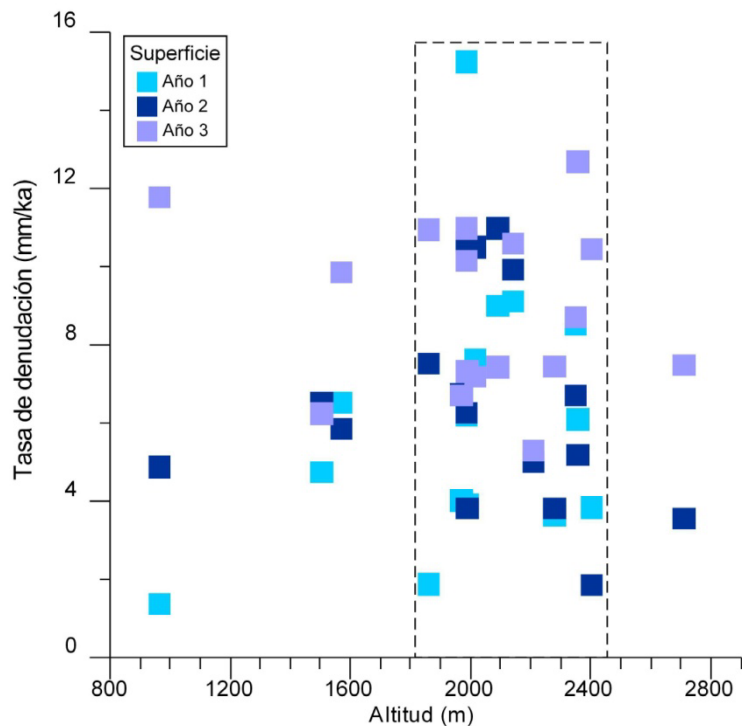


Figura 7.20. Tasas de denudación en superficie durante los tres años de estudio en función de la altitud.

También la altitud y la temperatura controlan el tipo de precipitaciones. Mientras en cotas altas nieva varios meses al año, en cotas inferiores esas precipitaciones se producen en forma líquida y actúan directamente sobre el sustrato rocoso. En los meses fríos la disolución se ralentiza en la alta montaña.

Orientación

Los resultados demuestran que las rocas expuestas al NE y N sufren mayores tasas de denudación. Este hecho guarda relación con dos factores. Uno es la proveniencia de las precipitaciones. El macizo de Cotiella es alcanzado por frentes lluviosos de procedencia tanto atlántica como mediterránea. La mayor disolución en orientaciones Este sugiere una mayor mediterraneidad del conjunto del macizo.

También se colige de estos datos que en las orientaciones septentrionales la menor insolación procura un mantenimiento mayor de la humedad sobre el terreno. La permanencia del manto nivoso es asimismo mayor y su fusión más lenta proporciona un suministro de agua, especialmente corrosiva, al suelo más continuado en el tiempo y mientras en otras zonas del macizo no hay aporte alguno de agua. Todos estos factores contribuyen a que la tasa de denudación sea más alta.

Tipo de superficie

Las muestras con superficie natural se han denudado un 21,7% más que aquellas cuya superficie es de corte. Las primeras presentan una superficie más rugosa y facilitan la permanencia del agua sobre la roca, mayor superficie real de contacto y una mayor probabilidad de disolución. Este hecho hace que los resultados globales obtenidos sobre la denudación del macizo sean menores que si el ensayo se hubiese hecho sólo con tabletas con superficie real.

Precipitaciones

La no existencia de una relación directa entre cantidad de lluvia y tasa de denudación admite diferentes enfoques.

El hecho de que en el tercer año, prácticamente todos los puntos de muestreo y emplazamientos presenten tasas de denudación más altas podría estar en relación con que la progresiva disolución aumente las irregularidades de la superficie a escala microscópica. Eso incrementaría la posibilidad de denudación de modo que al superar cierto umbral el valor final se disparara. Para comprobar esto hay que fijarse en el comportamiento de las tabletas con superficie real y no de corte (Figura 7.17). La tendencia de estas tabletas es similar al resto y también aumentan su denudación en un tercer año que presenta precipitaciones algo menores que el segundo año. Por tanto esa hipótesis no es válida.

Hay que pensar no tanto en la influencia de las precipitaciones totales sino en qué forma se realizan. De los tres años controlados, en el tercero es en el que más precipitaciones en forma de nieve tuvieron lugar. Con una cantidad disponible ligeramente menor que el año anterior, la posibilidad de que la fusión del manto nival la dosifique de manera paulatina al terreno es lo que puede ser responsable de la mayor denudación en este tercer año. Por tanto, no sólo la cantidad sino el tipo de precipitación es un factor a tener en cuenta para la denudación de la caliza en áreas de alta montaña. La nieve implica un aporte de agua al terreno más dilatado en el tiempo, agua de menor temperatura y por tanto con más capacidad de disolución, y una humedad media mayor que en años de menor innivación aunque no necesariamente más secos.

Comparación con otros estudios

La tasa de denudación se ha calculado en numerosos macizos kársticos, lo que permite rescatar de la bibliografía los resultados y comparar con el macizo de Cotiella (Tabla 7.7).

Método	Lugar	Tasa de denudación (mm/ka)		Bibliografía
Tabletas	Alpes (Austria)	11	Superficie	Plan (2005)
		30-40	Suelo	
	Alpes (Eslovenia)	6	Superficie	Kunaver (1979)
	Cotiella (Pirineo, España)	7,78	Superficie	Este trabajo
		10,3	Suelo	
13,6	Dolina			
Carga de soluto	Ariège (Pirineo, Francia)	48-89		Bakalowicz (1979)
	Piedra de San Martín (Pirineo, España-Francia)	125		López-Martínez (1988)
	Ljubljana (Eslovenia)	60		Gams (2004)
	Alpes (Austria)	95		Plan (2005)
	Waitomo (Nueva Zelanda)	69		Gunn (1981)
	Alpes (Eslovenia)	94		Kunaver (1979)
MEM	Alpes (Italia)	15		Cucchi <i>et al.</i> (1994)
	Trieste (Italia)	14-31		Cucchi <i>et al.</i> (2006)
	Alaska	25	Superficie	Allred (2004)
71		Suelo		

Tabla 7.7. Valores de la tasa de denudación obtenidos en diversas zonas de montaña mediante tres métodos distintos.

Una primera consideración es que los valores obtenidos están ligados al método utilizado. Los métodos hidroquímicos (que miden la carga de soluto en las surgencias de un macizo) no sólo miden la denudación superficial sino también la que se produce en el epikarst y en el interior de los conductos endokársticos (Gabrovsek, 2009) y por tanto los resultados son muy superiores a los conseguidos por la medida directa bien a través de la pérdida de peso de tabletas o usando microerosionómetros. La tasa calculada para el macizo de Cotiella es ligeramente menor que las medidas en los Alpes. Esta diferencia, amén de otras variables, tiene relación con la menor precipitación media existente en las zonas estudiadas (ver las referencias bibliográficas correspondientes). En cualquier caso, la comparación directa es compleja dado que los gradientes altitudinales, la presencia o no de vegetación y las características de las litologías aflorantes pueden ser muy distintos en cada área estudiada. Además, pocos estudios se basan en la repetición plurianual de las medidas. Dada la variabilidad observada en

nuestro caso, no sólo es necesario contar con datos de un alto número de tabletas sino también extender el ensayo a un mínimo de tres años a fin de computar periodos con condiciones climáticas diversas.

7.3.5.5 Conclusiones

La medida de la tasa de denudación del macizo de Cotiella se ha realizado sobre cerca de 200 tabletas de las tres principales litologías calcáreas del mismo, repartidas en 19 puntos de control situados entre los 980 y los 2.900 m de altitud durante tres años.

Los valores medios obtenidos son de 10,5 mm/ka. Esta cifra varía según se consideren los tres emplazamientos controlados (7,78 en superficie; 10,3 en suelo y 13,6 en dolina). Igualmente, se han constatado diferencias de casi un 22% en las tasas medias de los tres años estudiados. La relación entre la tasa y las precipitaciones no es lineal, indicando la influencia no sólo de la cantidad precipitada sino de su naturaleza. En este sentido, una mayor innivación procura un suministro de agua paulatino durante el periodo de fusión que mantiene la humedad en el terreno pese a que no llueva y aumenta así la denudación. A la vista de la gran variación interanual, resultados obtenidos tras sólo un año de estudio no son representativos. Deberían ser tomados con reservas y sin valor cuantitativo.

Las circunstancias más favorables para la denudación en Cotiella en la actualidad las han presentado las muestras de calizas con prealveolinas y de la Fm Maciños ubicadas en dolinas o suelos a intervalos altitudinales de entre 1.900 y 2.200 m. Las orientaciones NE y N, y la superficie original de la roca frente a la de corte, también influyen en la obtención de mayores tasas de denudación.

7.4 Endokarst

Como corresponde a un macizo kárstico de alta montaña, el interior de Cotiella está profusamente horadado por una red de conductos que enlazan las extensas zonas de infiltración de agua con un número discreto de puntos de emisión. En el desarrollo de esta red endokárstica, la influencia de la estructura geológica es determinante. La peculiar estructura interna del macizo de Cotiella, dividido en varias láminas cabalgantes, hace que la red tenga un trazado complejo y no siempre predecible contrariamente a como ocurre con los vecinos sistemas de Arañonera o Escuaín, de trazado relativamente simple, como se desprende de la observación de las respectivas topografías. A continuación se describen las generalidades de cada una de las zonas con

desarrollo de cavidades, de qué forma se relacionan con la estructura geológica y cómo se ordena el drenaje subterráneo del macizo de Cotiella. Es preciso advertir de que toda la información que se aporta se ha elaborado con el conocimiento existente al cierre de las campañas de exploración de 2.013. El descubrimiento de nuevas cavidades y la ampliación de topografías de las ya conocidas es constante y en un futuro próximo nuevos datos pueden hacer variar lo aquí reseñado.

7.4.1 Descripción de los sistemas endokársticos

En el macizo se han definido un total de once zonas (Gauyet, 2010a) (Figura 7.21, Tabla 7.8) en cuyo seno existen cavidades con distinto grado de desarrollo e importancia. En este trabajo se mantiene la nomenclatura que utiliza este autor ya que es de uso habitual entre los grupos que realizan exploración en el macizo.

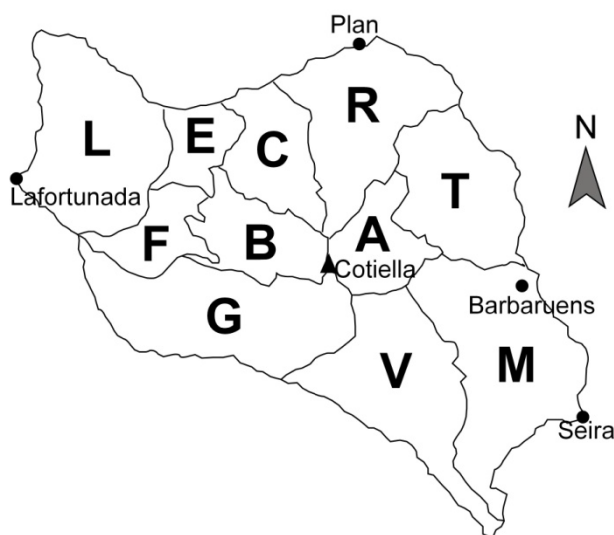


Figura 7.21. Delimitación de las zonas endokársticas en el macizo de Cotiella (fuente: ACEC, Asociación Científico Espeleológica Cotiella).

Hablando en términos de número y desarrollo de cavidades, las zonas de mayor interés son la A, B, C y F.

Zona A: Armeña, Llosat, Reduno

Corresponde esencialmente al circo de Armeña hasta el cauce del barranco Bilsé y se prolonga por el Ballón d'el Regall hasta la Colladeta Ibón. Es la zona con un modelado exokárstico más evidente y que cuenta con el mayor número de cavidades, del orden de 170.

Zona	Altitud max. (m)	Altitud min. (m)	Superficie (ha)	Nº de cavidades
A (Armeña)	2.912	1.360	858	170
B (Bruixas)	2.912	2.100	1.013	50
C (Batziellas)	2.822	890	1.137	83
E (Espuena)	2.341	855	25	3
F (Fornos)	2.252	780	670	17
G (Garona)	2.912	780	2.417	1
L (Lierga)	2.267	681	2.332	13
M (Monteneri)	2.545	700	2.584	1
R (Ribereta)	2.822	1.100	2.011	2
T (Trigás)	2.658	950	1.597	4
V (Viu)	2.705	700	2.108	0

Tabla 7.8. Características generales de las zonas endokársticas de Cotiella.

Las cavidades más importantes de la zona son la A8 (UTM 281704, 4709917) y A11 (UTM 281819, 4709930), que constituyen un sistema único con un desnivel máximo de 601 m y un desarrollo de 9.339 m. La unión de ambas cavidades se realizó en verano de 2.012 al bucearse el sifón que las enlaza. Este sistema posee las mayores galerías conocidas en el macizo, tanto en longitud como en diámetro.

Otras cavidades importantes del circo son la A55 (UTM 280974, 4710840), caracterizada por un desarrollo eminentemente vertical. Un conjunto de pozos encadenados descienden hasta los -390 m, donde se alcanza un gran nivel de galerías hasta un sifón que impide la progresión a una profundidad total de -480. El desarrollo de esta cavidad está ligado al límite entre la lámina de Armeña y el Sistema de Peña Madrid, siendo incierta la dirección de drenaje del río del final de la cavidad.

Destacan igualmente las cavidades A88 y A28. Ambas poseen bocas a cotas similares comunicando con galerías de idéntica orientación y están separadas por una marcada canal que desemboca en el ibón de Armeña. Con seguridad se trata de una misma cavidad erosionada entre bocas por la actividad glaciár en el circo de Armeña.

Un total de 170 cavidades se han inventariado en esta zona si bien este dato incluye algunas de muy escaso desarrollo.

Zona B: Bruixas, Entremón, Gradiello

Coincide con la gran zona de acumulación glaciár desarrollada sobre el rellano de bloque superior de la lámina de Cullubert. Debido a su configuración y superficie, constituye una de las principales áreas de infiltración de todo el macizo.

En los últimos años la exploración espeleológica ha posibilitado el descubrimiento de grandes cavidades como la B112 (Sima del Sabbat) (UTM 278751, 4710425), B13 (Sima de los Apostas) (UTM 279010, 4710802) y la Sima de los Demonios (UTM 279145, 4712454) (Cabrit, 2012). Todas ellas tienen sus bocas superiores situadas a gran altitud, por encima de los 2.450 m. Tras la campaña de 2.013 se han alcanzado profundidades de 975 m, llegándose hasta un importante curso de agua en circulación vadosa. Hasta la fecha constituye la máxima profundidad alcanzada en el macizo, que con seguridad será superada en próximas campañas.

Zona C: Batiziellas, Labasar, Galliners

La zona comprende los valles de Batiziellas, Labasar y sus respectivas salidas hacia el Zinqueta aguas abajo de Plandescún. La Friolina constituye el límite norte. La práctica totalidad de las cavidades se ubica en el valle de Batiziellas. El valle de Labasar tiene una importante superficie cubierta de canchales y el resto de la zona presenta un denso recubrimiento forestal.

Las principales cavidades de Batiziellas son la C166 (UTM 278579, 4712551) (550 m de profundidad y 805 de recorrido), C150 (UTM 279309, 4712006) (205 m de profundidad y 1.521 de recorrido) y C118 (UTM 279576, 4711696) (432 m de profundidad y 1.509 de recorrido).

Como aspecto a destacar, en esta zona y en las dos anteriores se encuentra la totalidad de las cuevas heladas conocidas en el macizo.

F: Fornos, Azitolar, Gradiello

Esta zona supone el principal punto de emisión del drenaje endokárstico de Cotiella. Geográficamente abarca buena parte de la margen izquierda de la cabecera del río Irués y concretamente los valles de origen glaciario que evacuaban el hielo desde el gran circo compuesto del Entremón.

En la zona más alta existen niveles de cavidades que indican antiguos niveles de base. En cotas inferiores, próximas al cauce del río, se desarrolla el complejo sistema Graners-Chorro-Fornos que constituye el nivel de base actual por el que drena buena parte del macizo. Este sistema está compuesto por varias cavidades como las propias de Graners y Chorro, Pot au Feu, F21, etc.

Mientras que en las zonas previamente mencionadas prima el desarrollo vertical de las cavidades, en esta zona el desarrollo es netamente horizontal con recorridos de entre uno y dos kilómetros.

7.4.2 Relación entre cavidades y estructura geológica

Al igual que ocurre con las morfologías exokársticas, el desarrollo del endokarst está íntimamente ligado a la configuración estructural de los macizos kársticos (Hill, 1987; López Martínez, 1987a y b).

En Cotiella, la compartimentación del macizo en láminas cabalgantes hace inviable la consideración global de la relación entre estructura y desarrollo de cavidades. Si atendemos a las zonas endokársticas descritas de forma individual, se observa que el desarrollo de los sistemas topografiados hasta ahora ocupa una superficie ínfima de cada zona a excepción del sistema de Armeña.

El circo de Armeña posee un sistema de gran desarrollo en kilómetros confinado en un espacio relativamente pequeño y por tanto es posible establecer con claridad la relación existente entre los patrones de las cavidades y las estructuras que afectan a las rocas.

Se ha elaborado un mapa de la fracturación del circo de Armeña a partir de las ortoimágenes del SITAR y de la fotointerpretación de fotografías aéreas a escala 1:20.000. Las distintas fracturas se han agrupado según su orientación en intervalos angulares de 20°. El mapa de fracturas junto a la planta de las principales cavidades se ha representado en la figura 7.22. De igual modo, se ha trabajado con las topografías existentes a fecha 2.013 del sistema de Armeña. La información relativa está introducida en ArcGis y se ha discriminado cada segmento que forma las cavidades, obteniéndose de cada uno su longitud, altitud media y orientación.

Las 159 fracturas medidas, la estratificación y los 774 segmentos que constituyen las cavidades se han representado en los diagramas en rosa de la figura 7.23.

Ante estos datos se pueden realizar distintas consideraciones. En primer lugar, existe una amplia diferencia en el número de datos de fracturas y de segmentos de cavidades. Esta diferencia impide trabajar de forma cuantitativa con las longitudes, dado que los segmentos son extraídos por el sistema de información geográfica de las bases de datos utilizadas para realizar las topografías, sin simplificar y aunar datos semejantes y

considera, por tanto, segmentos de pequeña longitud. Sin embargo esto aumenta el valor estadístico de las familias de orientaciones obtenidas.

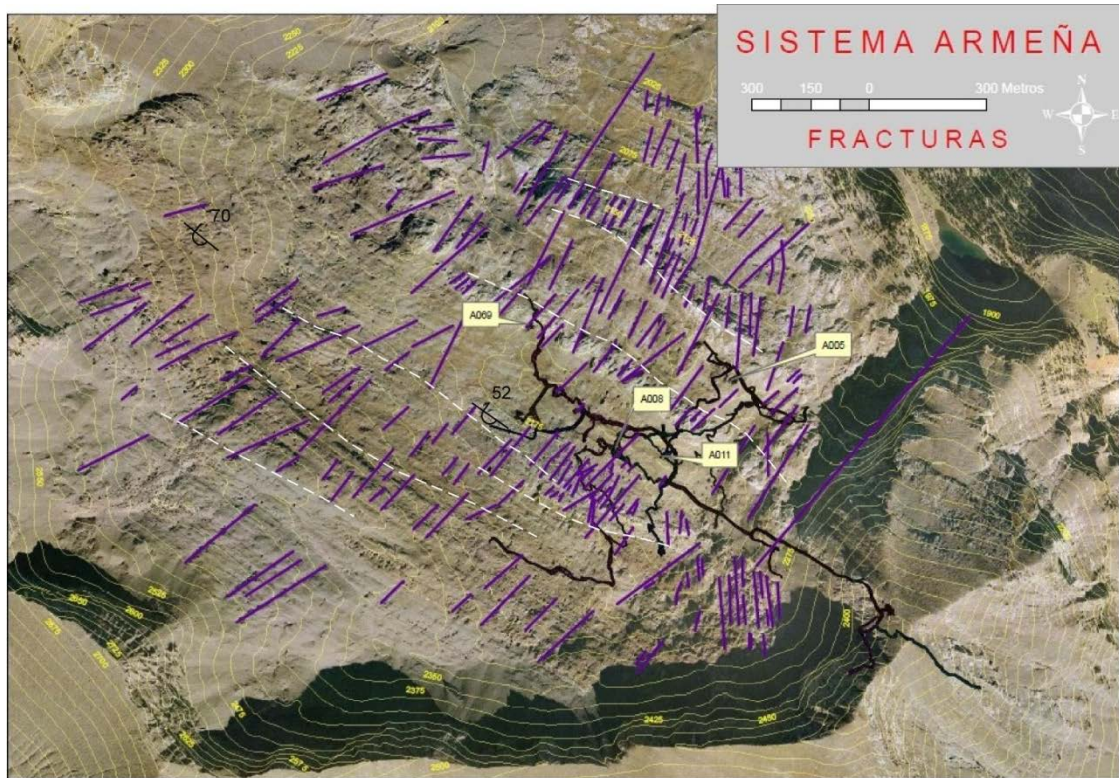


Figura 7.22. Proyección en planta del sistema Armeña sobre ortoimagen (línea en color negro) y mapa de fracturación. En línea blanca discontinua se indica la dirección de la estratificación. Se han añadido también algunas medidas de dirección y buzamiento de estratos.

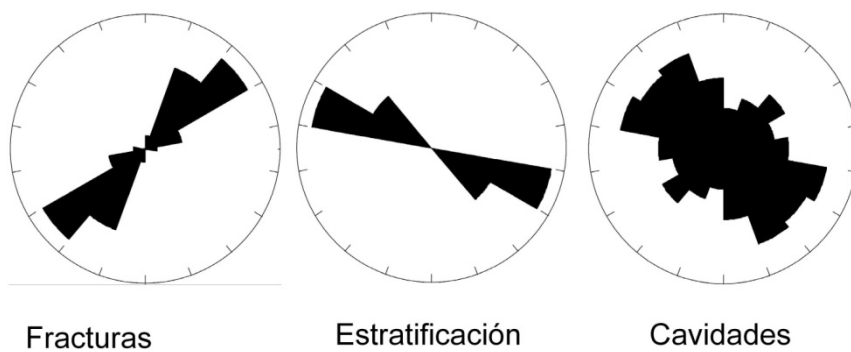


Figura 7.23. Diagramas en rosa de fracturas, direcciones de estratificación y conductos de cavidades de Armeña.

En segundo lugar, en lo que respecta a la fracturación existe una familia principal claramente definida en dirección NE y NNE, que suman un 76% del total de fracturas.

Las cavidades, sin embargo, muestran una mayor variabilidad. Aunque en parte puede deberse a las medidas sobre un número elevado de segmentos más pequeños, es evidente la existencia de una familia principal de conductos con orientación SE y una secundaria NE. En el primer caso, las orientaciones ESE y SSE suman un 32% del total. Si añadimos las SE la cifra asciende al 47%. La familia secundaria, NE, constituye un 11% del total de segmentos.

Si atendemos a otro parámetro como la dirección predominante de las distintas capas de caliza que forman el circo, tanto a través de mapa geológico y ortoimagen, como por los datos que hemos tomado directamente en distintos puntos del circo, se observa que en buena parte de él domina la dirección ESE y SE, con un valor medio de 120/45E y siendo el buzamiento invertido.

Por lo tanto, se puede concluir que el desarrollo de los sistemas de galerías principales del sistema de Armeña tiene lugar a favor de la dirección de estratificación, mientras que las galerías menores y las de trazado más vertical se adaptan preferentemente a la fracturación y a las líneas de intersección entre las fracturas subverticales y los estratos.

La tabla de datos obtenida por ArcGis facilita también la cota media de cada segmento. Pueden por tanto elaborarse diagramas de rosa discriminando las orientaciones preferentes en distintos intervalos de cotas (Figura 7.24).

De este análisis se desprende que:

- i. Entre 2.200 y 2.000 metros son mayoritarios los conductos verticales y rampas inclinadas al NE según la estratificación. Predominan por tanto el efecto de la fracturación y el buzamiento de las capas en el desarrollo de los conductos.
- ii. Entre 2.000 y 1.900 las orientaciones coinciden de manera clara con la dirección de la estratificación. Las galerías son por tanto los conductos más importantes en este intervalo altitudinal.
- iii. Entre 1.900 y 1.700 los datos no son tan claros. Existe una mayoría de orientaciones en función de la estratificación pero también muchos conductos con trazado condicionado por la red de fracturas.
- iv. Finalmente, por debajo de 1.700 m vuelven a predominar las galerías desarrolladas según la dirección de las capas.

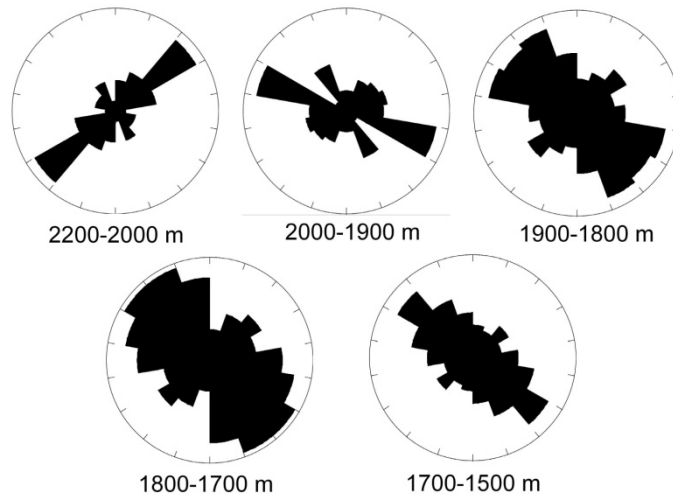


Figura 7.24. Diagrama en rosa de la orientación de las cavidades del sistema Armeña en distintos intervalos altitudinales.

A la luz de lo reseñado, la relación entre la disposición de los estratos, red de fracturas y desarrollo de cavidades se expresa en la Figura 7.25.

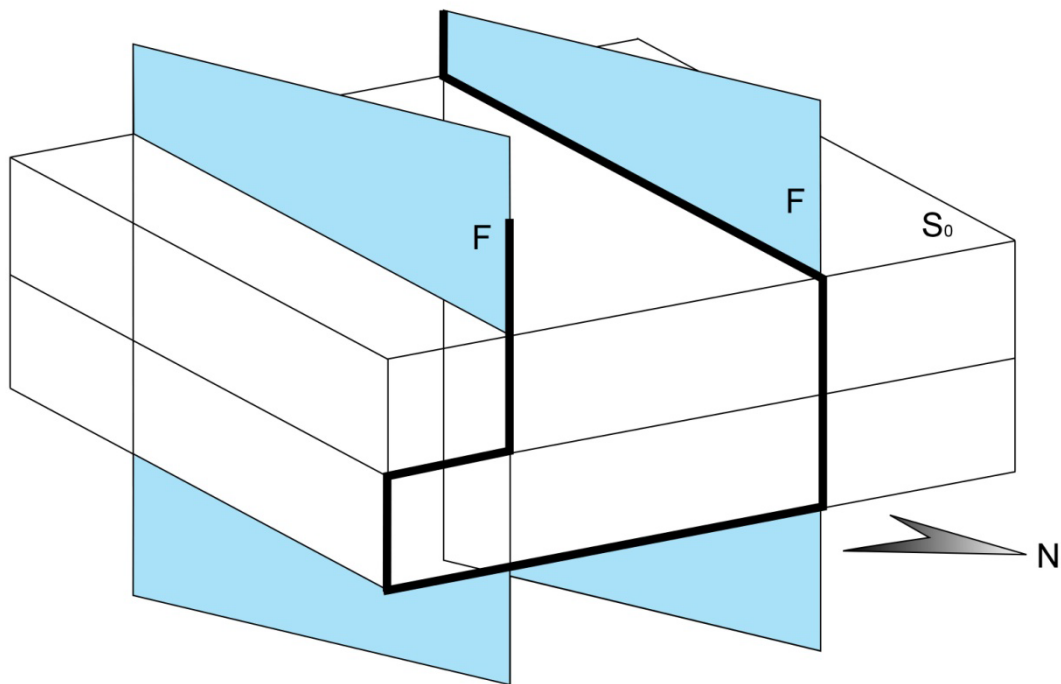


Figura 7.25. Modelo conceptual de desarrollo del sistema Armeña en relación a la disposición de las capas y la red de fracturas. Se indican en línea gruesa los conductos posibles según la intersección de planos.

7.4.3 Hidrología subterránea: definición de cuencas, zonas de absorción y surgencias

El macizo de Cotiella presenta extensas áreas desprovistas de vegetación formadas por rocas muy fracturadas. Eso hace que una gran superficie actúe como zona de rápida infiltración, acelerando el acceso de las aguas de precipitación y fusión nival a la densa red de conductos endokársticos. La ausencia de cursos de agua superficiales perennes en condiciones normales es general por encima de 1.000 m de altitud en la zona de Irués, 1.500 m en la vertiente sur (Cullubert) y en la norte (laderas septentrionales de la Peña las Onze), 1.800 en la noreste (cabecera del Barranco Bilsé), en la vertiente sureste no los hay hasta el río Ésera y en la zona de Yali el agua empieza a circular a unos 900 m. En el área del Ibón de Plan existen cursos de agua perennes a cotas en torno a los 2.000 m por las circunstancias excepcionales explicadas en el apartado 5.6, si bien la circulación superficial se detiene en el ibón y se reanuda valle abajo a unos 1.900 m de altitud. Estos datos, unidos a las elevadas precipitaciones medias anuales en la alta montaña, ponen de manifiesto la importancia del drenaje subterráneo en Cotiella.

El elemento clave que controla la dirección del drenaje subterráneo es la superficie de cabalgamiento del manto de Cotiella. Dicha superficie presenta un buzamiento S-SO y superpone calizas cretácicas a calizas terciarias al norte y materiales impermeables, principalmente margas calcáreas, hacia el sur. No es posible delimitar en profundidad qué proporción ocupa cada una de estas litologías en el bloque inferior. Los cortes geológicos de Martínez Peña (1991) sugieren que buena parte de la base del manto corresponde a rocas impermeables. De este modo, mientras el nivel de base del karst ha estado sobre esta superficie, las direcciones de drenaje subterráneo han sido variables, si bien al alcanzar la base del manto la mayor parte del drenaje se ha dirigido hacia la zona más baja del mismo, esto es, el sistema de surgencias de Fornos.

En efecto, el área topográficamente más deprimida del manto se sitúa en la parte baja del valle del río Irués, previa a su confluencia con la Garona Os Molinos. Allí se encuentra el sistema de surgencias de Fornos (UTM 272163, 4711780; Mapa Geomorfológico), con diferencia el principal punto de emisión de todo el macizo. La compleja topografía de la zona hace difícil evaluar los caudales de dichas fuentes. Las estimaciones de la CHE son de entre 1 y 2 m³/s de caudal medio. Los caudales son, en cualquier caso, tremendamente variables a lo largo del año. El sistema está compuesto

por tres zonas de salida de agua, cada una formada por diversas surgencias individuales. Aunque el caudal es permanente a lo largo del año, en épocas de estiaje los conductos superiores se secan y el caudal se limita a los conductos más bajos.

El funcionamiento de las surgencias de Fornos está ligado a una red de conductos que se sitúan sobre ellas y que actúan a modo de tropplein (Figura 7.26). Cuando los caudales son elevados, el agua sale a presión por el Chorro, ubicado casi un kilómetro valle arriba, Foto 7.12). Entre el Chorro y Fornos hay dos niveles reseñables. Uno, señalado por la cavidad F21, no es una salida de agua aunque comunica con el río subterráneo que conecta Chorro y Fornos. Otro, la galería Borricos, que cuando el Chorro está reventado envía agua a este conducto situado a una cota inferior y colabora en la salida al exterior del agua del macizo. El Chorro revienta varias veces al año, especialmente coincidiendo con las lluvias y fusión de nieve primaveral, las tormentas de verano y las lluvias copiosas y continuadas de otoño.

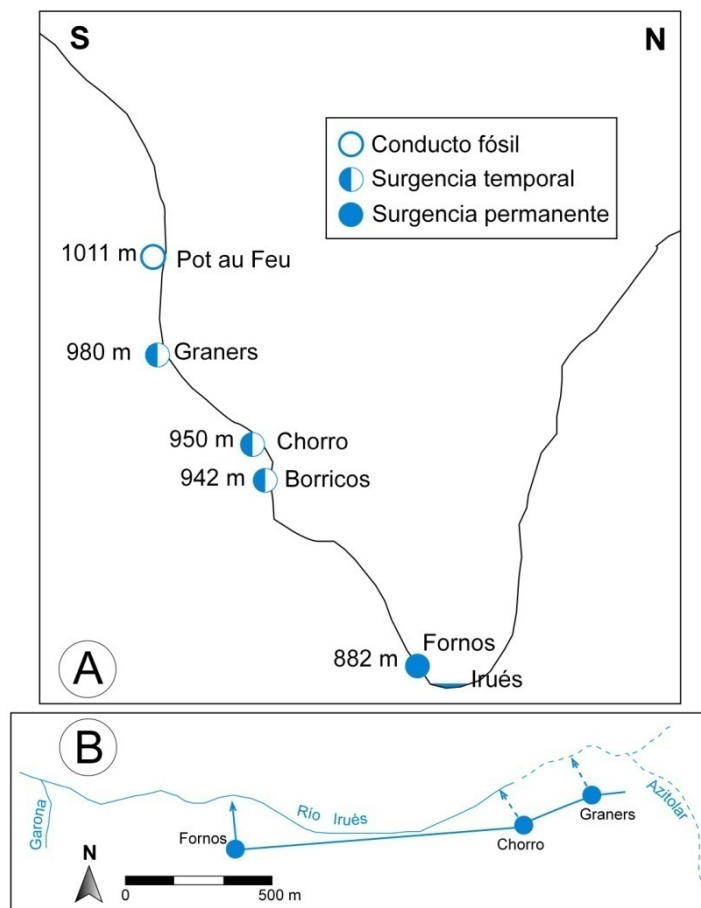


Figura 7.26. A: Corte idealizado del valle del Irués mostrando los distintos niveles funcionales y fósiles de salida de agua. B: Planta del sistema Fornos-Chorro-Graners con las conexiones teóricas entre los puntos de drenaje (Datos topográficos de Jean Claude Gayet).



Foto 7.12. El Chorro de Fornos en su estado normal seco (A) y en plena emisión (B).

En los casos de aportes de agua excepcionales aún se activa un conducto superior, constituido por la cavidad de Graners. Los eventos de salida por Graners son de baja frecuencia pero alta intensidad, modificando incluso la fisonomía de la entrada a la cavidad, formada por la acumulación de bloques de roca métricos. Dentro de la cavidad de Graners se reconocen depósitos detríticos de tipo aluvial que indican transporte en condiciones de alta energía. Dichos depósitos aparecen con visibles marcas de erosión, señalando la ocurrencia de sucesivos eventos que dismantelan los sedimentos de crecidas anteriores.

Debido a la proximidad y a la disposición de los estratos, es evidente que las cavidades de la Zona B descargan por el sistema de Fornos. En el caso de las cavidades de Armeña, de drenaje no tan evidente, se ha comprobado que también desaguan por Fornos. En 1.985 se verificó mediante tinción con fluoresceína la comunicación del sistema A11-A8 con estas surgencias, de manera que la mayor parte de esta zona cuyo drenaje superficial correspondería al Ésera, va al Cinca vía Irués.

Atendiendo a la estructura geológica, es muy probable que también la zona C vierta sus aguas a Fornos (Figura 7.27). Con lo cual los tres grandes circos, los que mayor número de cavidades poseen, estarían conectados con el mismo punto de drenaje.

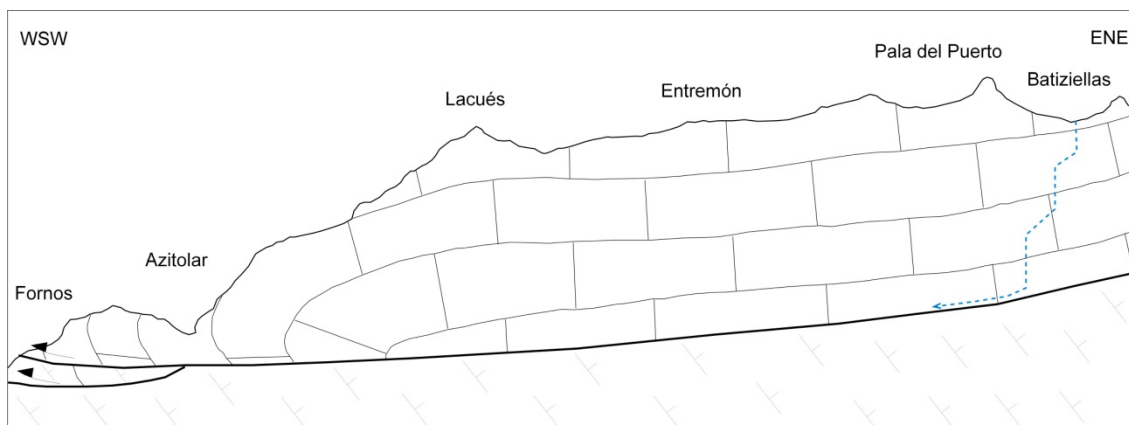


Figura 7.27. Corte geológico entre el valle de Batziellas y Fornos.

Actualmente se está llevando a cabo un control de las descargas del sistema mediante el control simultáneo de las precipitaciones en la zona alta del macizo (circo de Armeña) y las crecidas en el río activo de la cavidad de Graners mediante un luirógrafo, aparato que mide cambios de presión en el agua y registra así los aumentos del nivel del agua en una cavidad. Los resultados preliminares indican una respuesta rápida del sistema a las precipitaciones, con ascensos del nivel del agua en tiempos muy breves (Gauyet, 2012). Además, estos mismos datos indican que las salidas de agua por Graners pueden no ser tan extraordinarias como hasta ahora se piensa. Un registro más amplio de datos permitirá en el futuro establecer un modelo de funcionamiento del sistema en su conjunto.

El resto de surgencias del macizo son de menor importancia. La fuente de Rianzés (1.870 m) (UTM 282177, 4711702; Mapa Geomorfológico), junto al refugio de Armeña en la cabecera del barranco Bilsé, presenta un caudal permanente durante todo el año. El punto de salida oscila a lo largo de la cabecera en función del caudal.

Existen también pequeñas surgencias en el estrecho de la Inclusa, en la margen derecha del Esera aguas abajo de Seira y en la vertiente norte de las peñas del Mediodía y Onze. Ninguna de estas fuentes tiene un caudal apreciable y su área de captación ha de ser muy local, incluida la de Rianzés.

Mayor importancia tienen las surgencias de Peña Lierga, no tanto por lo cuantioso de su caudal, sino por reflejar las características del drenaje interno de este macizo satélite de Cotiella. Salvo en la cara norte, Lierga tiene surgencias en todas sus vertientes. Destacan las ubicadas casi enfrente del Chorro, colgadas entre 1,5 y 4 metros sobre el río Irués. En la cara sur se encuentra la de la cabecera de la canal de San Bizién,

de caudal discontinuo, y en la cara noroeste las de Santé y Sanzuelo. Dichas fuentes reflejan un drenaje radial desde la zona central del macizo, con la infiltración concentrada en el altiplano cimero ya que las vertientes son prácticamente una sucesión de escarpes hasta la base de la montaña. Las surgencias de Lierga, como las de la margen izquierda del Irués, se forman en relación al contacto entre las calizas de la Fm Baziero y las margas eocenas del bloque inferior del manto de Cotiella.

La propuesta del patrón de drenaje subterráneo del macizo de Cotiella se expone en la Figura 7.28.

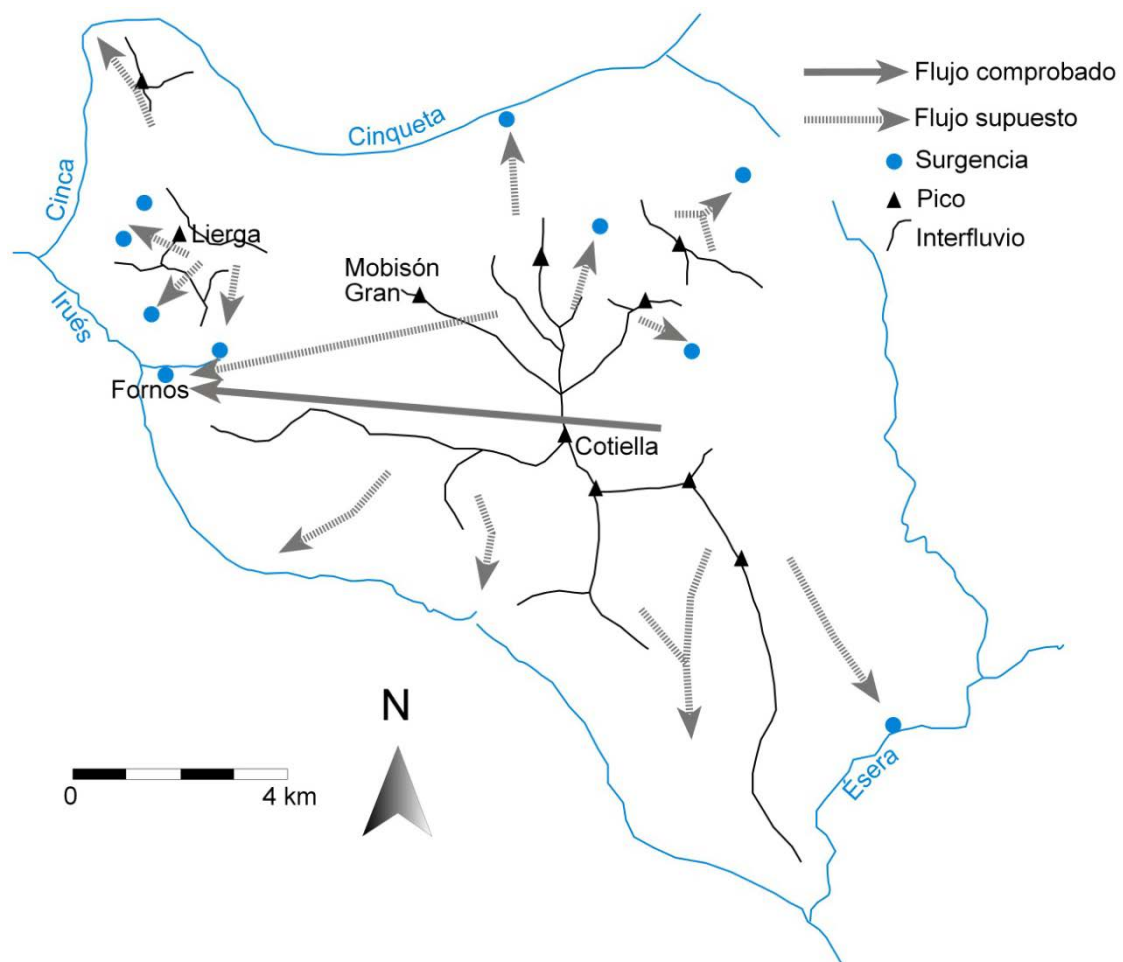


Figura 7.28. Mapa con los flujos subterráneos propuestos para el macizo de Cotiella.

La clasificación hidrológica del acuífero de Cotiella según White (1969) es la de un acuífero con tipo de flujo libre, colgado y abierto. Se trata de un sistema kárstico limitado inferiormente por un nivel impermeable. La infiltración se realiza aprovechando la porosidad secundaria de la roca, merced a las numerosas fracturas que afectan a la misma. Determinadas morfologías como dolinas y algunos tipos de lapiares (fisuras o *grikes*) constituyen también eficaces puntos de absorción, sin embargo hay

que recordar que su origen y distribución están íntimamente ligados a la red de fracturas. Una vez en el interior, el agua circula por una red de drenaje bien jerarquizada que la conduce desde las distintas zonas de filtración hacia un mismo punto de drenaje en Fornos.

Elaborar un balance hidrológico resulta complejo por la dificultad de cuantificar precipitaciones, evapotranspiración y descargas en un macizo extenso y de relieve tan accidentado. En la actualidad se ha instalado una estación de aforo en el río Irués cuyos datos, junto con los del pluviómetro de Armeña, ofrecerán una valiosa información para elaborar dicho balance.

7.4.4 La Espluga Lasgüeriz

La Espluga Lasgüeriz (también conocida como 5 de Agosto) tiene su entrada a 1.664 m de altitud y coordenadas UTM 0275055, 4712622. Se accede desde el collado de Santa Isabel atravesando el barranco de Gradiello. Sobre la entrada de la cavidad hay un espesor máximo de 600 m de calizas (Punta de Lacués, 2.286 m). En la zona más alta, sobre las calizas, hay una débil cubierta de suelo con prado de alta montaña. El cantil que comunica la zona culminante con la entrada de la cueva se escalona en distintas fajas con pequeños grupos de pino negro.

La longitud total es de 941 m y el desnivel que presenta es de 50 m (Figura 7.29). Morfológicamente la cueva puede clasificarse como “*watertable cave*” (Ford y Williams, 2007).

Desciende bruscamente en el primer tramo unos 15 m de desnivel para luego ir ascendiendo de forma más o menos paulatina, si bien la pendiente se acentúa claramente en el último tercio de la cavidad.

Existen cuatro derivaciones a partir del conducto principal. El primero es una rampa meandriforme que concluye en un pequeño lago estacional. Otros dos son dos pozos de 32 y 40 m que carecen de continuidad. Por último, un estrecho paso se deriva lateralmente para regresar al tubo principal.

El tramo final de la cavidad es un estrechamiento con dos pequeños pozos comunicados y obturados por depósitos arcillosos.

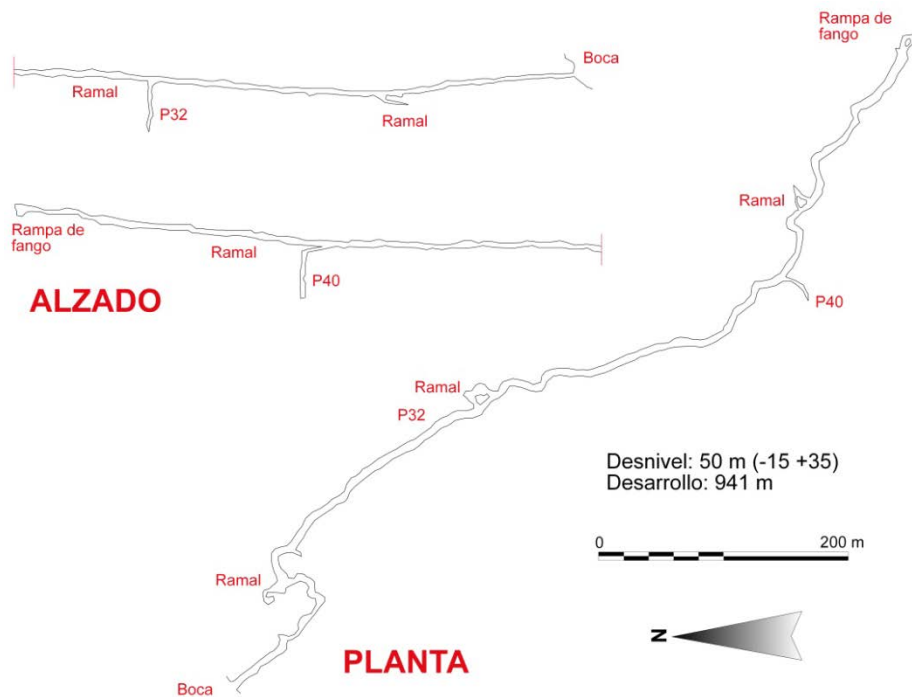


Figura 7.29. Topografía de la Espluga Lasgüeriz (Fuente: Carles Pons).

En comparación con otras cavidades del macizo, la Espluga Lasgüeriz combina la presencia de morfologías y depósitos de interés con la facilidad de acceso y de progresión en su interior. Se han estudiado sus morfologías y espeleogénesis, los espeleotemas (de calcita y de yeso) así como su dinámica actual. Los resultados obtenidos se exponen en los siguientes apartados.

7.4.4.1 Parámetros ambientales

Para conocer las características ambientales actuales en la Espluga Lasgüeriz se procedió a la instalación de tres sensores de temperatura y humedad relativa y un pluviómetro (que mide la tasa de goteo). Además, se muestreó agua y calcita a fin de obtener su composición química e isotópica. Como referencia, se tomaron también algunas muestras de lluvia y nieve. Todo este trabajo se realizó en cada primavera y otoño entre el otoño de 2.006 y la primavera de 2.009.

Clima

Los sensores utilizados son Hobo Pro v2 U23-001. La temperatura se mide con una precisión de $\pm 0,21^{\circ}\text{C}$ y una resolución de $0,02^{\circ}\text{C}$ a 0°C . La desviación es menor de $0,1^{\circ}\text{C}$ al año. La humedad relativa se mide con una precisión de $\pm 2,5\%$ para medidas comprendidas entre un 10% y un 90% y una resolución de 0,03%. La desviación es menor a un 1% al año. Se registra un dato cada hora en el interior de la cavidad.

La ubicación de los sensores, pluviómetro y puntos de muestreo se indica en la Figura 7.30.

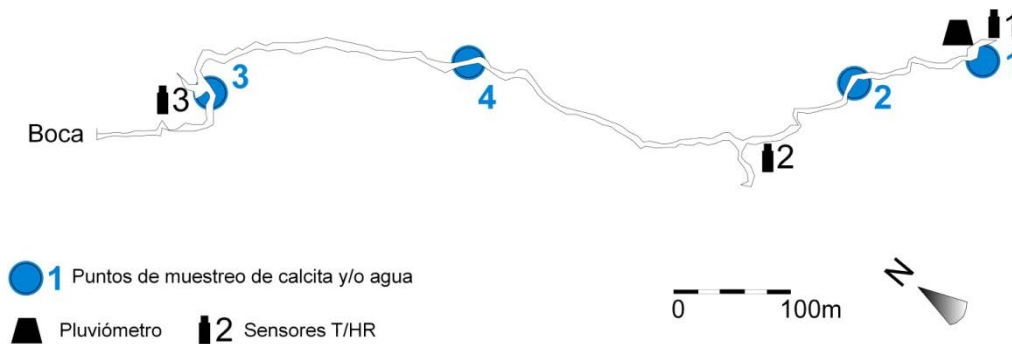


Figura 7.30. Planta de la Espluga Lasgüeriz y situación de sensores, pluviómetro y puntos de muestreo.

Aunque se dispone de un registro de datos más amplio, se ha trabajado con los intervalos de tiempo de los que se tiene también información de precipitación y temperatura externas. Para ello se han usado datos de Sarabillo tomados y cedidos por Dña. Lucía Mur, dada la inexistencia de información por parte de AEMET.

Los datos de temperatura y humedad relativa se muestran en la Figura 7.31.

i. Temperatura

Los datos de temperatura revelan un comportamiento heterogéneo de la cavidad. El sensor 1, situado en el fondo de la misma, mantiene una temperatura constante durante todo el año. Los pequeños picos que se observan en la gráfica se deben a la presencia puntual de espeleólogos.

El sensor 3, relativamente próximo al exterior, muestra una débil oscilación térmica (0,34°C) pero lo suficientemente grande como para apreciar una tendencia anual. En invierno la temperatura desciende de manera paralela a como lo hace en el exterior. En verano la conexión se cierra y la temperatura interna permanece constante hasta el nuevo descenso en el exterior.

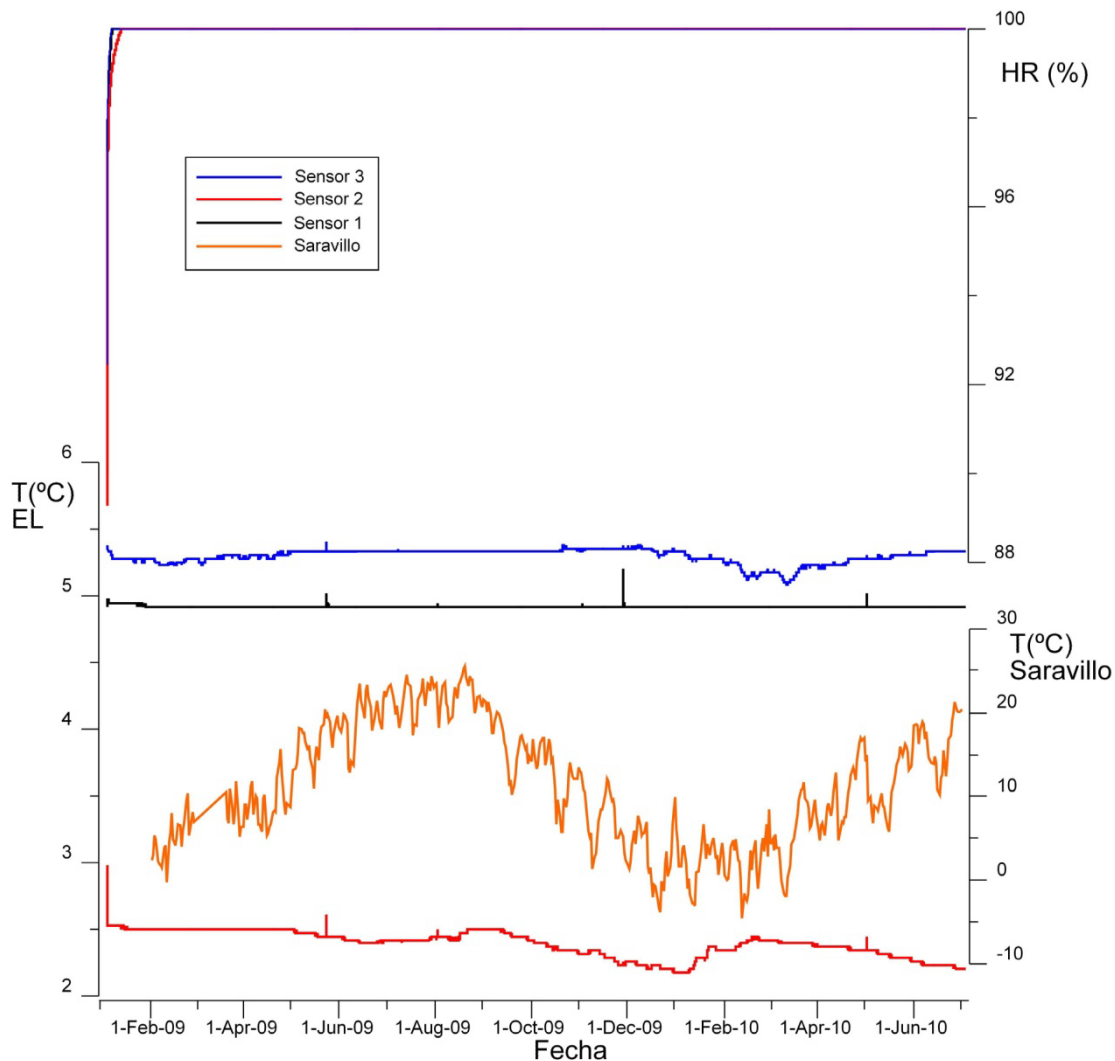


Figura 7.31. Temperatura y humedad relativa en los tres sensores de la Espluga Lasgüeriz (EL) y datos de temperatura de Saravillo (cedidos por Lucía Mur).

Por su parte, el sensor 2 indica unas condiciones en este tramo de la cavidad diferentes al resto. De entrada, la temperatura media es de $2,48^{\circ}\text{C}$, lejos de los $4,92^{\circ}$ del sensor 1 y los $5,3^{\circ}$ del sensor 3. La oscilación térmica, sin ser muy grande, sí es la mayor de la cavidad con $0,8^{\circ}\text{C}$ entre la temperatura máxima y la mínima registradas en este periodo. Se aprecia también una variación estacional pero que, al contrario que el sensor 3, no está del todo en fase con la temperatura externa. Es reseñable que durante las operaciones de descarga de los sensores, a veces se ha percibido una clara corriente de aire soplando hacia el interior de la cueva. Esto indica la posible existencia de algún pequeño circuito de ventilación, pese a la escasa comunicación de la cavidad con el exterior.

ii. Humedad relativa

Los valores medidos en todos los sensores señalan una humedad relativa del 100% en toda la cavidad y durante todo el año. Sin embargo es posible que estos valores no sean del todo exactos y estén influenciados por la condensación de agua en los sensores, lo que haría que el valor medido no sea el real. Los datos iniciales del periodo representado en la figura 7.31 muestran cómo el tiempo invertido por los tres sensores en alcanzar el 100% de humedad relativa no es igual. Nuevamente es el sensor 2 el que tiene un comportamiento diferente ya que mientras el sensor 1 alcanza el valor máximo en tres días y el sensor 3 en dos días, el sensor 2 precisa 9 días para llegar al 100%.

La existencia de temperaturas claramente inferiores en el sensor 2 y de una débil circulación de aire durante parte del año podrían hacer bajar los valores de humedad relativa en este sector de la cueva.

iii. Tasa de goteo

Cualitativamente, la tasa de goteo que se observa en la cavidad es muy baja. El tiempo transcurrido entre gota y gota en la mayoría de las estalactitas activas suele ser de varios minutos. Al fondo de la cavidad, bajo un ramillete de cinco estalactitas, se instaló un pluviómetro para cuantificar el goteo (Figura 7.30). En la figura 7.32 se muestran los resultados obtenidos del periodo del que se tienen también datos de precipitación externa de Sarabillo.

Con carácter general, y con los datos existentes, se puede concluir que la tasa de goteo es muy baja, del orden de 0,7 mm/día en el ramillete de estalactitas controlado. Por otro lado, la respuesta del goteo en la cavidad a las precipitaciones exteriores muestra dos comportamientos diferenciados. A finales de diciembre de 2.009 hay un evento de precipitaciones importante con picos de hasta 70 l/m² que no tiene un reflejo claro en la tasa de goteo de la cavidad. La razón puede ser que en esa época del año las precipitaciones en el área de infiltración son en forma de nieve y por lo tanto no se traducen en un acceso inmediato de agua al endokarst. Los otros dos eventos, cuantitativamente no tan importantes, sí tienen correspondencia a modo de incremento en la tasa de goteo. En ambos casos el tiempo de respuesta es algo menor a un mes. En definitiva, la cavidad muestra una respuesta lenta a las precipitaciones externas y una muy pequeña tasa de goteo en comparación con la precipitación. El grueso paquete de calizas que separa la cueva de la zona de infiltración y la deriva de los canales principales de drenaje interno hacia otros sectores de la zona F pueden explicar estos hechos.

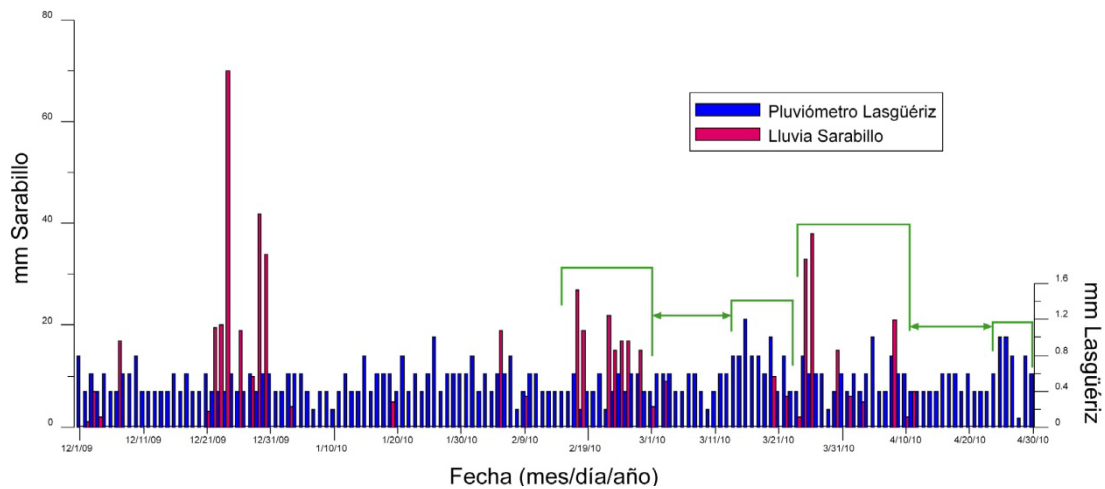


Figura 7.32. Comparación entre la lluvia caída en Sarabillo (periodo del 1/12/09 al 30/4/10) con la cantidad de agua de goteo registrada en la Espluga Lasgüeriz. En verde se señalan dos eventos de alta precipitación y su reflejo en la tasa de goteo de la cavidad.

Hidroquímica

Al igual que en las surgencias de Fornos y Rianzés, y en el barranco de San Bizién, también se muestreó agua y carbonato resultante en distintos puntos de la Espluga Lasgüeriz (Figura 7.30). El muestreo se realizó igualmente durante el otoño y la primavera de tres años consecutivos. Para completar los datos hidroquímicos del macizo, se tomaron también muestras de algunas precipitaciones de lluvia y nieve.

La metodología de análisis hidroquímico e isotópico es la misma que la ya expuesta en el apartado 7.3.4.1. Los datos relativos a la hidroquímica se muestran en el Anexo IV. Por similitud, se han agrupado en su representación los datos de los puntos A1 y A2 por un lado y A3 y A4 por otro.

La proyección de los datos analíticos en un diagrama de Piper indica que todas las muestras, excepto algunas correspondientes a aguas de lluvia y nieve, se distribuyen en el campo de las aguas bicarbonatadas cálcicas (Figura 7.33).

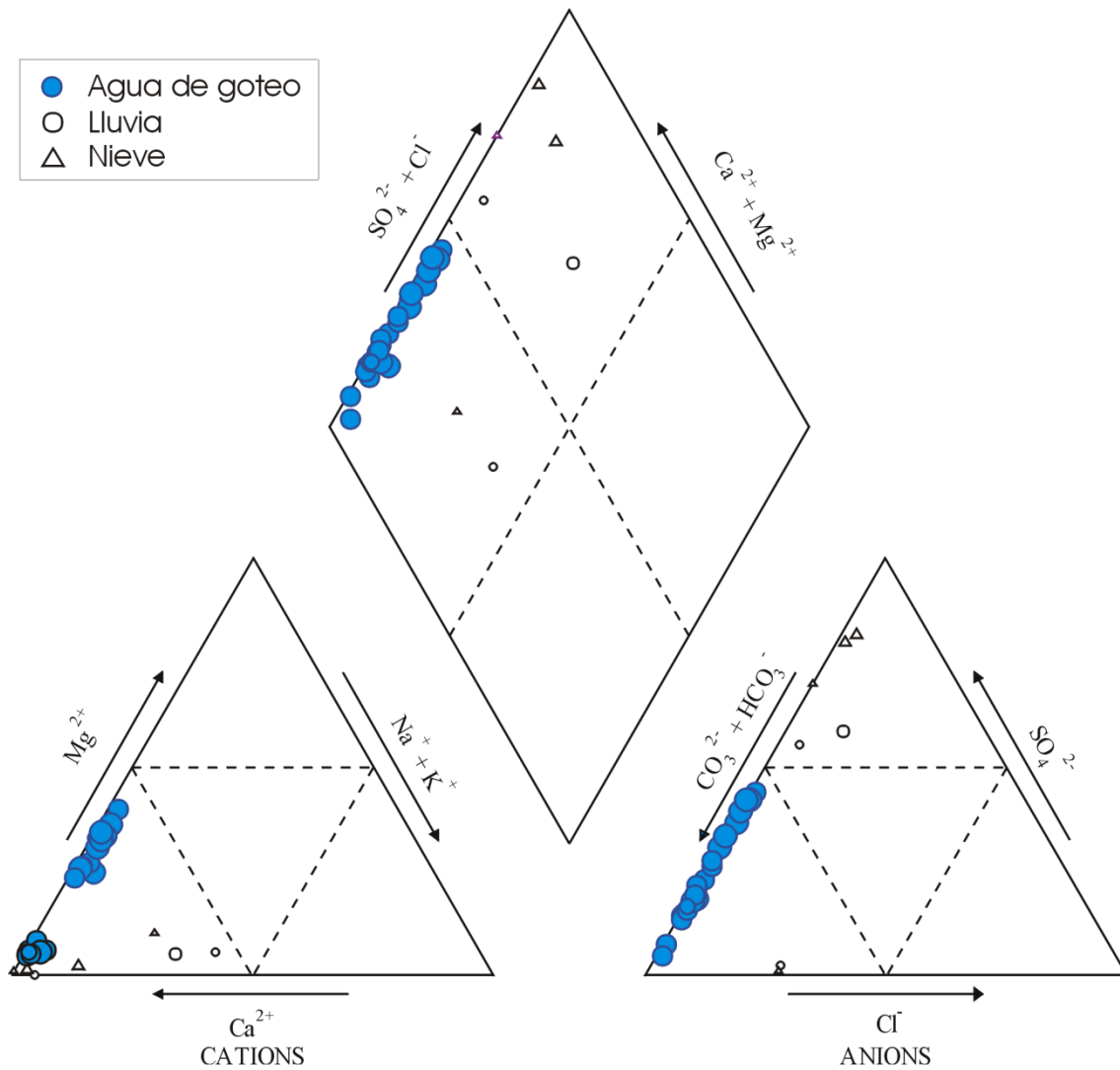
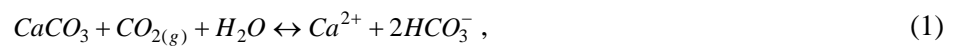


Figura 7.33. Representación en un diagrama de Piper de las aguas muestreadas en la Espluga Lasgüeriz, la lluvia y la nieve del macizo. El tamaño de los símbolos es proporcional a la conductividad de las muestras.

Al igual que en el caso de las surgencias, los procesos de interacción de las aguas respecto a la calcita, representados por la reacción:



juegan un papel importante en la evolución química de las aguas en el macizo kárstico y la relación HCO_3^- -Ca se ajusta a la estequiometría de la reacción (1) (Figura 7.34).

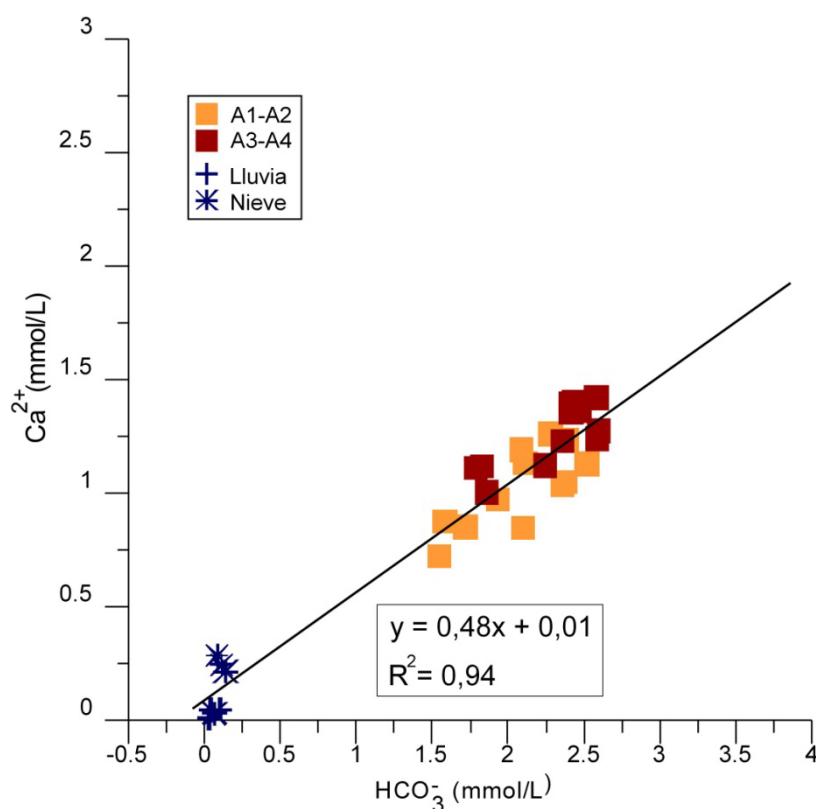


Figura 7.34. Contenidos de HCO_3^- vs Ca^{2+} en las aguas estudiadas. La recta 2:1 corresponde a la relación estequiométrica $\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{2+}$ de la reacción (1).

A excepción lógicamente de las aguas de lluvia y nieve, el resto de aguas de goteo han alcanzado estados de equilibrio o de sobresaturación respecto a la calcita (Figura 7.35). Probablemente están relacionados con los procesos de desgasificación (pérdida de CO_2) que sufren las aguas al ponerse en contacto con la atmósfera en la cueva (todas las aguas subterráneas analizadas muestran valores de presión parcial de CO_2 superiores a los de la atmósfera). Los valores de índice de saturación, en muchos casos, parecen ser lo suficientemente elevados (valores de $\text{IS} > 0,3$; Baldini *et al.*, 2006; Riechelmann *et al.*, 2011) como para superar la barrera cinética de precipitación de la calcita en las aguas de goteo. Cabe añadir que los mayores índices se encuentran en las aguas de otoño, que recogen las precipitaciones estivales, evidenciando la influencia de la temperatura del en la precipitación de la calcita.

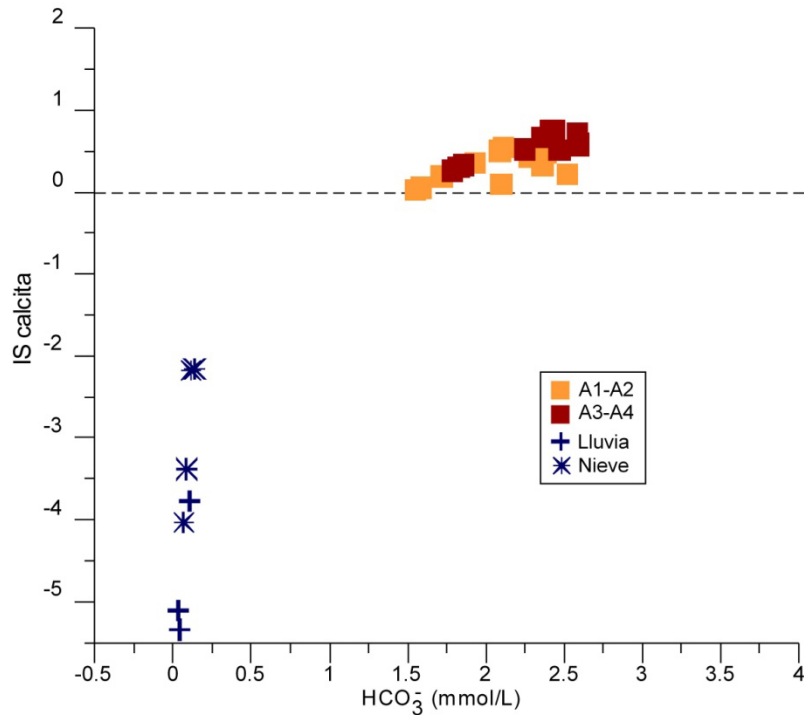


Figura 7.35. Valores de los índices de saturación respecto a la calcita frente a los contenidos de HCO_3^- de las muestras analizadas en Lasgüeriz.

La representación de los contenidos de calcio frente a la relación Mg/Ca de las aguas (Figura 7.36) pone de relieve las diferencias existentes entre las muestras de los puntos A1 y A2 y las de los puntos A3 y A4. En las muestras de los puntos A1 y A2 se aprecia un progresivo incremento de la relación Mg/Ca conforme disminuyen los contenidos de calcio de las aguas. Esta pauta podría ser una consecuencia de los procesos de precipitación de calcita: la formación de esta fase disminuiría los contenidos de calcio de las aguas a la vez que provocaría el aumento de su relación Mg/Ca. Todo ello apoyaría la existencia de procesos de precipitación química en ambos sectores de la cavidad.

La representación de los contenidos de Mg frente a los de sulfato (Figura 7.37) vuelve a evidenciar el comportamiento diferencial entre las muestras A1 y A2, por un lado, y A3 y A4 por el otro. En general, las aguas provenientes de los dos primeros puntos de muestreo presentan concentraciones más altas de magnesio y sulfato (Figura 7.37). Este hecho, probablemente, está en relación con el tiempo de residencia de las aguas en el interior del macizo y habla también de la jerarquización de los conductos endokársticos.

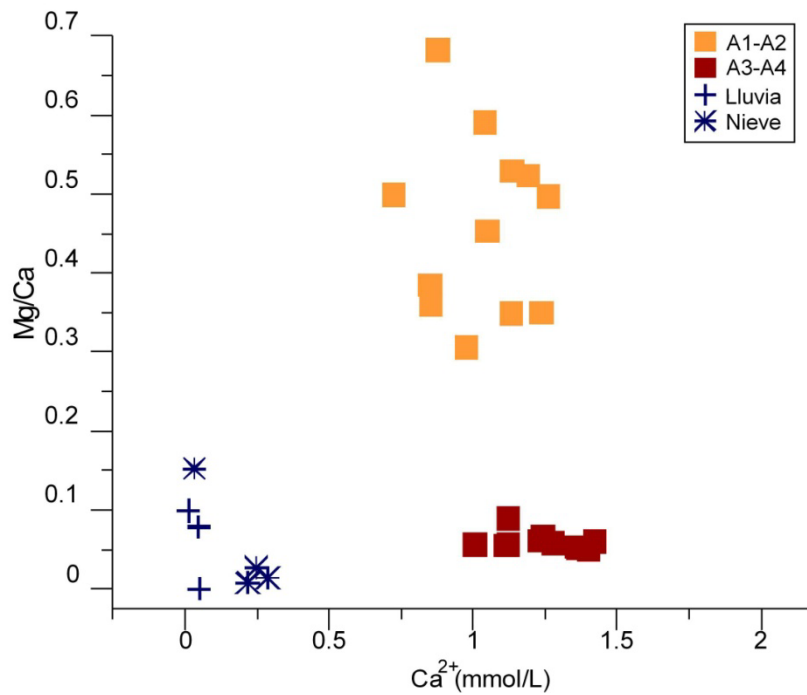


Figura 7.36. Representación de los contenidos de calcio frente a la relación Ca/Mg de las aguas de goteo analizadas en Cotiella.

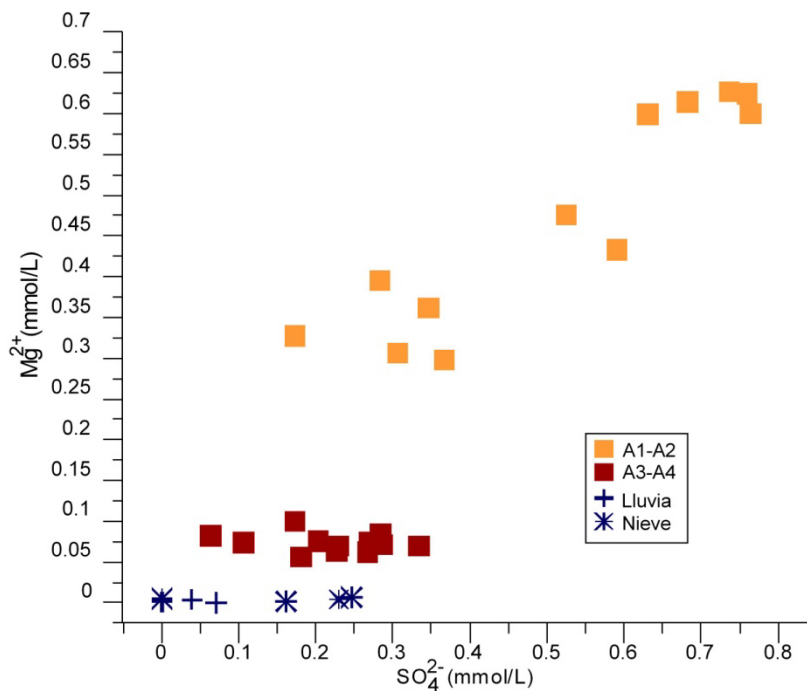


Figura 7.37. Representación de los contenidos de sulfato frente a los de magnesio de las aguas de goteo de Lasgüeriz.

En efecto, los puntos de muestreo A3 y A4 provienen directamente de los mayores aportes de agua que existen en la cavidad. Se trata de dos orificios en el techo desde los

cuales se precipita bruscamente un elevado caudal procedente de una circulación rápida del agua, que queda luego almacenada en las pozas bajo los orificios. En los puntos A1 y A2, sin embargo, el agua proviene del lento goteo de distintas estalactitas. Por tanto, las aguas de estos últimos puntos parecen haber circulado por conductos menores, incrementando su tiempo de contacto con la roca de caja y aumentando así los contenidos de sulfato y magnesio.

i) Isótopos de agua de goteo y carbonato actuales

Se han analizado los isótopos estables del agua de goteo de estalactitas de los puntos A1, A2 y A3. Dichos análisis se han llevado a cabo en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Los resultados indican una cierta variabilidad para el conjunto de puntos de muestreo estudiados, tanto a nivel de agua como de carbonato resultante, en su caso.

Por un lado, la evolución del $\delta^{18}\text{O}$ durante los tres años de muestreo (en otoño y primavera) indican una variación estacional sólo en el punto de goteo A3 (Figura 7.38). Se trata del punto donde los caudales son más estables. Los valores más pesados corresponden a los muestreos de otoño, mientras que los más ligeros se registran en primavera. Idéntico patrón obtienen Muñoz *et al.* (2010) en el agua de goteo de las cuevas de Ortigosa de Cameros. Este comportamiento estacional se puede relacionar con la temperatura del agua de precipitación, de manera que valores empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ indican una temperatura más baja del agua (Muñoz *et al.*, 2010). Este hecho pone de relieve la influencia de las aguas de fusión nival en la descarga primaveral tanto en surgencias como en casi todos los puntos de goteo, especialmente el A3. Por otro lado, los valores de otoño son más altos e indican un enriquecimiento en el isótopo pesado. Muestran así la influencia de las aguas caídas en verano, sin relación ya con las precipitaciones de nieve y su fusión.

Cabe reseñar que, nuevamente, los puntos de muestreo A1 y A2 presentan un comportamiento algo diferente, sin un patrón estacional tan definido. Al igual que los datos hidroquímicos, esto puede indicar una circulación más lenta del agua y una posible mezcla de aguas que elimine en ocasiones la señal isotópica ligada a la temperatura de las precipitaciones.

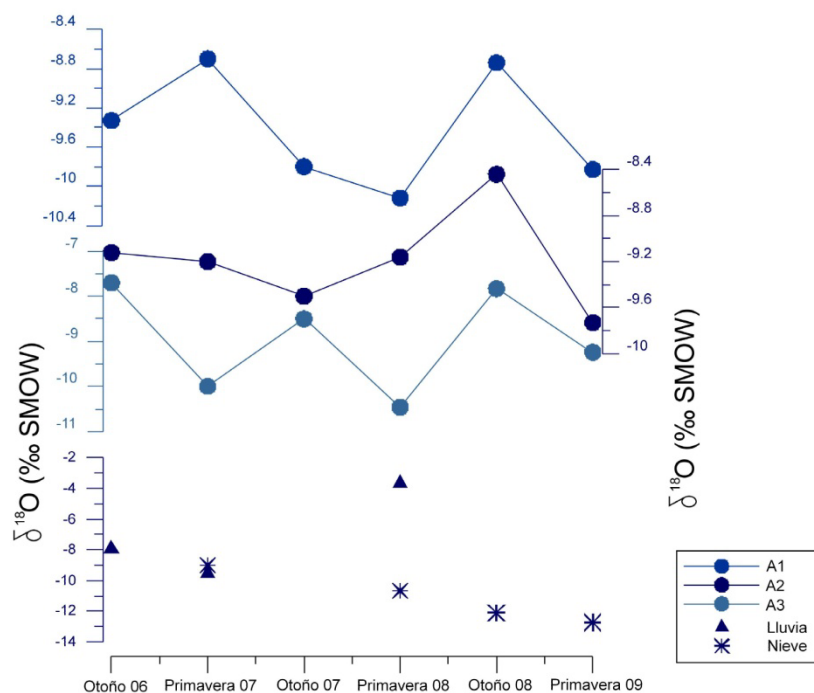


Figura 7.38. Evolución del ^{18}O del agua de goteo durante los tres años de muestreo. Se han añadido los datos de las precipitaciones.

El carbonato que precipita actualmente fue muestreado del extremo de macarrones activos. La relación obtenida entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ no aporta demasiada información (Figura 7.39). Los puntos A1 y A2 muestran valores más agrupados y menos variables, sin una tendencia clara que distinga la calcita precipitada en otoño y en primavera. Este hecho puede estar indicando una mayor mezcla de aguas durante la circulación endokárstica.

En general, se aprecia una tendencia a valores más pesados en otoño, especialmente en el punto de goteo A3. Además, los valores de este último punto son visiblemente más ligeros que los de los puntos A1 y A2. Esta estacionalización vuelve a avalar la influencia de la temperatura en la composición isotópica de la calcita, reflejando la presencia de aguas otoñales más cálidas que recogen los aportes estivales. Por su parte, el agua de primavera acusa la presencia de agua fría procedente del deshielo.

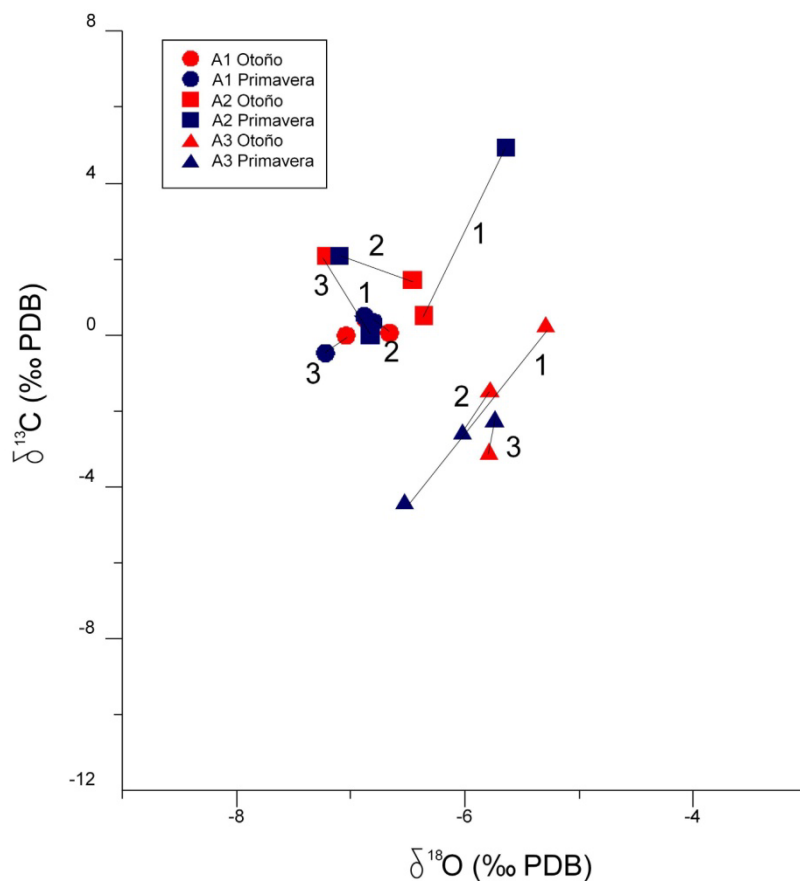


Figura 7.39. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en calcita obtenidos en los puntos de goteo muestreados entre el otoño de 2.006 y la primavera de 2.009. Se han enlazado los pares de cada año de muestreo.

7.4.4.2 Morfologías erosivas

La entrada de la cueva es una pequeña galería que se encuentra parcialmente rellena de sedimentos. A los 30 m de la entrada, y debido a un desprendimiento de bloques del techo, ha de atravesarse una estrecha gatera que da paso a la galería principal. La morfología de dicha galería responde a un esquema básico compuesto por un gran tubo freático que en numerosos tramos está retocado por una incisión vadosa de dimensiones métricas. La sección freática depende de dos tipos de variables (Ford y Williams, 2007). El primero son las variables pasivas (litología y estructura). Respecto a la litología, toda la cavidad está formada en las mismas calizas de la Fm Baziero, que no ofrecen ninguna variación significativa a lo largo de su trazado. Estructuralmente el hecho que distorsiona localmente la forma perfecta de tubo es el progreso de la disolución a favor de las juntas de estratificación (subhorizontales) que dan cierto aspecto elíptico a los conductos en determinados puntos. Las variables activas de transferencia de masa son la velocidad de flujo del agua, su capacidad de disolución y el

tipo y abundancia de carga clástica que transportaba. Es difícil reconstruir los hipotéticos caudales y regímenes que tuvieron, así como la posible agresividad de las aguas.

Este patrón se ve modificado en diversos lugares ofreciendo secciones en ojo de cerradura producidas por el encajamiento del antiguo curso de agua interno, condicionado por la caída de bloques desde las paredes de la cueva. Hay también secciones sólo freáticas, escasas, y también modificadas por la acumulación de depósitos sedimentarios químicos y detríticos (Figura 7.40) que se comentarán en el siguiente epígrafe. Las características de los tramos vadosos, con incisiones importantes que desfiguran las secciones circulares, sugieren la circulación de agua durante un largo periodo de tiempo. Las dimensiones de la galería oscilan entre cuatro y ocho metros de anchura. La altura máxima es de seis metros. No existen salas de importancia.

Las incisiones vadosas suelen presentar trazado meandriforme, con profundidades que llegan a superar los dos metros y anchuras de entre uno y dos metros.

Existen otras formas erosivas a pequeña escala. Por un lado existen marcas de corriente, o golpes de gubia, tanto en diversas paredes como en techos de la galería principal y de alguno de los conductos laterales, como el que sirve de acceso al segundo pozo.

Otro rasgo erosivo propio de conductos freáticos son las cúpulas de disolución en los techos. En Lasgüeriz existen dos, coincidentes ambas con el trazado de sendas fisuras que guían su expansión (Foto 7.13 A). Los mecanismos que se invocan para el desarrollo de estas formas recurren a la mezcla de aguas que descienden por las fisuras desde el suelo con el agua de la cueva que circulaba en régimen freático (Ford y Williams, 2007). Dicha mezcla produce una pequeña depresión de disolución en la discontinuidad. En épocas de descarga, las aguas de la cueva van más rápidas y son químicamente más agresivas por lo que la depresión donde se mezclan las aguas retrocede y la cúpula incrementa su tamaño. Las dos cúpulas observadas tienen un diámetro que oscila entre 40 y 60 cm.

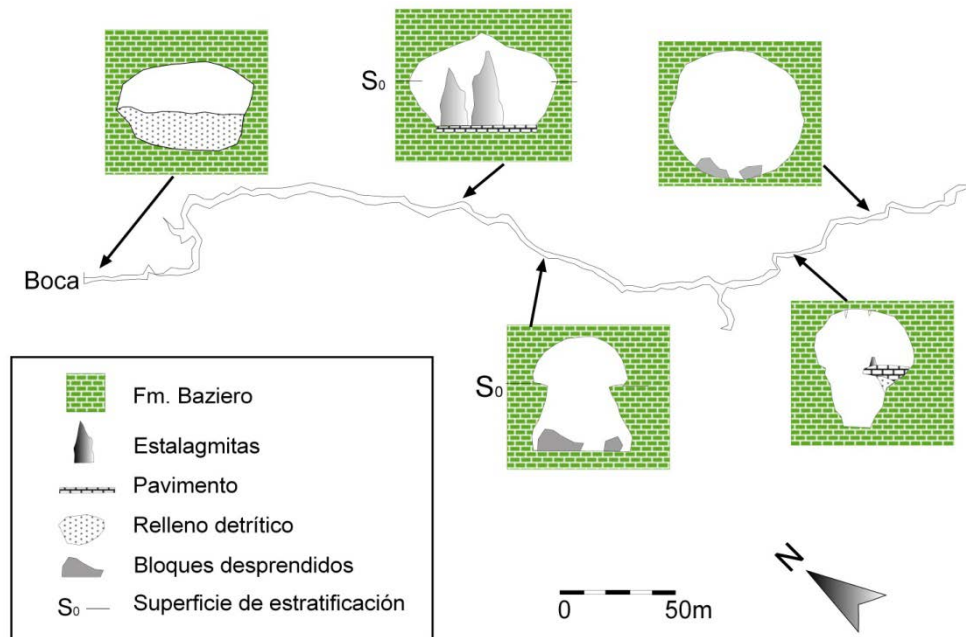


Figura 7.40. Topografía de la Espluga Lasgüeriz indicando distintos tipos de secciones.

Una tercera forma originada por procesos de corrosión, en principio poco esperable dentro de una cueva, es un lapiaz que afecta a una estalagmita (Foto 7.13 B). El espeleotema se ubica justo debajo de un punto desde el que se infiltra agua que proviene del techo de la galería. Análisis de la hidroquímica del agua de infiltración no indican ninguna diferencia composicional con el agua que se infiltra en otros puntos de la cueva. En determinados lugares donde hay una caída importante de agua se observan corrosiones idénticas en las paredes de la cueva.

La existencia de nódulos de sílex en el seno de las calizas de la Fm Baziero, y la mayor resistencia frente a la disolución de éstos, hace que con frecuencia aparezcan en resalte en paredes y techos de la galería (Foto 7.13 A).

En muchos tramos de la galería principal el suelo está formado por un pavimento carbonatado que presenta colapsos frecuentes dando lugar a socavones de hasta tres metros de diámetro y dos de profundidad. En un punto determinado, y debido a un colapso más generalizado, ha quedado aislado un fragmento de pavimento que da lugar a un puente de roca (Foto 7.13 C).

Por último cabe citar la existencia de pequeñas marmitas de tamaño decimétrico en un conducto lateral a la galería principal.



Foto 7.13. A: Cúpula de disolución en el techo de la galería principal. Se observa cómo está cruzada por una fisura. B: Estalagmita afectada por corrosión kárstica. C: Puente de roca formado por un fragmento de pavimento no colapsado.

7.4.4.3 Formas deposicionales

En términos generales la Espluga Lasgüeriz es una cueva de escasa ornamentación, rasgo general al conjunto de las cavidades de Cotiella. Sin embargo, y aunque en pequeña cantidad, sí puede encontrarse cierta variedad de depósitos tanto detríticos (autóctonos y alóctonos) como químicos. Los depósitos químicos pueden dividirse en dos grandes grupos: de calcita y de yeso.

Depósitos detríticos

Los depósitos detríticos son característicos de cavidades en régimen vadoso o fósil, como respuesta a la ausencia de presión hidrostática sobre las paredes de las galerías. Los procesos que generan estos depósitos son el efecto del agua de infiltración a favor de la red de fracturas de la roca, las caídas gravitacionales, la sedimentación en régimen fluvial o lacustre, procesos crioclásticos y la entrada de aguas fluviales o fluvio-glaciares que transportan carga sedimentaria hacia el interior de la cavidad. Podemos hablar, por tanto, de depósitos detríticos autóctonos, cuando su procedencia es del propio interior de la cueva o alóctonos cuando han sido traídos desde el exterior de la cavidad (White, 1988; Ford y Williams, 2007).

En la Espluga Lasgüeriz se distinguen primeramente unas facies de entrada que semicolmatan la galería de acceso al interior. Su distribución abarca desde la misma boca de la cueva, donde contactan con un potente canchal exterior, hasta el desprendimiento rocoso que origina la gatera inicial. El origen de dicho relleno sedimentario es doble y se debe tanto a crioclastos caídos de las paredes de este primer tramo de galería como a posibles restos de sedimentos fluvio-glaciares.

Ya en el interior es posible distinguir varios tipos de depósitos autóctonos detríticos. Destacan los desprendimientos gravitacionales (Foto 7.14 A), encontrándose los tres tipos posibles según el tamaño de bloque desprendido (bloques, *slabs* y *chips*, (White 1988; Ford y Williams, 2007)). El origen de estos depósitos es múltiple, detectándose casos debidos al ataque solucional en fracturas que debilitan la cohesión de los bloques como el zapado de una pared por la erosión lateral que ha ejercido el río vadoso que ha ocupado la cueva en tiempos pasados. No puede descartarse la sismicidad como un factor desestabilizante de bloques que se encuentren en situaciones de equilibrio más o menos precario debido a otros procesos.

Existe un segundo grupo de depósitos detríticos autóctonos debidos a la acción del río subterráneo que se instaló al desaparecer el régimen freático de la cavidad. Se trata de conjuntos de escasa entidad adosados a la parte inferior de restos de pavimentos. Constituyen el testigo del relleno sedimentario que llegó a ocupar la casi totalidad de la incisión vadosa en numerosos puntos de la cueva y cuya posterior erosión generó un vacío que provocó el colapso del pavimento suprayacente. Normalmente son depósitos de cantos angulosos empastados en una matriz arenosa-arcillosa (Foto 7.14 B).

Existen también depósitos autóctonos de materiales finos, eminentemente arcillosos, y que presentan finas laminaciones de orden milimétrico (Foto 7.14 C). Dichas laminaciones indican un flujo lento en verano, donde se deposita la fracción más arenosa, y casi nulo en invierno, donde al cesar la infiltración se detiene prácticamente la corriente y se deposita la fracción fina.

Cabe citar también depósitos arcillosos subactuales que rellenan pequeñas depresiones en el actual suelo de la cavidad, como las que represan algunos sistemas de *gours* o rellenos de modestos cauces fluviales que llevan agua en situaciones de goteos intensos tras fuertes lluvias y deshielo.

De los complejos sedimentarios anteriores es preciso diferenciar el más llamativo de los de origen fluvial. Se encuentra a pocos metros de la gatera de entrada y en algún tramo casi llega a obturar el conducto freático original (Foto 7.14 D). Este depósito muestra, al contrario que los anteriores, un mayor grado de trabajamiento de los cantos, que aparecen mayoritariamente redondeados. El flujo de agua que lo formó fue doble y provenía tanto del interior de la cueva como del exterior, a través de la rampa pendiente que se desarrolla a partir de la gatera. Dichos cursos terminaban en un sumidero lateral que se encuentra relleno de sedimentos en la actualidad y que, con seguridad, era el

camino habitual por el que drenaba la Espluga Lasgüeriz. Entre los cantos que forman este depósito son especialmente abundantes los nódulos de sílex, debido a su mayor resistencia a la abrasión frente a los de caliza.

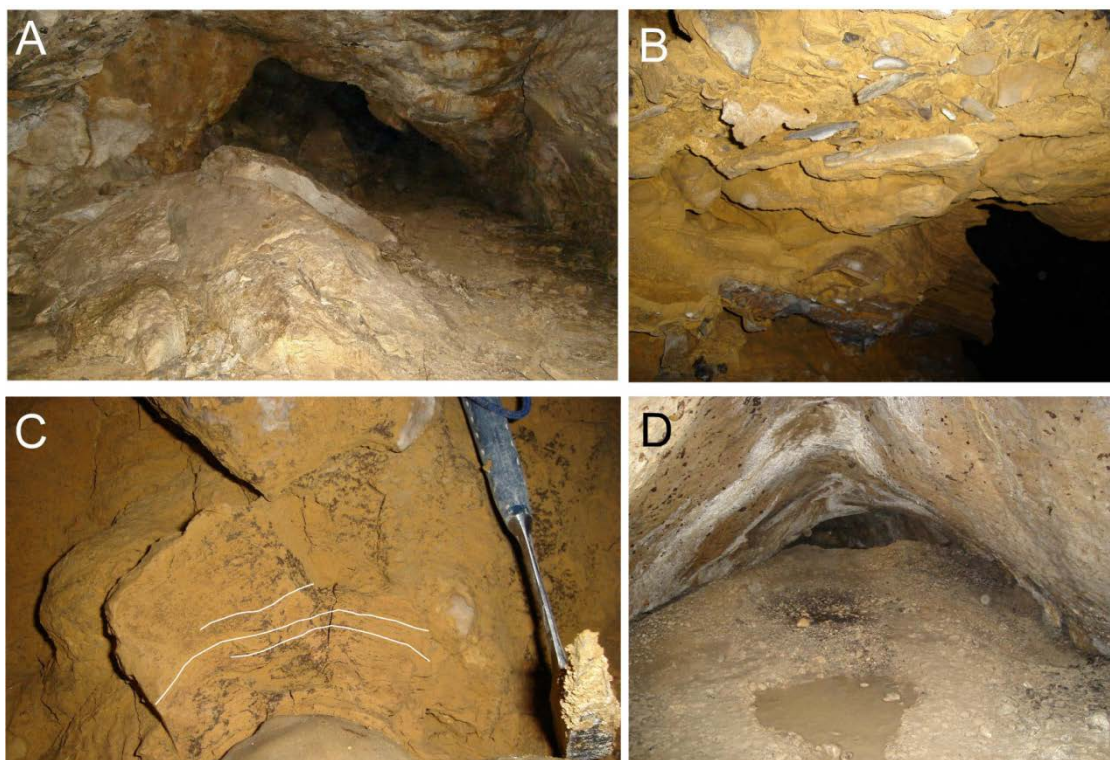


Foto 7.14. A: Depósito autóctono gravitacional en el interior de la Espluga Lasgüeriz. B: Detalle de un depósito detrítico autóctono sedimentado por el antiguo río vadoso y que sirvió de sustrato al nivel de pavimento. C: Depósito arcilloso con laminación (se han marcado algunas láminas como referencia). D: Depósito de gravas de origen fluvial relleno un importante volumen de la galería principal.

Como dato de importancia paleoambiental, hay que reseñar la presencia en este depósito de un canto de granito (eje mayor de nueve centímetros) que nos indica la entrada de aguas fluvio-glaciares desde el exterior de la cavidad a través de su actual boca de acceso. Las conclusiones que se derivan de la presencia de este canto de granito, recubierto parcialmente por una pátina de calcita, se comentarán en el capítulo 10.

El conjunto de depósitos detríticos presenta generalmente un alto grado de cementación, debido a la cantidad de carbonato que transportan las aguas de la cavidad.

Depósitos químicos

Espeleotemas de calcita

Los espeleotemas compuestos por calcita (CaCO_3) son los más numerosos en la cavidad. Los principales son las estalactitas. Acostumbran a tener tamaños modestos (menores de 50 cm) y a alinearse según líneas de fracturas que atraviesan el techo de la galería (Foto 7.15 A). Son abundantes los macarrones en tramos de la cueva donde hay humedad permanente. La velocidad de goteo que poseen es mínima.

Puntualmente se observan formaciones en órgano, con anchuras de tres metros y espesor no superior al metro y medio. También hay un pequeño número de helictitas de dimensiones menores a los cinco centímetros.

Las estalagmitas, sin embargo, presentan una variedad morfológica mucho mayor. Los tamaños oscilan entre una decena de centímetros y los casi cuatro metros de la más alta, cuyo diámetro basal está próximo al metro. Ésta se encuentra junto a otra próxima a tres metros de altura (Foto 7.15 B) que popularmente se denominan El Rey y La Reina. Las dimensiones de estas estalagmitas no guardan ninguna proporción de tamaño con el resto de espeleotemas de la cueva. Su estructura “en pastel” indica un origen polifásico de las mismas.

Otras estalagmitas tienen grandes dimensiones aunque nunca como las dos previamente mencionadas, alcanzando el metro de altura y una veintena de centímetros en su base. Es frecuente que las estalagmitas de la cavidad no posean un perfil continuo sino con estrangulamientos y abombamientos. Este rasgo se pone en relación con cambios ambientales en las condiciones de formación (Jennings, 1981). Son escasas las columnas, con dimensiones generalmente no superiores a los 40 cm de altura y los 10-15 cm de anchura.

El fondo en muchas zonas de la cueva está formado por un pavimento de hasta 40 cm de espesor. En ocasiones el pavimento está intensamente afectado por colapsos, con huecos de tamaños variables. Las mayores alcanzan los tres metros de diámetro y dos de profundidad, con un contorno groseramente circular. Los más pequeños, decimétricos, poseen un contorno poligonal y escasa profundidad, nunca superior al metro y con un vaciado parcial del relleno infrayacente al pavimento.

Las coloraciones de los espeleotemas son variadas. Predominan los colores claros aunque también las hay negras, marrones y rojizas. Los colores rojo oscuro y marrones se relacionan con la presencia en el agua de ácidos húmicos de procedencia edáfica coprecipitados con la calcita posteriormente. Los colores amarillo-crema revelan la

presencia de ácidos fúlvicos de idéntica procedencia en dicha agua (Ford y Williams, 2007).

En algunos puntos de las paredes pueden contemplarse finas capas de moonmilk, a veces con varios metros de desarrollo lateral. Adosada a la pared de la galería existe una colada columniforme cuyo grosor es de 50 cm y altura superior a cuatro metros. También en las paredes se encuentra un tramo con formaciones coraloides de color blanco (Foto 7.15 C).

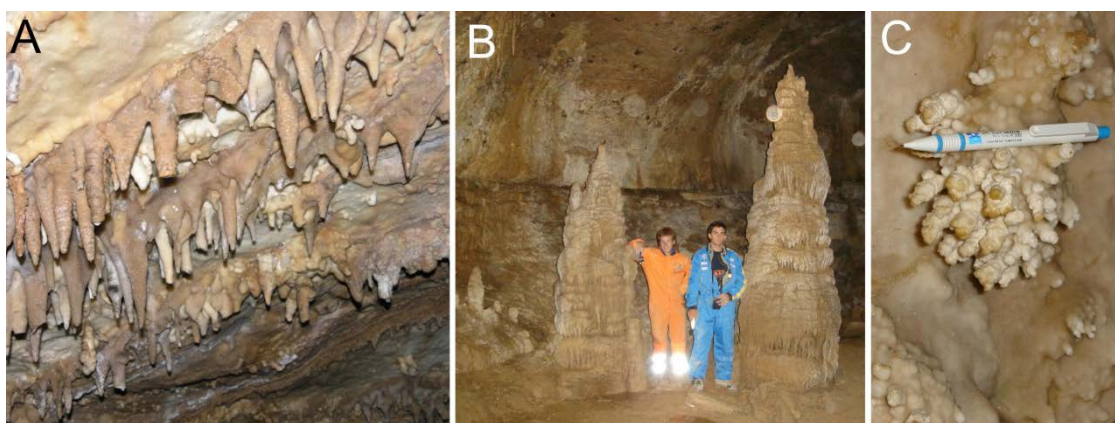


Foto 7.15. Espeleotemas en la Espluga Lasgüeriz. A: Estalactitas alineadas según una línea de fractura. B: Las dos estalagmitas gigantes (El Rey y La Reina). C: Espeleotemas coraloides en la cavidad de estudio.

Por último, sobre el suelo de la cavidad existen gours que sólo ocasionalmente represan una fina lámina de agua. Los hay de grosor superior al decímetro y varios metros de longitud –con trazado sinuoso– y otros de dimensiones más diminutas y que forman un entramado de pequeñas barreras.

Espeleotemas de yeso

Además de los ya mencionados de calcita, existen también espeleotemas de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Se trata de depósitos de extensión reducida concentrados en un determinado sector de la zona central de la galería principal (Figura 7.41). Pese a su escasa significación en la ornamentación de la cavidad, poseen cierto interés paleoambiental.

La composición mineralógica se ha comprobado mediante difracción de rayos X (DRX) (Figura 7.42). Se utilizó un Difractómetro Philips PW-1729 en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

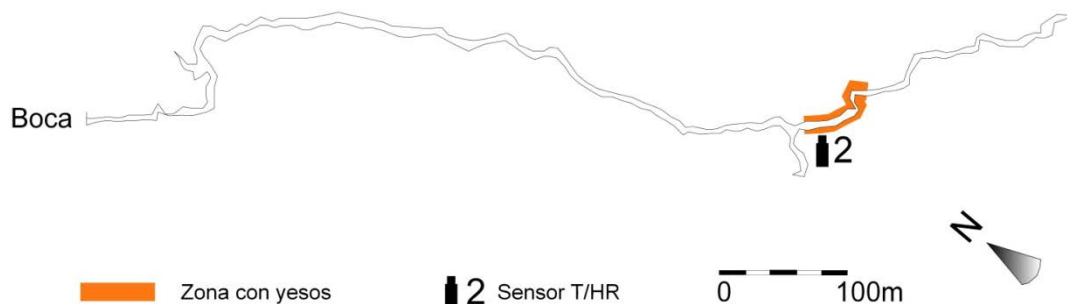


Figura 7.41. Situación de los depósitos de yeso en la Espluga Lasgüeriz.

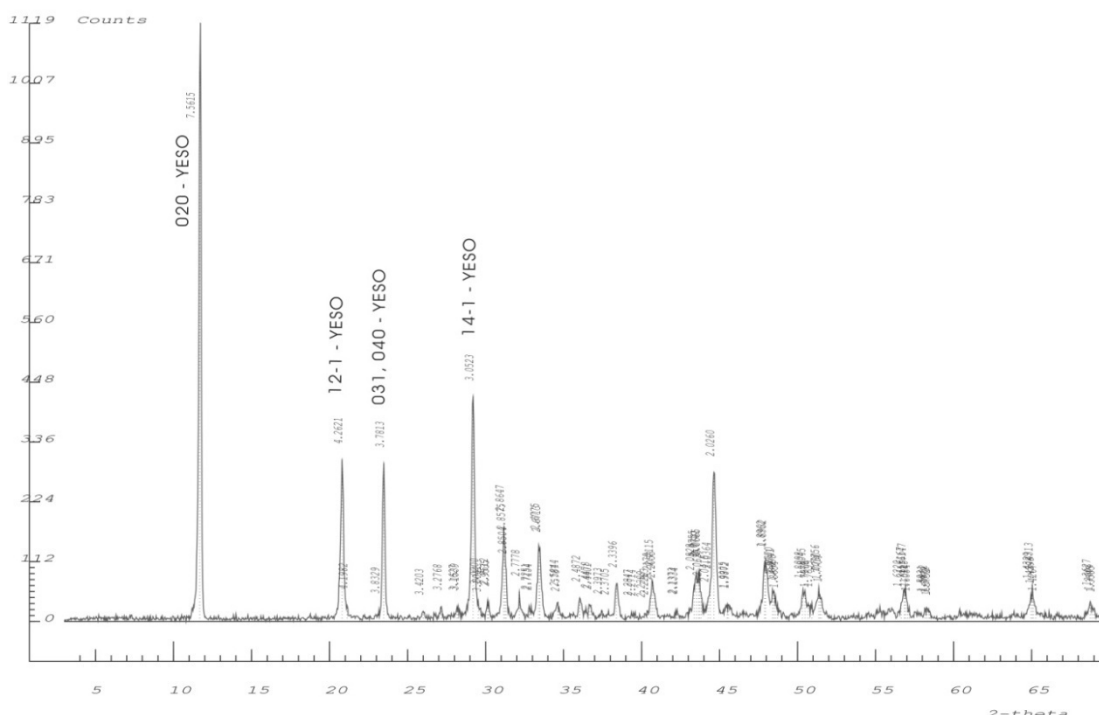


Figura 7.42. Diagrama de difracción de rayos X de un espeleotema de yeso de la Espluga Lasgüeriz de Cotiella. En él se han señalado los picos más importantes del yeso.

El yeso es el tercer mineral más abundante dentro de los espeleotemas tras la calcita y el aragonito (Ford y Williams, 2007), lo que no significa que sea frecuente observar espeleotemas de yeso en cuevas desarrolladas en roca caliza. Aún así, en el Pirineo aparecen en cavidades del sistema de la Piedra de San Martín o en la gruta de la Cigalère (Ariège) (Jofre, 1990). Dentro del macizo de Cotiella, otras cavidades con yeso son la A8 (sector Armeña) y Pot au Feu (sector Fornos).

Hay tres tipos de espeleotemas de yeso en Lasgüeriz. Los más espectaculares son las flores de yeso (Foto 7.16 A). Se trata de pequeñas flores con un diámetro máximo de cinco centímetros y pétalos siempre menores de ocho centímetros, compuestas por yeso

fibroso. Están concentradas en dos sectores dentro de la zona de aparición de yesos, aunque no puede descartarse una presencia anterior mayor ya que son víctima frecuente del vandalismo.

También el yeso aparece formando costras en las paredes (Foto 7.16 B). El crecimiento de estas costras se realiza a partir del precipitado que se forma en las fracturas de las paredes. Cabe señalar que, debido a las condiciones ambientales actuales de la cavidad, la humedad los abomba despegando las costras de la pared y propiciando su caída. Se acumula entonces al pie de las paredes dando lugar a un depósito de yeso pulverulento.

La mayor parte de los espeleotemas de yeso se sitúan en cuevas excavadas también en yeso (Klimchouk *et al.*, 1996; Calaforra, 1998). En cuanto a cuevas en caliza, el origen del yeso plantea diversas posibilidades. Una primera es la presencia intercalada entre la serie sedimentaria de niveles yesíferos, cuya lixiviación por aguas del acuífero kárstico puede provocar la posterior precipitación del yeso en una cavidad (Sancho *et al.*, 2002, 2004b). Otra opción es la presencia de aguas hidrotermales cargadas de H₂S a partir de hidrocarburos subyacentes (Hill, 1987; Galdenzi, 2004, 2005). Por último, piritas diseminadas por las calizas han sido también citadas como origen del azufre de yesos subsuperficiales (Bottrell, 1991).

El primer mecanismo se puede descartar en Lasgüeriz ya que los únicos materiales con yeso en la zona de estudio son las arcillas yesíferas del Keuper y están ausentes de la lámina de Cullubert. Tampoco es viable la segunda opción pues no existen hidrocarburos en la base del macizo.

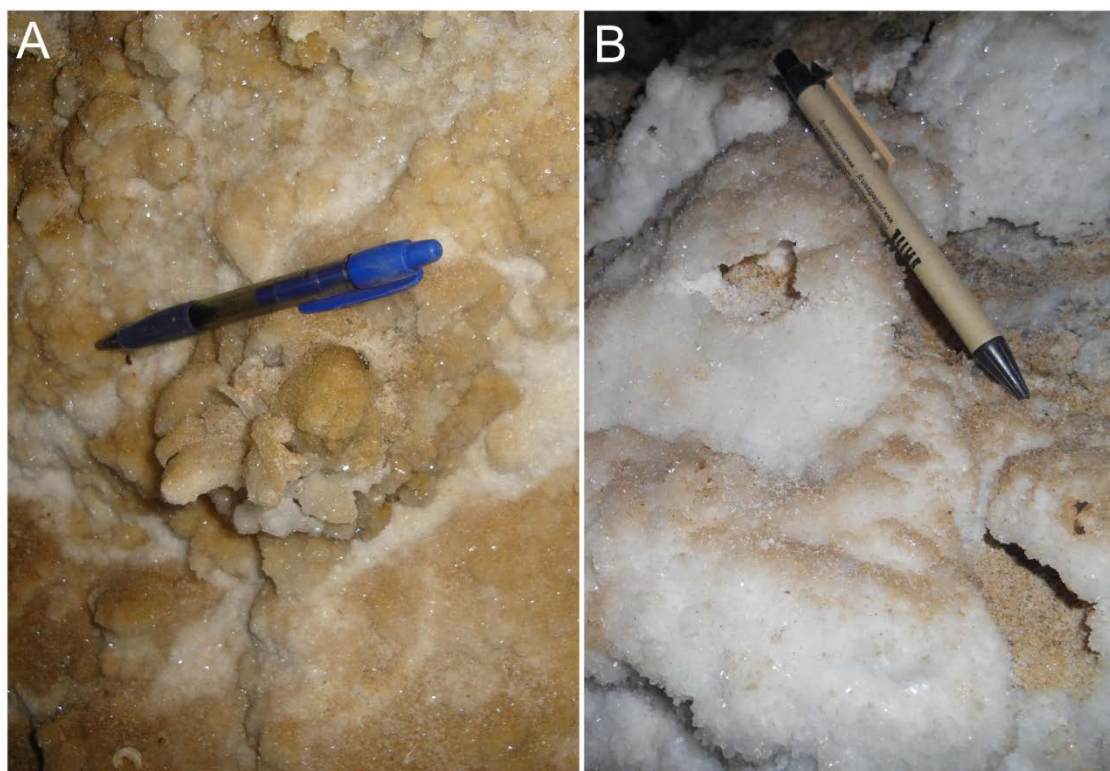


Foto 7.16. Espeleotemas de yeso en la Espluga Lasgüeriz. A: Flor de yeso, B: Costra.

La opción restante es la presencia de piritas en las calizas de la Fm Baziero. La presencia de dicho mineral en esta formación fue ya citada por Garrido-Megías y Ríos (1972). Es muy difícil la observación directa de pirita en los afloramientos de caliza. Normalmente se ven núcleos fuertemente oxidados o, en el mejor de los casos, goethita pseudomorfa de la pirita (Foto 7.17 A y B). Durante el trabajo de campo se ha hallado un fragmento de caliza con diminutos cristales de pirita, reconocidos mediante microscopía electrónica, (Foto 7.17 C y D) de la que se han analizado los isótopos del ^{34}S para comparar con los de los espeleotemas de yeso (Tabla 7.9). Estas determinaciones se han efectuado en el Servicio General de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca.

Tanto el yeso como, especialmente, la pirita muestran una composición muy ligera de ^{34}S en contraste con las señales isotópicas más pesadas que poseen los sulfatos evaporíticos (Bottrell, 1991). Los valores obtenidos se han representado junto a los valores habituales de distintos tipos de reservorios de ^{34}S (Figura 7.43).

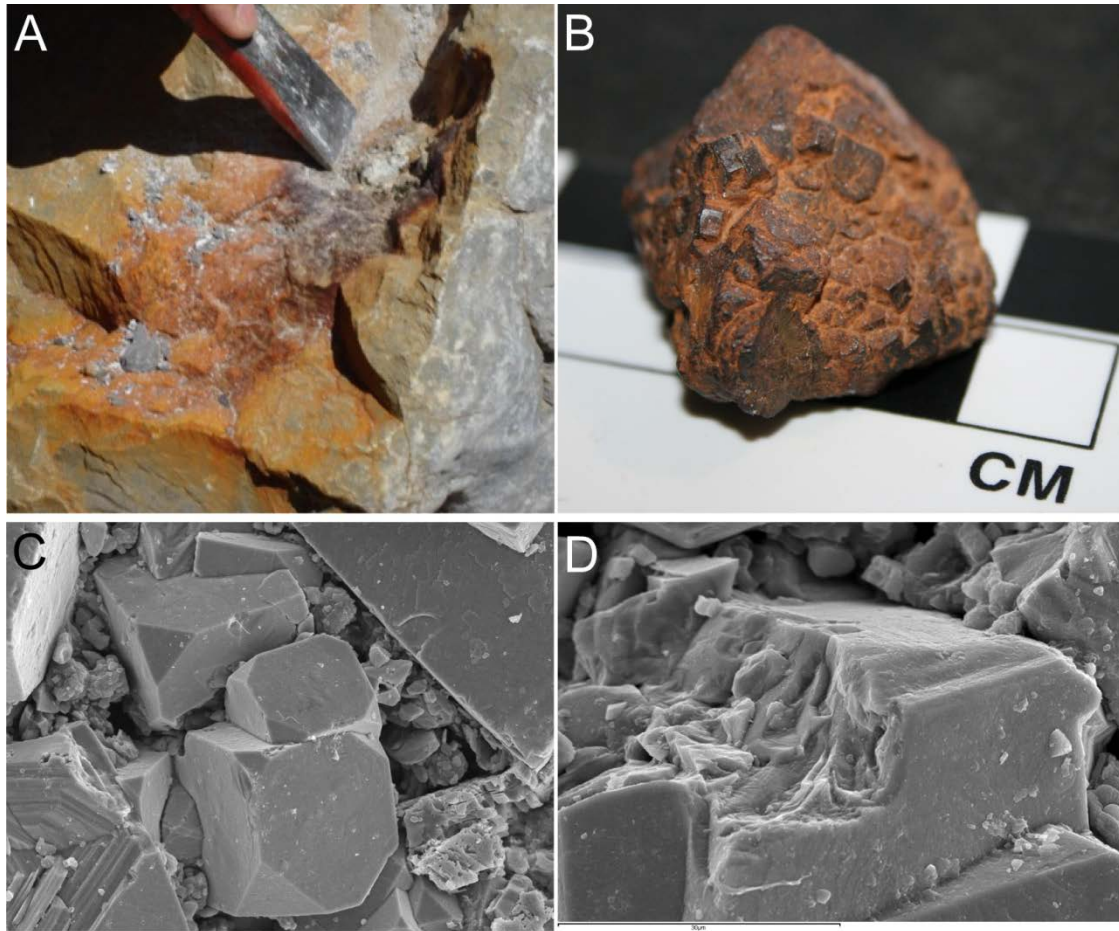


Foto 7.17. Distintas imágenes de piritas de Cotiella. A: Pirita oxidada. B: Goethita pseudomorfa de pirita. Fotografías de SEM de cristales de pirita en caliza. C: Piritoedros, D: Alteración en la arista de un cubo de pirita.

Mineral	Procedencia	^{34}S CDT (‰)
Yeso	EL	-23,8
Yeso	EL	-24
Yeso	EL	-26,3
Pirita	Cotiella	-43,8
Pirita	Cotiella	-44,5

Tabla 7.9. Valores isotópicos de ^{34}S CDT en los espeleotemas de yeso de la Espluga Lasgüeriz (EL) y en pirita en caliza del macizo de Cotiella.

Los valores del azufre del yeso guardan relación con los de la pirita sedimentaria. Sin embargo, la diferencia entre dichos valores y los obtenidos de la pirita analizada no permiten concluir que exista una relación directa entre ambos. La formación de yeso por oxidación de pirita implica un escaso fraccionamiento del azufre, en torno al 1% (Hill, 1987; Bottrell, 1991) que en principio no explicaría el enriquecimiento en ^{34}S del yeso

de Lasgüeriz. Sin embargo hay que tener en cuenta algunos factores. En primer lugar, los datos son pocos y sin variabilidad en las muestras de procedencia, lo que explica la similitud en los resultados obtenidos para la pirita y para el yeso. Por otro lado, la temperatura media de Lasgüeriz en la zona de yesos (2,4°C) es muy distinta de la que se usa para calcular las ecuaciones de fraccionamiento. En definitiva, los valores tan negativos de ambas muestras sugieren una posible involucración de la pirita que podría tener lugar a través de varios procesos de fraccionamiento en sucesivas disoluciones y recristalizaciones del yeso.

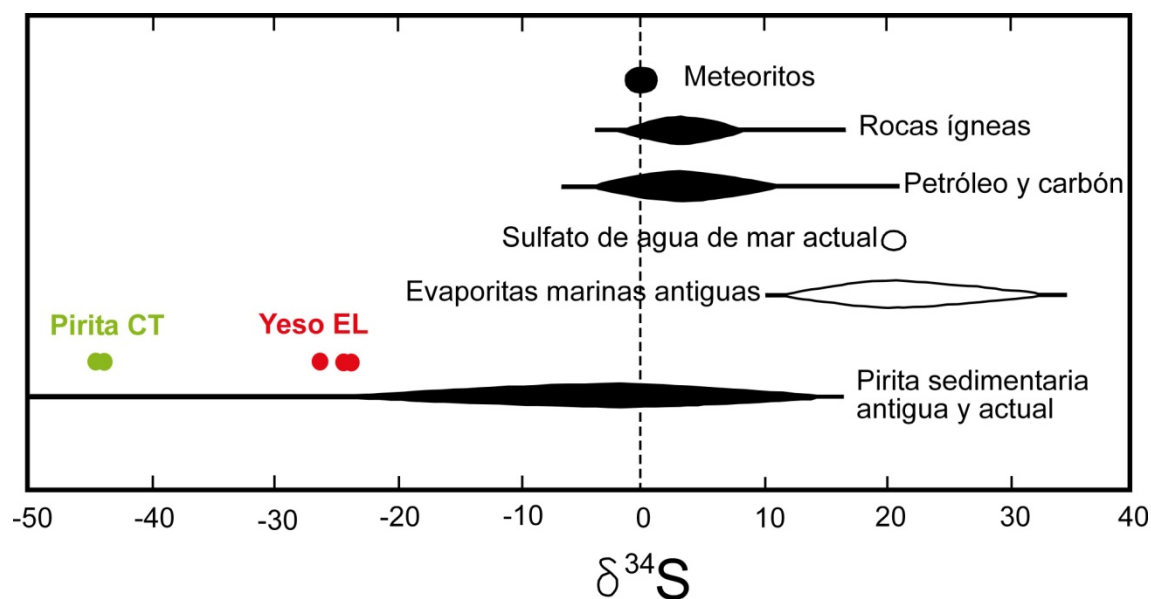
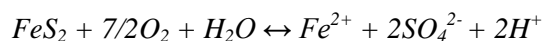
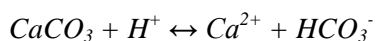


Figura 7.43. Rangos de $\delta^{34}\text{S}$ de varios reservorios geológicos (modificado de Seal et al., 2000). Se han añadido los valores obtenidos en la pirita de Cotiella y el yeso de Lasgüeriz. Todos los valores están expresados en ‰ VCDT.

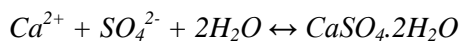
Asumiendo como válido el origen por oxidación de la pirita, el proceso químico (Bottrell, 1991) comenzaría con dicha oxidación dando soluciones sulfatadas ácidas:



Al circular esa solución por las calizas, la acidez queda neutralizada por la disolución de la calcita:



El resultado es una solución neutra o alcalina de sulfato de calcio. La concentración por evaporación en ambientes secos de la cueva puede conducir a la supersaturación y precipitación del yeso:



Sancho *et al.* (2002, 2004b) señalan la relación existente entre espeleotemas de yeso y condiciones áridas, requiriéndose una humedad de entre un 75 y un 90% para que la precipitación del yeso pueda tener lugar por evaporación del agua que contiene las sales (Bull, 1983; White, 1988). Es un problema explicar condiciones de aridez en el marco del Pirineo central. Los datos climáticos de la Espluga Lasgüeriz expuestos previamente indican una humedad relativa constante en el sector de los yesos del 100%, con oscilaciones de temperatura no superiores a 0,8°C pero con valores absolutos inferiores en dos grados a la registrada en los otros dos sensores. El aspecto actual de los yesos indica un deterioro rampante. Por tanto, sería necesario plantear la existencia de condiciones ambientales en la cavidad distintas a las presentes, que permitieran una precipitación del yeso importante en el pasado.

Una opción plausible es la ventilación de la cavidad conectada con el exterior. En cuevas que disponen de una sola entrada se producen fenómenos de “respiración” de la cavidad, bajo el control de las temperaturas interna y externa. En invierno, con condiciones externas de temperaturas inferiores a la media de la cueva, pulsos de aire frío, denso y seco pueden entrar a la cueva produciendo una bajada de su temperatura interior, un descenso de la humedad relativa, una bajada de la presión parcial de CO₂ y generar así condiciones de evaporación (Brook *et al.*, 2006). El fenómeno contrario se daría en días de tormentas cuando cae la presión del aire. Por tanto, asistiríamos a un mecanismo controlado principalmente por condiciones frías y secas propias de las situaciones anticiclónicas habituales en invierno en la zona de estudio, que se ven interrumpidas por frentes húmedos de procedencia tanto mediterránea como atlántica en condiciones térmicas menos duras. Esta sucesión de acontecimientos podría explicar la sequedad temporal en el interior de la cueva y la formación de costras y flores de yeso.

En la actualidad se asiste a un lento desmoronamiento de las costras, con las ya mencionadas acumulaciones de yesos al pie de las paredes donde se desarrollan. Esto puede deberse a cambios en el régimen de ventilación de la cavidad relacionados con el desprendimiento que obtura la entrada, limitando la comunicación entre las atmósferas externa e interna. Por otro lado, mientras la cueva tuvo una conexión efectiva en el pasado con el nivel inferior (Espluga Baixa de Lasgüeriz) la ventilación pudo ser muy intensa y causar cambios drásticos en la humedad relativa del conducto con la consiguiente cristalización del yeso. Si bien el fenómeno parece en el límite de la

funcionalidad, es preciso mencionar que en punto de muestreo de aguas A2 (el más próximo a los yesos) se registran concentraciones significativas de SO_4^{2-} . Los pequeños cambios internos en la circulación de aire, relacionados con la menor temperatura local medida por el sensor 2 pueden puntualmente activar la precipitación del yeso.

Cronología de los espeleotemas de la Espluga Lasgüeriz

Entre los años 2.006 y 2.008 se han realizado diversas extracciones de espeleotemas de la Espluga Lasgüeriz. Se extrajeron 16 piezas de las que siete han ofrecido edades utilizables en este trabajo (Foto 7.18). Los muestreos se han efectuado tras un detallado estudio morfoestratigráfico de la cavidad, tratando de lograr dos objetivos: (1) la máxima representatividad de las distintas fases constructivas identificadas y (2) el mínimo impacto visual en la ornamentación general de la cueva.

Las edades se obtuvieron en la Universidad de Minnesota (EL-1, EL-2, EL-10, EL-13, EL-14 y EL-15) y en la Universidad de Melbourne (EL-16). Los resultados se ofrecen en las tablas 7.10 y 7.11, respectivamente. En la figura 7.44 se indica la ubicación de las muestras sobre la topografía de la Espluga Lasgüeriz.

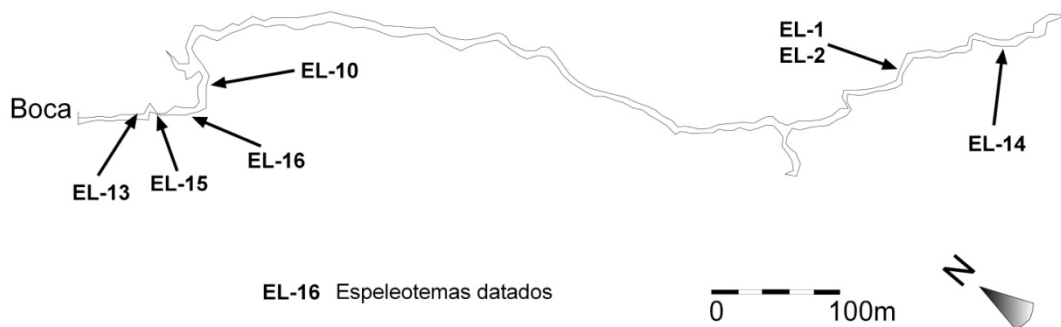


Figura 7.44. Topografía de la Espluga Lasgüeriz indicando el emplazamiento de los espeleotemas datados.

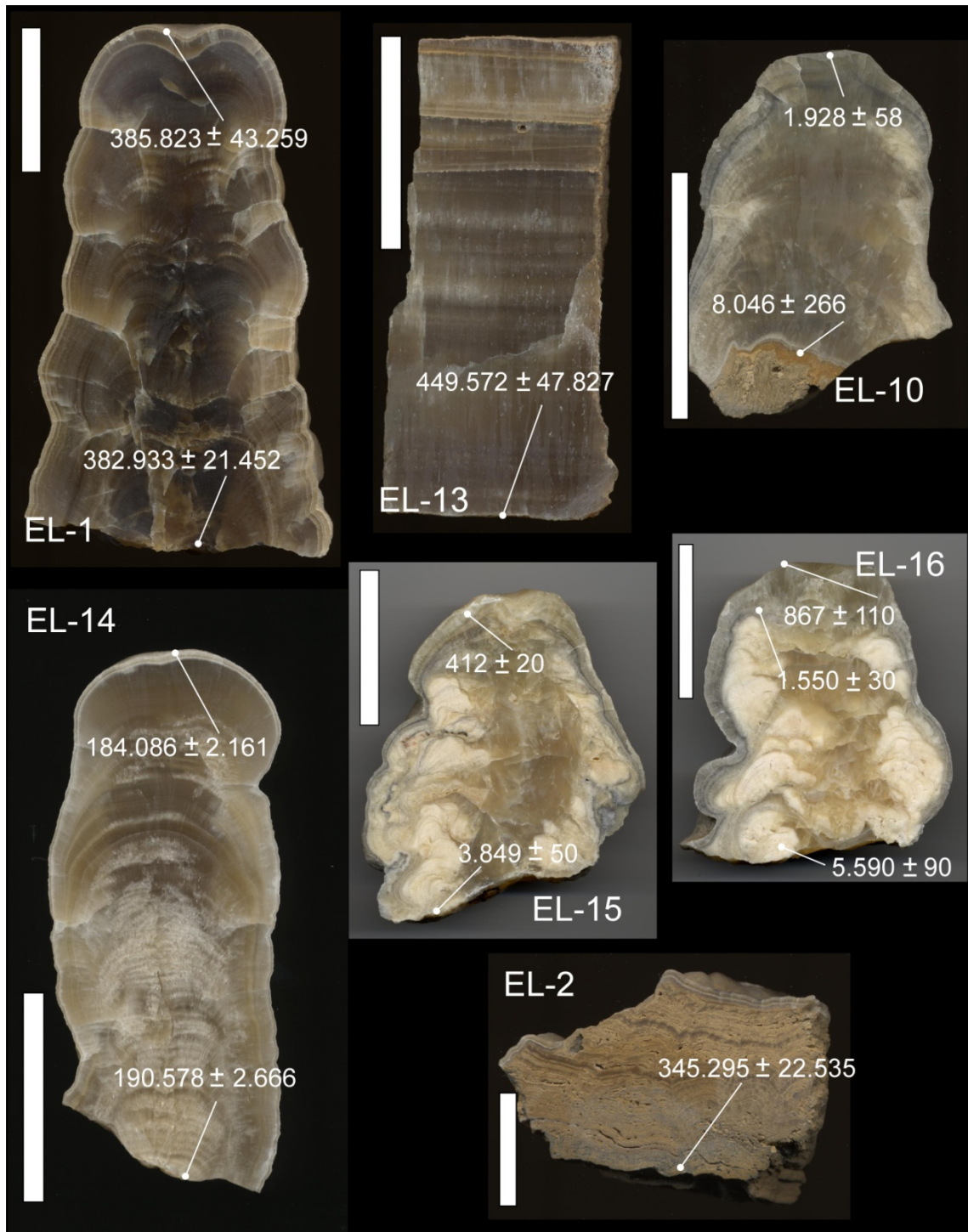


Foto 7.18. Secciones de los espeleotemas datados de la Espluga Lasgüeriz. La escala equivale a cinco centímetros.

Cavidad	Muestra ID	²³⁸ U ppb	²³² Th ppt	$\delta^{234}\text{U}$ medido ^a	[²³⁰ Th/ ²³⁸ U] actividad ^c	[²³⁰ Th/ ²³² Th] ppm ^d	Edad sin corregir	Edad corregida ^{c,e}	$\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ corregido
Espluga Lasgüeriz	EL-13 base	446 ± 1	7047 ± 32	43.4 ± 2.7	1.04294 ± 0.00704	1089.6 ± 8.6	449 970.8 ± 48010	449 572 ± 47827	154.7 ± 28.1
Espluga Lasgüeriz	EL-1 base	1980.6 ± 11.0	129 ± 4	348.3 ± 5.0	1.42922 ± 0.00988	362070 ± 10933	382 933 ± 21452	382 933 ± 21452	1028.0 ± 70.1
Espluga Lasgüeriz	EL-1 techo	972 ± 11	525 ± 5	380.9 ± 12.2	1.47386 ± 0.01809	45072.1 ± 521.6	385 823.2 ± 43259	385 816 ± 43256	1133.4 ± 170.8
Espluga Lasgüeriz	EL-10 base	240 ± 2	1637 ± 12	1065.9 ± 15.7	0.14762 ± 0.00459	357.5 ± 11.1	8 046.7 ± 266	7 952 ± 269	1090.1 ± 16.0
Espluga Lasgüeriz	EL-10 techo	328.0 ± 2.5	84 ± 4	1272.0 ± 15.4	0.03990 ± 0.00116	2582 ± 151	1 932 ± 58	1 928 ± 58	1278.9 ± 15.5
Espluga Lasgüeriz	EL-14 base	847 ± 2	415 ± 10	1012.2 ± 3.4	1.85140 ± 0.01113	62348.3 ± 1511.6	190 583.4 ± 2666	190 578 ± 2666	1734.5 ± 14.5
Espluga Lasgüeriz	EL-14 techo	1071 ± 3	227 ± 10	893.4 ± 3.1	1.70410 ± 0.00864	132421.7 ± 5831.3	184 088.5 ± 2161	184 086 ± 2161	1503.2 ± 10.6
Espluga Lasgüeriz	EL-2 techo	380 ± 1	6038 ± 39	329.4 ± 4.2	1.38073 ± 0.01532	1434.6 ± 18.0	345 542.2 ± 22580	345 295 ± 22535	874.0 ± 63.1
Espluga Lasgüeriz	EL-15-base	305 ± 1	2552 ± 12	1192.6 ± 6.7	0.07634 ± 0.00095	150.1 ± 1.9	3 849.4 ± 50.0	3 739 ± 74	1205.3 ± 6.8
Espluga Lasgüeriz	EL-15-techo	360 ± 1	584 ± 6	1271.0 ± 5.6	0.00858 ± 0.00043	87.1 ± 4.4	412.1 ± 20.6	391 ± 23	1272.4 ± 5.6

Los errores analíticos son 2s de la media.

$$^a \delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{actividad}} - 1) \times 1000.$$

^b $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}}$ corregido se calculó según ²³⁰Th edad (T), i.e., $\delta^{234}\text{U}_{\text{inicial}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{medido}} \times e^{1234 \times T}$, y T es la edad corregida.

$$^c [^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{actividad}} = 1 - e^{-1230T} + (\delta^{234}\text{U}_{\text{medido}}/1000)[I_{230}/(I_{230} - I_{234})](1 - e^{-(1230 - 1234)T}), \text{ donde T es la edad.}$$

Las constantes de desintegración son $9.1577 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ para ²³⁰Th, $2.8263 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ para ²³⁴U, y $1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ para ²³⁸U (Cheng *et al.*, 2000).

^d El grado de contaminación de ²³⁰Th detrítico se indica por la ratio atómica [²³⁰Th/²³²Th] en lugar de por la ratio de actividad.

^e Las correcciones de edad se calcularon usando un radio atómico medio del ²³⁰Th/²³²Th de la corteza de $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$.

Esos son los valores para un material en equilibrio secular, con el valor de 3,8 del ²³²Th/²³⁸U de la corteza. Los errores se establecen, arbitrariamente, en un 50%.

Tabla 7.10. Dataciones de U-Th realizadas en la Universidad de Minnesota

Cueva	Muestra	N° laboratorio y fecha	U(ngg-1)	[²³⁰ Th/ ²³⁸ U]a	[²³⁴ U/ ²³⁸ U]a	[²³² Th/ ²³⁸ U]	[²³⁰ Th/ ²³² Th]	Edad(ka)b	[²³⁴ U/ ²³⁸ U]c
Espluga Lasgüeriz	EL-16-1 0cm	UMA03410 Jul-2010	310	0.1116(09)	2.1582(37)	0.0040(01)	27.7	5.59(.09)	2.1766(37)
Espluga Lasgüeriz	EL-16-2 9cm	UMA03411 Jul-2010	276	0.0319(07)	2.2204(39)	0.0006(00)	53.4	1.55(.03)	2.2258(39)
Espluga Lasgüeriz	EL-16-3 10cm	UMA03412 Jul-2010	348	0.0225(07)	2.1949(42)	0.0057(02)	3.9	0.867(.11)	2.1978(42)

a Radios de actividad determinados tras Hellstrom (2003) usando las constantes de desintegración de Cheng *et al.*, (2000)

b Edad en ka antes del presente corregidas para ²³⁰Th inicial usando la ecuación 1 de Hellstrom (2006) y [²³⁰Th/²³²Th]i de 0.9 ± 0.4

c [²³⁴U/²³⁸U] inicial calculado usando la edad corregida.

Tabla 7.11. Dataciones de U-Th realizadas en la Universidad de Melbourne.

i. Estalagmita EL-1

Es la mayor estalagmita muestreada en Lasgüeriz, con 19 cm de longitud. El interior es de color oscuro. Se encuentra bastante recrystalizada, especialmente en la zona central, aunque hacia los lados puede distinguirse bien cierta laminación. Exteriormente presenta un perfil donde se alternan abombamientos y estrechamientos.

Se han realizado dataciones de base y techo (Tabla 7.10) siendo los márgenes de error muy elevados. En cualquier caso, las dataciones, alrededor de 385 ka, sitúan el crecimiento de esta estalagmita en el estadio MIS 11.

ii. Pavimento EL-2

Se trata de un fragmento del techo del pavimento situado bajo la estalagmita anterior. La mayor parte de la muestra tiene una laminación fina con buena continuidad lateral. El centímetro superior es una laminación discordante sobre la anterior, más nítida y continua. La parte inferior tiene un aspecto bastante oqueroso. La observación de la sección pulida parece indicar altos contenidos en material detrítico, lo que se confirma por la elevada cantidad de ^{232}Th medida (Tabla 7.10).

Se ha conseguido una única edad válida ($345,295 \pm 22,535$ ka), correspondiente al techo de la muestra (Tabla 7.10) y que, con un margen de error notable, sitúa el final de la formación del pavimento en el estadio MIS 9.

iii. Estalagmita EL-10

De tan solo siete centímetros de longitud, su interior está recrystalizado a excepción de los laterales. Allí se distingue una zona interna de calcita blanca y una gris más externa y laminada.

Las edades obtenidas de base y techo ($7,952 \pm 0,269$ ka; $1,928 \pm 0,058$ ka) (Tabla 7.10) sitúan su crecimiento durante el Holoceno (MIS 1) con una tasa de 0,01mm/año.

iv. Pavimento EL-13

El espesor de la muestra es de 11 cm y la laminación está mal definida, difuminándose hacia la base de la muestra.

Sólo se ha podido obtener una edad válida ($449,572 \pm 47,827$ ka), precisamente de la base (Tabla 7.10) situada en el MIS 12, con un considerable margen de error. Es la muestra más antigua datada en el macizo.

v. Estalagmita EL-14

Tiene 13 cm de longitud y, al igual que las anteriores, está fuertemente recristalizada. Aún así es posible distinguir diversas láminas, mejor marcadas hacia la base de la estalagmita.

Las edades obtenidas en base y techo ($190,578 \pm 2,666$ ka; $184,086 \pm 2,161$ ka) (Tabla 7.10) indican una tasa de crecimiento de 0,02 mm/año durante el MIS 7.

vi. Estalagmita EL-15

Su longitud es de 10 cm y, al igual que EL-10, tiene una parte central recristalizada mientras que los laterales muestran una zona de calcita blanca con crecimientos irregulares a modo de grumos laminados. La capa externa la recubre homogéneamente y está formada por calcita gris laminada.

Las edades de base y techo, ambas en el Holoceno ($3,739 \pm 0,014$ ka; 391 ± 23 años) (MIS 1), permiten calcular una tasa de crecimiento de casi 0,03 mm/año.

vii. Estalagmita EL-16

Tiene 11 cm de longitud y el interior mantiene la misma estructura que EL-10 y 15, con una marcada recristalización del eje central, crecimiento de calcita blanca con morfologías irregulares y capa externa gris laminada.

Se dispone de tres edades (base, centímetro 9 y techo, Tabla 7.11) ($5,590 \pm 0,09$ ka; 1.550 ± 30 años; 867 ± 110 años) (MIS 1) todas ellas holocenas, siendo la relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ de la última edad muy baja y dando por tanto un mayor margen de error. Los primeros nueve centímetros muestran una tasa de crecimiento de 0,022 mm/año que se ralentiza en el centímetro superior a 0,015 mm/año.

Isótopos de los espeleotemas de la Espluga Lasgüeriz

Los espeleotemas muestreados no son especialmente idóneos para realizar análisis isotópicos de detalle para reconstrucciones paleoclimáticas. La mayor parte de ellos presentan una estructura interna demasiado recristalizada como para identificar una secuencia de láminas bien definida, identificar hiatos, etc. Por otro lado, buena parte de ellos adolecen de una cantidad suficiente de uranio para obtener un registro cronológico completo y preciso en el que enmarcar un registro isotópico. En cualquier caso, se han seleccionado dos estalagmitas de esta cavidad en función de sus edades y estructura

interna, para analizar el ^{13}C y ^{18}O , de cara a optimizar los resultados paleoambientales. Las estalagmitas seleccionadas son la EL-1 (MIS 11) y la EL-10 (MIS 1).

El muestreo para realizar análisis isotópicos se ha realizado 1) a lo largo del eje de crecimiento de la estalagmita con una resolución de 5 mm y 2) siguiendo una misma lámina de cara a realizar el test de Hendy.

Para verificar si la precipitación de la calcita se produjo en equilibrio isotópico y validar, por tanto, el uso de los datos para reconstrucciones paleoambientales, es habitual aplicar el test de Hendy (Hendy, 1971). Dicha prueba se basa en dos criterios: (1) que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ permanecen constantes a lo largo de una misma lámina de crecimiento de la estalagmita y (2) que no existe relación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ determinados en esa lámina. Recientemente se ha cuestionado la valía del test de Hendy (Dorale y Liu, 2009), proponiéndose como alternativa la replicación de análisis en distintas estalagmitas de una misma cavidad para intervalos de tiempo similares. En nuestro caso se ha aplicado el primero, aunque no sea definitivo, dada la dificultad de encontrar dos estalagmitas que cubran el mismo periodo de tiempo y que permitan analizar los isótopos a lo largo de su eje.

Los datos obtenidos son los siguientes:

i. Estalagmita EL-1

Se han realizado análisis de isótopos a lo largo del eje mayor y de una lámina en el centímetro 11 de la estalagmita. A lo largo de esta lámina las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y de $\delta^{18}\text{O}$ son muy escasas, siendo de un 0,12‰ y de un 0,18‰ respectivamente. La proyección de los datos de carbono y oxígeno de la misma lámina indican una baja correlación ($R^2=0,44$) (Figura 7.45). Estos datos indican el crecimiento de la estalagmita en condiciones próximas al equilibrio isotópico.

El registro isotópico de esta estalagmita muestra que la evolución de los valores de ambos isótopos es similar, si bien la amplitud es mayor en el $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 7.46). En ambas gráficas se aprecia un máximo secundario en el centímetro dos, seguido de un prolongado descenso de los valores. El mínimo se alcanza antes por el oxígeno que por el carbono, mientras que en el resto de la serie se guarda un paralelismo. Tras dos máximos relativos ambas gráficas concluyen con sus valores más altos.

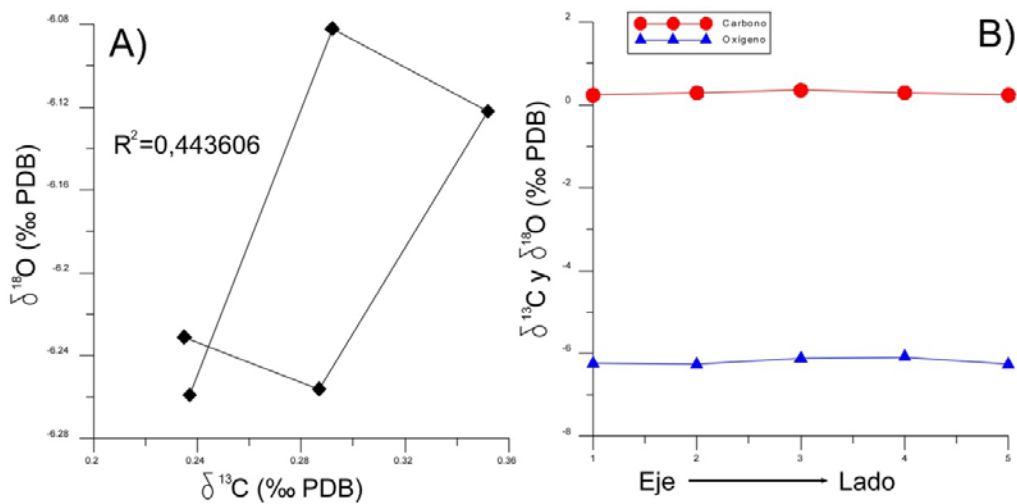


Figura 7.45. Estalagmita EL-1. A) Proyección de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de una misma lámina. B) variación de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la lámina analizada.

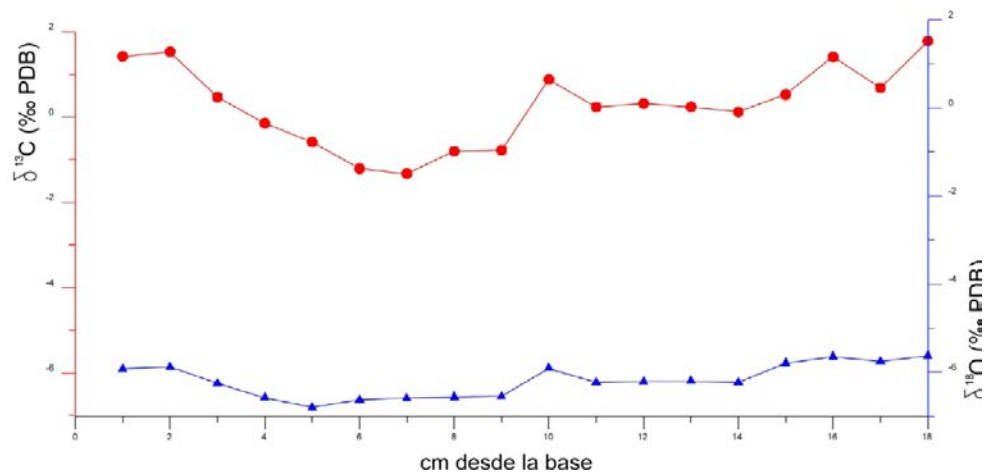


Figura 7.46. Curvas de variación del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ en la estalagmita EL-1.

ii. Estalagmita EL-10

En este espeleotema se ha realizado el análisis de isótopos a lo largo de su eje mayor y de la lámina situada en el centímetro cuatro. Los resultados del test de Hendy se muestran en la Figura 7.47, indicando que la precipitación de la calcita se produce en condiciones alejadas del equilibrio isotópico. Por un lado, la proyección de ambos isótopos en la misma lámina muestra una altísima correlación ($R^2=0,99$). Por otro, las variaciones de cada isótopo en esa lámina son muy elevadas, siendo de 4,2‰ para el carbono y de 2,35‰ para el oxígeno.

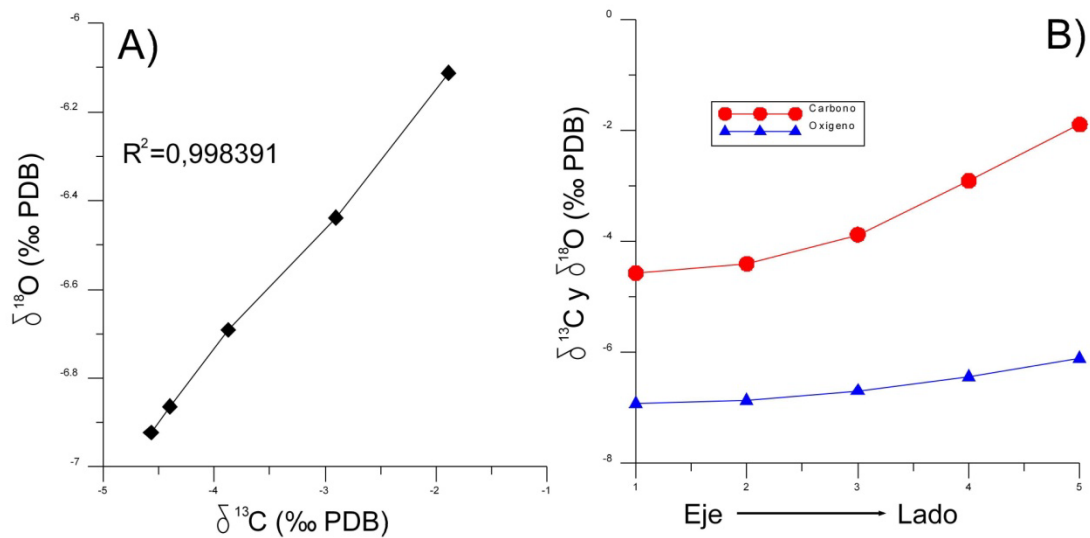


Figura 7.47. Estalagmita EL-10. A) Proyección de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de una misma lámina. B) variación de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en la lámina analizada.

Proyectados los datos totales de carbono y oxígeno de esta estalagmita, se aprecia un patrón similar en ambos, con una ligera tendencia a aumentar a lo largo de su periodo de crecimiento (Figura 7.48). Inicialmente se observa un ligero ascenso en el oxígeno seguido de un descenso común a ambos isótopos. Un máximo secundario en la parte central conduce a un ascenso más nítido que permite alcanzar los valores máximos absolutos. Finalmente, ambos isótopos acaban con un descenso en sus valores. La variación en el carbono es mayor que en el oxígeno, siendo de 4,34‰ y de 2,35‰ respectivamente.

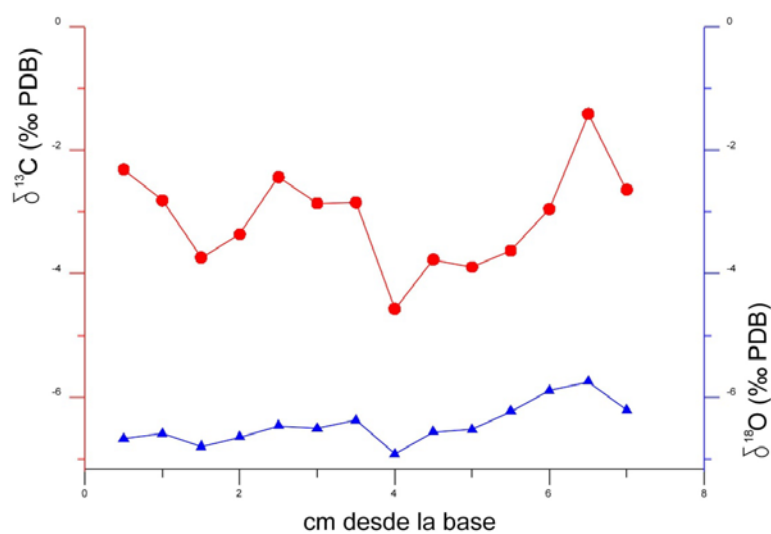


Figura 7.48. Curvas de variación del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ en la estalagmita EL-10.

7.4.5 La cavidad Pot au Feu

La cavidad Pot au Feu se encuentra en el valle del Irués a 997 m.s.n.m., desarrollándose cerca del núcleo del anticlinal de Baquerizal. Se trata de una zona fuertemente tectonizada donde alternan escamas de calizas y margas cretácicas y calizas terciarias, próximas a la base del manto de Cotiella. En el exterior de la cavidad se observa un relieve escalonado de origen estructural. La vertical de la cavidad está constituida por los llanos de Napinals, a 1.550 m de altitud, cubiertos por prado y bosques de pino negro. El interior del Pot au Feu presenta una sucesión de *loops* donde se alternan tubos de circulación forzada de distintos diámetros, ascendentes y descendentes, con cortos tramos horizontales y salas de pequeño tamaño, distribuidas en un pequeño sector externo y en el más extenso sector interno de la cavidad. Algunas de estas salas están muy ornamentadas, con estalagmitas de hasta 1,5 m de altura y 25 cm de diámetro (Foto 7.18 A y B). La ausencia de sedimentos detríticos es casi general, a excepción de algunos niveles de finos generados por flujos de agua con pérdida de energía (depósitos de tipo *slack-water* (Gillieson, 1996; Ford y Williams, 2007)). La preservación de numerosas estalactitas excéntricas en salas de cotas bajas indica que la cavidad ya no se inunda.

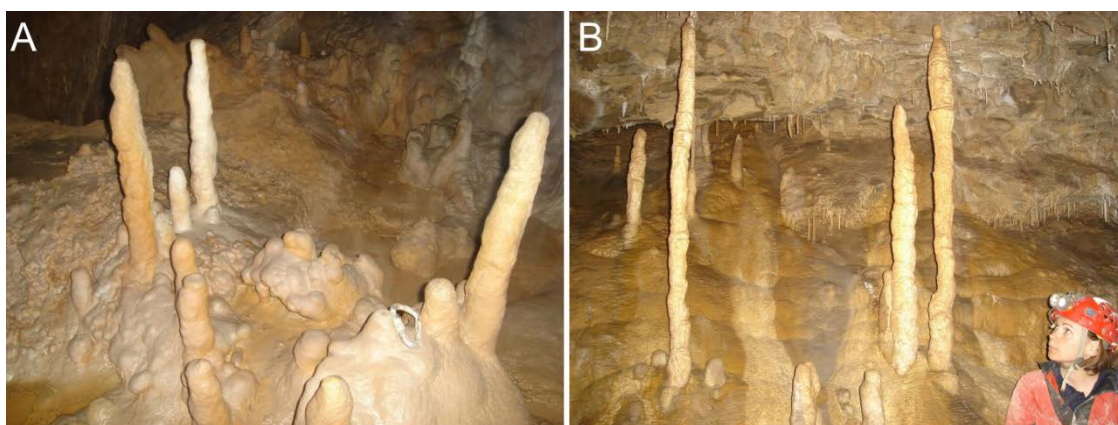


Foto 7.18. Imágenes de la cueva Pot au Feu. **A:** sala pavimentada por una gruesa colada y numerosas estalagmitas de gran tamaño. El mosquetón da la escala. **B:** Aspecto de una pared de la cueva afectada por una colada parietal, grandes estalagmitas y fístulas o macarrones.

Cronología de los espeleotemas

A lo largo de los años 2.008 y 2.009 se muestrearon cinco espeleotemas y cuatro de ellas han ofrecido resultados útiles (Foto 7.19). Dado que aún está en proceso de

exploración y carece de topografía, únicamente se hará referencia a si las estalagmitas proceden de las salas internas o externas de la cueva.

Las edades se obtuvieron en la Universidad de Melbourne. Los resultados se ofrecen en las Tablas 7.12 y 7.13, respectivamente.

Estalagmita PF-1

Muestreada en las salas externas, mide 81 cm y está formada por calcita blanca muy laminada y con estructura interna irregular en algunos tramos, donde no se identifica un único frente de crecimiento sino una estructura en grumos. La parte superior es más uniforme.

Se dispone de un total de 10 dataciones (2.670 ± 600 años en la base; 980 ± 250 años en el techo) (Tabla 7.13), todas dentro del Holoceno, que permiten precisar su ritmo de crecimiento. En él se aprecian dos fases diferenciadas. En la primera, hasta el 1.650 BP, la tasa de crecimiento es de 0,78 mm/año. En la segunda, hasta que la estalagmita cesa en su actividad, la tasa se reduce a 0,36 mm/año.

Estalagmita PF-2

El fragmento recuperado se hallaba en las salas externas, mide 18 cm de longitud y está formado por calcita blanca finamente laminada. A lo largo de su eje se aprecian varios tramos recristalizados y varios huecos en la mitad inferior.

Se han realizado dataciones en la base (3.092 ± 114 años) y el techo (2.724 ± 127 años) (Tabla 7.12) que indican una tasa de crecimiento de 0,49 mm/año, dentro del Holoceno.

Estalagmita PF-3

Igualmente ubicado en las salas externas, su longitud es de 52 cm y presenta dos zonas claramente diferenciadas, sugiriendo un hiato. Los 21 cm inferiores tienen una coloración marrón oscura y presentan una laminación muy bien desarrollada, con leves cambios en la orientación del eje de crecimiento. Los 31 cm superiores cambian a una coloración clara y la laminación es más difusa. Hay varias zonas recristalizadas, más extensas a techo.

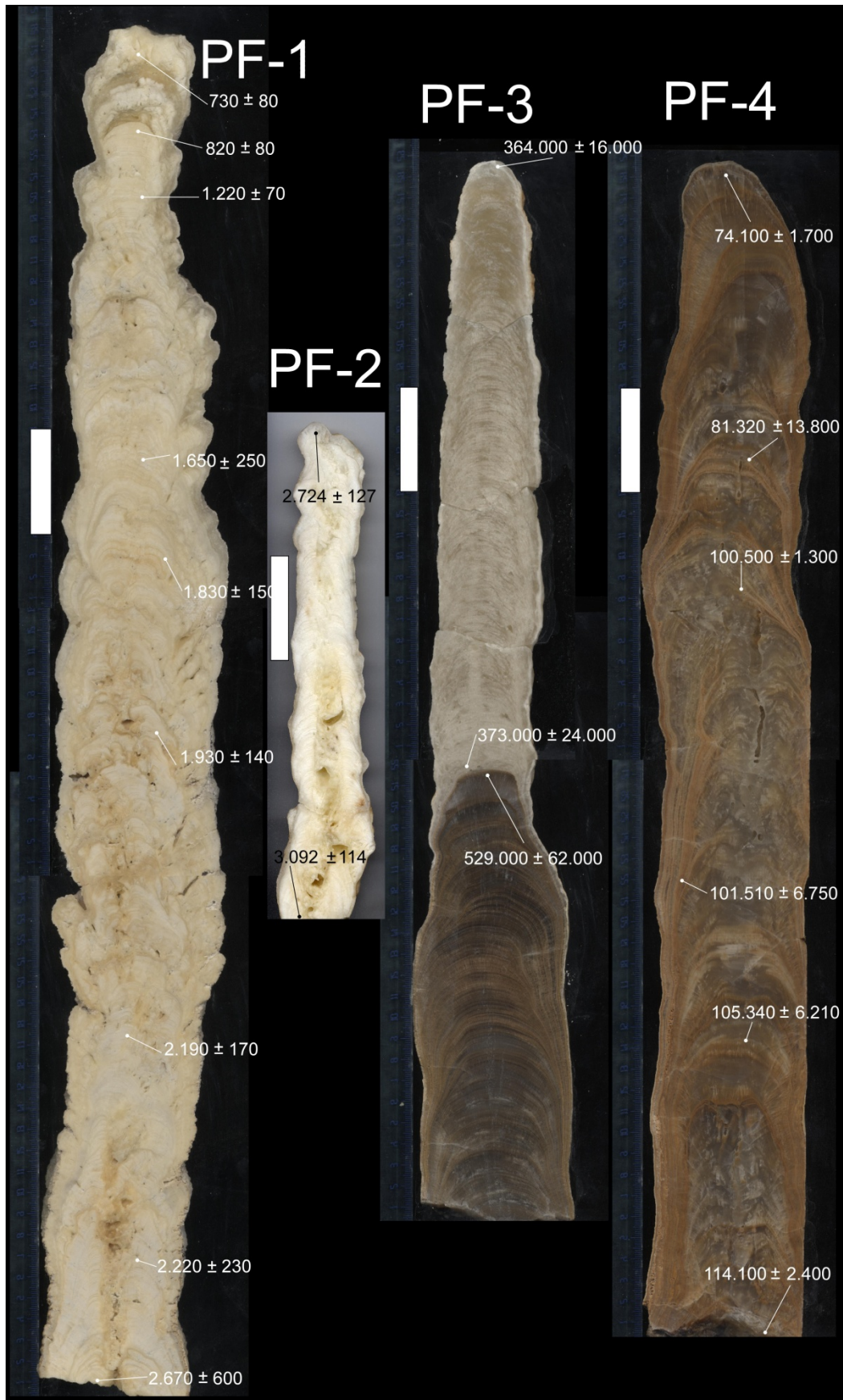


Foto 7.19. Secciones de los espeleotemas datados de la cavidad Pot au Feu. La escala equivale a cinco centímetros.

Cavidad	Muestra ID	²³⁸ U ppb		²³² Th ppt		δ ²³⁴ U medido ^a		[²³⁰ Th/ ²³⁸ U] actividad ^c		[²³⁰ Th/ ²³² Th] ppm ^d		Edad sin corregir		Edad corregida ^{c,e}		δ ²³⁴ U _{inicial} corregido	
Pot au Feu	CT-PF-2 techo	154	± 1	2044	± 9	948.5	± 13.3	64.0	± 1.7	0.05163	± 0.00136	2 922.4	± 80.5	2 724	± 127	955.9	± 13.4
Pot au Feu	CT-PF-2 base	184	± 1	2042	± 8	833.4	± 12.8	80.5	± 1.6	0.05424	± 0.00115	3 267.7	± 73.7	3 092	± 114	840.7	± 12.9

Los errores analíticos son 2s de la media.

$$^a \delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{actividad}} - 1) \times 1000.$$

^b δ²³⁴U_{inicial} corregido se calculó según ²³⁰Th edad (T), i.e., δ²³⁴U_{inicial} = δ²³⁴U_{medido} X e^{1234*T}, y T es la edad corregida.

$$^c [^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}]_{\text{actividad}} = 1 - e^{-1230T} + (\delta^{234}\text{U}_{\text{medido}}/1000)[I_{230}/(I_{230} - I_{234})](1 - e^{-(1230 - 1234)T}), \text{ donde T es la edad.}$$

Las constantes de desintegración son 9.1577 x 10⁻⁶ yr⁻¹ para ²³⁰Th, 2.8263 x 10⁻⁶ yr⁻¹ para ²³⁴U, y 1.55125 x 10⁻¹⁰ yr⁻¹ para ²³⁸U (Cheng *et al.*, 2000).

^d El grado de contaminación de ²³⁰Th detrítico se indica por la ratio atómica [²³⁰Th/²³²Th] en lugar de por la ratio de actividad.

^e Las correcciones de edad se calcularon usando un radio atómico medio del ²³⁰Th/²³²Th de la corteza de 4.4 x 10⁻⁶ ± 2.2 x 10⁻⁶.

Esos son los valores para un material en equilibrio secular, con el valor de 3,8 del ²³²Th/²³⁸U de la corteza. Los errores se establecen, arbitrariamente, en un 50%.

Tabla 7.12. Dataciones de U-Th realizadas en la Universidad de Minnesota

Cueva	Muestra	N° laboratorio y fecha	U(ngg-1)	[²³⁰ Th/ ²³⁸ U] _a	[²³⁴ U/ ²³⁸ U] _a	[²³² Th/ ²³⁸ U]	[²³⁰ Th/ ²³² Th]	Edad(ka) _b	[²³⁴ U/ ²³⁸ U] _c
Pot au Feu	CT-PF 1 techo	UMA03083 Nov-2009	109	0.0216(09)	1.5703(41)	0.00845(49)	2.6	0.98(.25)	1.5719(41)
Pot au Feu	CT-PF1 765mm	UMB03436 Sep-2010		0.0127(10)	1.5634(51)	0.00173(07)	7.3	0.73(.08)	1.5646(50)
Pot au Feu	CT-PF1 715mm	UMB03435 Sep-2010		0.0138(11)	1.5795(50)	0.00151(05)	9.1	0.82(.08)	1.5809(50)
Pot au Feu	CT-PF 1 600mm	UMA03081 Nov-2009	95	0.0190(08)	1.5655(41)	0.00173(06)	11	1.22(.07)	1.5674(41)
Pot au Feu	CT-PF1 473mm	UMB03434 Sep-2010		0.0296(31)	1.5331(80)	0.00509(31)	5.8	1.65(.25)	1.5356(81)
Pot au Feu	CT-PF 1 410mm	UMA03080 Nov-2009	131	0.0285(17)	1.5327(67)	0.00331(02)	8.6	1.83(.15)	1.5354(67)
Pot au Feu	CT-PF1 300mm	UMB03433 Sep-2010		0.0328(14)	1.5336(50)	0.00459(13)	7.1	1.93(.14)	1.5365(49)
Pot au Feu	CT-PF 1 170mm	UMA03078 Nov-2009	103	0.0365(14)	1.6004(44)	0.00515(30)	7.1	2.19(.17)	1.6041(44)
Pot au Feu	CT-PF1 65mm	UMB03432 Sep-2010		0.0406(20)	1.4970(40)	0.00817(25)	5.0	2.22(.23)	1.5002(41)
Pot au Feu	CT-PF 1 base	UMA03082 Nov-2009	84	0.0549(20)	1.5331(92)	0.02008(78)	2.7	2.67(.60)	1.5372(92)
Pot au Feu	CT-PF 3 techo	UMA03087 Nov-2009	53	1.406(08)	1.3385(46)	0.0108(04)	130	364(16)	1.95(04)
Pot au Feu	CT-Pf 3 22cm	UMA03085 Nov-2009	47	1.448(11)	1.3660(70)	0.0067(00)	216.4	373(24)	2.05(06)
Pot au Feu	CT-PF 3 21cm	UMA03084 Nov-2009	116	1.533(09)	1.3869(41)	0.1311(63)	11.7	529(62)	2.74(30)
Pot au Feu	CT-PF 3 base	UMA03086 Nov-2009	209	1.436(06)	1.2674(27)	0.2551(80)	5.6	n/a	n/a
Pot au Feu	CT-PF 4 techo	UMA03090 Nov-2009	71	1.0469(77)	1.9595(45)	0.0695(21)	15.1	74.1(1.7)	2.1838(72)
Pot au Feu	CTPF4 50CM		74	0.9899(231)	1.6107(222)	0.27608(1372)	3.6	65.52(35.7)	1.7358(786)
Pot au Feu	CTPF4 40CM		42	1.0695(304)	1.7581(25)	0.14131(487)	7.6	81.32(13.8)	1.9542(374)
Pot au Feu	CT-PF 4 37CM	UMA03088 Nov-2009	109	1.1619(54)	1.7961(69)	0.0433(12)	26.9	100.5(1.3)	2.0585(81)
Pot au Feu	CTPF4 22CM		50	1.1552(78)	1.73515(23)	0.07663(175)	15.1	101.51(6.75)	1.9794(188)
Pot au Feu	CTPF4-14CM		41	1.2138(74)	1.7852(35)	0.07286(192)	16.7	105.34(6.21)	2.0576(189)
Pot au Feu	CT-PF 4 base	UMA03089 Nov-2009	67	1.2707(87)	1.7972(59)	0.0824(53)	15.4	114.1(2.4)	2.1018(95)

a Radios de actividad determinados tras Hellstrom (2003) usando las constantes de desintegración de Cheng *et al.*, (2000)

b Edad en ka antes del presente corregidas para ²³⁰Th inicial usando la ecuación 1 de Hellstrom (2006) y [²³⁰Th/²³²Th]_i de 0.9 ± 0.4

c [²³⁴U/²³⁸U]_i inicial calculado usando la edad corregida.

Tabla 7.13. Dataciones de U-Th realizadas en la Universidad de Melbourne.

Las dataciones efectuadas en la base exceden la capacidad del método (Tabla 7.13). En el extremo del tramo marrón oscuro la edad obtenida es de 529 ± 62 ka, lo cual sitúa la actividad espeleotémica del Pot au Feu en el MIS 15. Se trata del registro sedimentario endokárstico más antiguo datado en el macizo de Cotiella, si bien el margen de error es muy abultado. El tramo blanco crece ya en el MIS 11 (base a 373 ± 24 ka y techo a 364 ± 16 ka). La tasa de crecimiento en este tramo es de 0,03 mm/año.

Estalagmita PF-4

Fue muestreada en las salas interiores de la cavidad. Mide 56 cm y su coloración general es marrón. Presenta amplios tramos recristalizados en la zona central mientras que la zona externa está bien laminada. Entre los tramos recristalizados se distinguen algunas láminas que se pueden seguir de forma íntegra.

Se han realizado siete dataciones, si bien dos de ellas han sido desechadas por presentar una relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ demasiado baja. La base da una edad de $114,1 \pm 2,4$ ka y, el centímetro 37, $100,5 \pm 1,3$ ka. El techo de la estalagmita señala una edad de $74,1 \pm 1,7$ ka, lo que sugiere un hiato sobre el centímetro 37. La tasa de crecimiento para el tramo inferior, previo al hiato, es de 0,02 mm/año. El conjunto de la estalagmita crece durante el MIS 5.

Isótopos de los espeleotemas

Las mismas desventajas que presentan los espeleotemas de Lasgüeriz para su análisis isotópico concurren en la cavidad Pot au Feu. Finalmente, en esta cueva sólo se ha analizado la estalagmita PF-1.

Se dispone únicamente de valores de isótopos a lo largo del eje mayor.

La gráfica que representa los isótopos del carbono y el oxígeno indica una menor variación de estos últimos (1,33‰) y notablemente mayor del carbono (5,15‰). La tendencia general en ambos casos es la de descenso a lo largo del eje, mucho más acusada en el carbono. Los valores más altos de carbono se registran en el primer cuarto de la estalagmita mientras que la señal del oxígeno es mucho más homogénea (Figura 7.49). En general, y debido a la falta de correlación entre C y O, se podría considerar que la precipitación tuvo lugar en equilibrio isotópico.

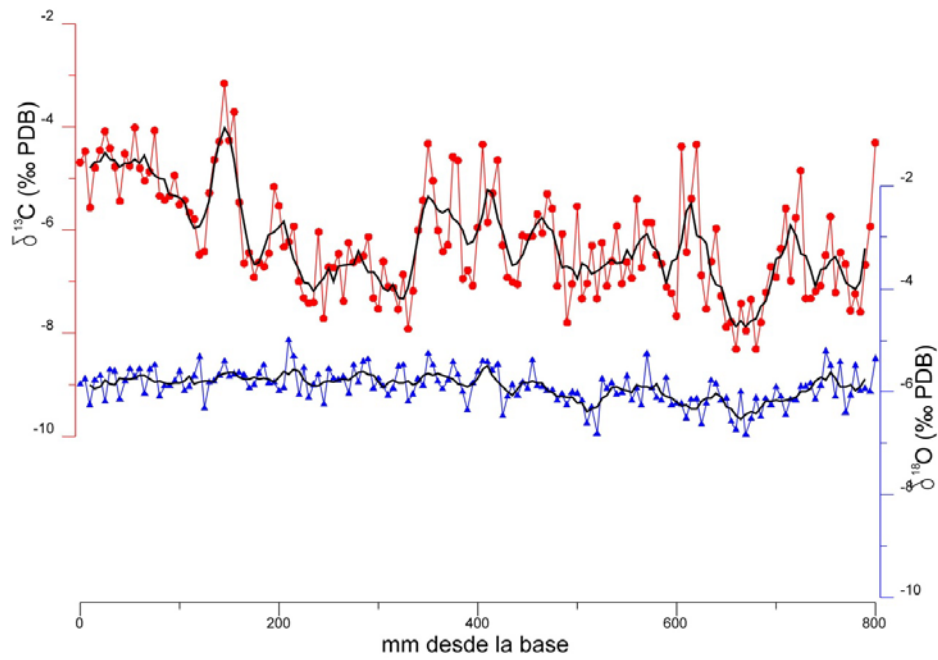


Figura 7.49. Curvas de variación del $\delta^{13}\text{C}$ y del $\delta^{18}\text{O}$ en la estalagmita PF-1. La línea gruesa negra es la media móvil de cada gráfica.

La representación de los valores del $\delta^{13}\text{C}$ respecto al tiempo permite diferenciar distintas etapas (Figura 7.50). La interpretación de los datos se realiza en el epígrafe siguiente.

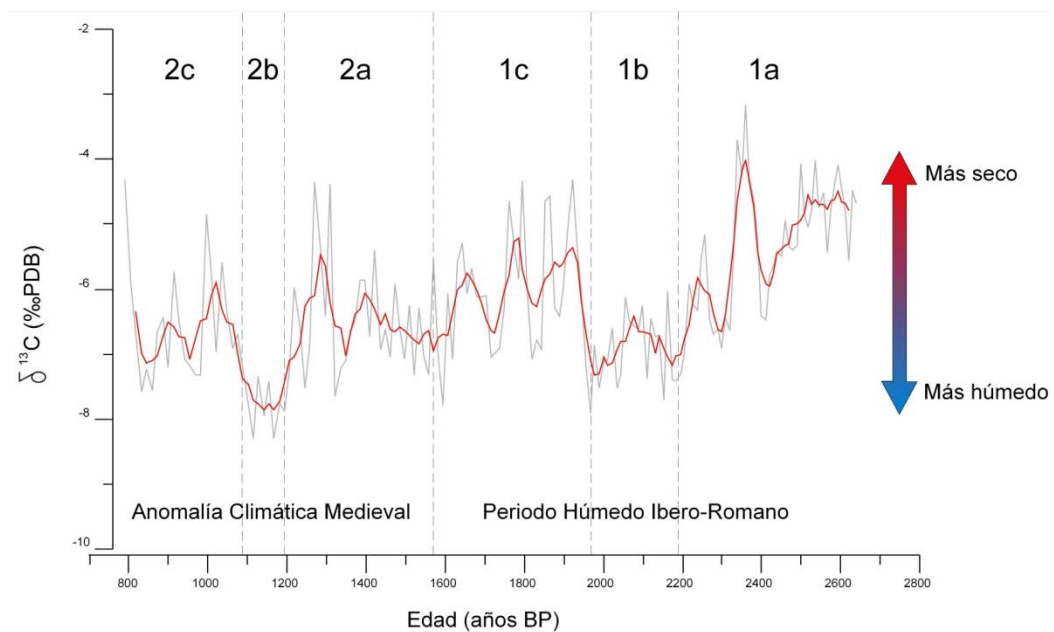


Figura 7.50. Variación del $\delta^{13}\text{C}$ respecto al tiempo (línea gris) y media móvil (línea roja). Se han indicado algunas subdivisiones pertenecientes al Periodo húmedo Ibero-Romano y a la Anomalía Climática Medieval.

7.4.6 Interpretación de los registros sedimentarios endokársticos

Como norma general, las cavidades de Cotiella presentan una escasa ornamentación, reflejando las dificultades de crecimiento de espeleotemas en zonas de alta montaña, donde la mayor parte de la infiltración se produce en terrenos desnudos. La ausencia de suelo y vegetación limita la incorporación de CO₂ biogénico al agua y que ésta alcance saturada la atmósfera de las cavidades.

La escasez de estalagmitas dificulta un muestreo representativo de las posibles fases de crecimiento. En general destaca la elevada edad de algunas muestras. Varias no han podido ser datadas por superar su edad la capacidad del método del U/Th (500 ka). Ejemplares como las dos grandes estalagmitas de la zona central de la cavidad (conocidas como El Rey y La Reina) en virtud de su tamaño y su estructura externa pueden tener edades verdaderamente antiguas. En la cavidad Pot au Feu la cantidad de estalagmitas es proporcionalmente mayor que en la Espluga Lasgüeriz, si bien tampoco presenta una gran ornamentación en términos absolutos.

Como rasgos generales, la mayor parte de las estalagmitas representan cortos periodos de crecimiento, repartidos en seis momentos, con tasas generalmente muy bajas (Tabla 7.14).

Estalagmita	Periodo de crecimiento	Tasas de crecimiento (mm/año)	
EL-13	MIS 12	-	
EL-1	MIS 11	-	
PF-3	MIS (15)-11	0,03	
EL-2	MIS 9	-	
EL-14	MIS 7	0,02	
PF-4	MIS 5	0,02	
EL-10	MIS 1	0,01	
EL-15	MIS 1	0,03	
EL-16	MIS 1	0,022	0,015
PF-1	MIS 1	0,78	0,36
PF-2	MIS 1	0,49	

Tabla 7.14. Periodos y tasas de crecimiento de los espeleotemas estudiados.

Los momentos de crecimiento detectados coinciden con sendos interglaciares, si bien los márgenes de error en los espeleotemas más antiguos obligan a interpretar con cautela los datos (Figura 7.51).

El primer periodo de crecimiento viene definido por las muestras EF-1, EF-2, EF-13 y PF-3. Son los espeleotemas más antiguos datados hasta el momento no sólo en el macizo sino en todo el Pirineo, indicando la presencia de conductos en régimen vadoso ya en torno a los 500.000 años BP. Climáticamente, las edades obtenidas abarcan un periodo de tiempo muy amplio entre los estadios isotópicos marinos (MIS) 9 y 15 (350.000 y 529.000 años). La distribución de edades indica que la principal fase constructiva antigua se sitúa en el MIS 11. La única tasa de crecimiento disponible es la de la PF-3, de 0,03 mm/año.

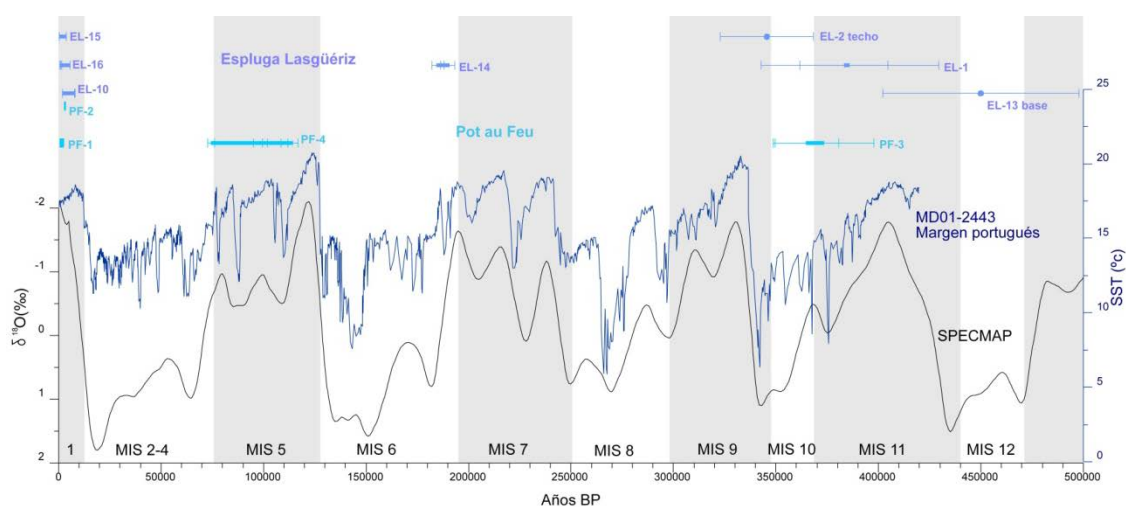


Figura 7.51. Representación de las edades de los espeleotemas datados respecto a los estadios isotópicos de los últimos 500 ka. Se han añadido como referencias la curva SPECMAP del ^{18}O (Martinson et al., 1987) y las temperaturas superficiales del mar en el margen portugués (SST) (Martrat et al., 2007).

Dadas las dimensiones que adquieren las morfologías erosivas en Lasgúeriz, e incluso el tamaño de las dos grandes estalagmitas de su zona central (El Rey y La Reina), es evidente que el conducto tiene una gran antigüedad. Es razonable, por tanto, pensar que para el MIS 11 la cavidad tenía una actividad muy reducida y estaba desconectada de los niveles activos de drenaje de la zona. Es de mayor interés la existencia de la muestra PF-3, dado que la cueva Pot au Feu se ubica en la zona baja del valle del Irués, justo por encima de la zona de emisión activa que canaliza el grueso del drenaje subterráneo del macizo de Cotiella. El que esa cueva funcionara ya en un régimen vadoso entonces significa que hace al menos 500.000 años que el drenaje de Cotiella está ya organizado en torno a los sistemas de surgencias del valle del Irués.

El segundo momento con crecimiento de estalagmitas está representado por la EL-2 (MIS 9) y EL-14, que creció durante el MIS 7 y más concretamente su parte final (190.000-184.000 años). Estas fases de crecimiento no han sido detectadas en más espeleotemas de Lasgúeriz y en ninguno de Pot au Feu. La tasa de crecimiento disponible es ligeramente más lenta que en el periodo anterior, 0,02 mm/año.

Durante una amplia parte del MIS 5 se produce el crecimiento de la estalagmita PF-4. Su desarrollo tiene lugar en dos fases, una primera de 114.000 a 100.000 años y otra, tras un hiato, hasta los 72.000 años en los que acaba su formación. El cese en la precipitación coincide en el tiempo con el comienzo del MIS 4-2, durante el cual tiene lugar el último ciclo glaciario en el macizo. La tasa de crecimiento se mantiene en el mismo rango lento que en los casos precedentes.

No hay constatados nuevos crecimientos hasta el Holoceno (MIS 1), al que pertenecen las estalagmitas EL-10, EL-15, EL-16, PF-1 y PF-2, lo cual indica una etapa de condiciones frías continuadas desde el final del MIS 5 hasta el inicio del MIS 1. En ella las zonas de infiltración carecieron de suelo y, muy probablemente, estuvieron cubiertas permanentemente por glaciares o en su defecto por suelos helados durante buena parte del año.

En el Holoceno las condiciones ambientales son seguramente las más propicias del periodo de tiempo estudiado dado el elevado número de espeleotemas y las tasas de crecimiento registradas que, si bien en Lasgúeriz siguen siendo bajas, aumentan considerablemente en Pot au Feu donde casi llegan a un milímetro por año en algunos momentos. Pese a que seguramente puede deberse a un muestreo incompleto, es reseñable, con los datos disponibles, que mientras en Lasgúeriz se produce actividad constructiva desde los 8.000 años BP hasta prácticamente la actualidad, en Pot au Feu sólo se ha detectado crecimiento en el último tercio del Holoceno.

La estalagmita PF-1 permite hacer una reconstrucción algo más detallada de las condiciones ambientales imperantes en la recta final del Holoceno en Cotiella (Figura 7.50). Se puede diferenciar una primera parte correlacionable con el Periodo húmedo Ibero-Romano (Cacho *et al.*, 2010). Dentro de este periodo, se diferencian tres fases con distintas condiciones de humedad. La primera (1a, 2.600-2.190 años BP) marca un clima progresivamente más húmedo que alcanza un máximo de humedad en la fase 1b (1.975-2.190 años BP). Las condiciones se vuelven más áridas hasta el fin de este periodo en torno al 1.570 BP (1c). Similar división en tres periodos de tendencias

parecidas se han descrito en la laguna de Zóñar (Martín-Puertas *et al.*, 2009). A este periodo le sucede la Anomalía Climática Medieval (Cacho *et al.*, 2010). La estalagmita PF-1 indica una vuelta a condiciones más húmedas, destacando el intervalo 2b (1.080-1.195 años BP) como el más húmedo de toda la secuencia. El cercano registro lacustre de Estanya muestra sin embargo condiciones relativamente áridas para este periodo (Morellón *et al.*, 2009).

A excepción de la estalagmita PF-1, la estructura interna de las estalagmitas y la imposibilidad de obtener buenos modelos de edad impide hacer un estudio de la variabilidad interna de los isótopos en función de la edad. Sin embargo, sí es posible comparar los isótopos de cuatro estalagmitas formadas en dos cuevas y tres interglaciares distintos: EL-1 (MIS 11), EL-14 (MIS 7) y EL-10 y PF-1 (MIS 1) (Figura 7.52).

La representación de datos de tres interglaciares en una misma cavidad, Espluga Lasgüeriz, permite extraer algunas conclusiones. Se aprecian tres conjuntos de datos no solapados, con un rango de valores muy similares en cuanto al $\delta^{18}\text{O}$ pero con claras diferencias en los de $\delta^{13}\text{C}$, con una tendencia a valores más pesados en el MIS 7 (Figura 7.52). Las variaciones en la señal del $\delta^{13}\text{C}$ pueden deberse a diversas causas, como el tipo de vegetación existente en la zona de infiltración, las fuentes de carbono inorgánico, la desgasificación del agua de infiltración y precipitación o la evaporación entre otras (McDermott, 2004). A igualdad de factores como el tipo de $\delta^{13}\text{C}$ proveniente de la roca de caja, es razonable pensar que las diferencias observadas puedan deberse a cambios en la proporción de carbono biogénico (Genty *et al.*, 2003). De este modo, una señal más ligera puede indicar una mayor proporción de carbono procedente de suelo con vegetación y una señal más pesada indicaría el predominio del carbono de la roca con menor influencia del suelo. Traducido a condiciones climáticas, la señal más pesada (MIS 7) se habría producido en una situación de interglaciar con escaso desarrollo de suelo sobre el epikarst y por tanto en condiciones climáticas más severas. El MIS 1, al contrario, presenta los valores más ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ sugiriendo un mayor desarrollo de suelo con vegetación en la zona de infiltración y, por tanto, unas condiciones climáticas más amables. El MIS 11 presentaría unas características intermedias entre los otros dos interglaciares.

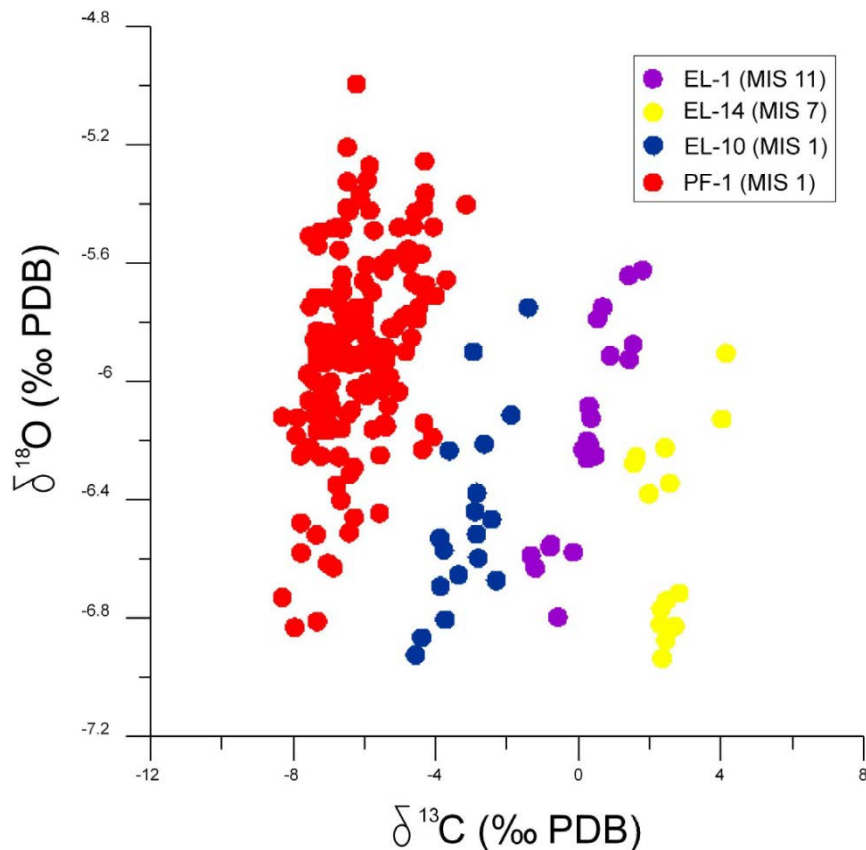


Figura 7.52. Comparación entre isótopos de estalagmitas de Lasgüeriz y Pot au Feu de tres interglaciares distintos (MIS 11, MIS 7 y MIS 1).

Comparando los datos relativos al MIS 1 entre las dos cavidades muestreadas, los isótopos de Lasgüeriz son poco negativos e incluso positivos, cosa que no ocurre en Pot au Feu. La zona de infiltración de Pot au Feu incluye los llanos de Napinals, situados 700 m más bajos que el Entremón (zona de infiltración de Lasgüeriz). Allí los suelos son más potentes y la cubierta vegetal más variada y densa lo que “aligera” la señal del $\delta^{13}\text{C}$. En el $\delta^{13}\text{C}$ de Lasgüeriz pesa más la señal isotópica de los 600 m de roca que el agua ha de atravesar hasta alcanzar la cavidad.

7.4.7 Cuevas heladas

7.4.7.1 Las cuevas heladas: definición, características e importancia como archivo paleoclimático.

Con el término “cueva helada” se designa a aquellas cavidades que albergan en su interior depósitos de hielo y/o nieve perennes (Luetscher y Jeanin, 2004a). No debe confundirse con “cueva de hielo”, que hace referencia a las cavidades excavadas en el interior de los glaciares. Algunos autores, como Ford y Williams (2007), incluyen

también las cuevas con depósitos de hielo estacional aunque la acepción más extendida, y que se usa en este trabajo, excluye esa tipología.

En cavidades situadas en zonas de media y alta montaña es relativamente frecuente que se formen espeleotemas de hielo, especialmente durante la primavera. La coincidencia entre una disponibilidad de agua suficiente por la fusión nival y las bajas temperaturas aún imperantes, provocan la formación de estalactitas, estalagmitas y columnas normalmente en áreas próximas a la entrada de las cavidades. Sin embargo, a medida que avanza el verano estas morfologías se funden y tienen, por tanto, un carácter estacional y no perenne.

Existen diversos tipos de cuevas heladas. Una clasificación sencilla y práctica es la propuesta por Luetscher y Jeanin (2004a). Dicha clasificación engloba los tipos más comunes en latitudes medias y se basa en dos aspectos fundamentales: la dinámica del aire en el interior de la cavidad y el tipo de hielo existente.

El primer factor considera cuál es el origen de las condiciones térmicas que posibilitan la formación del hielo. Así, puede haber cavidades con morfología en saco en las que el aire frío penetra en invierno por gravedad y se acumule en el interior, constituyendo así una trampa térmica. Esto puede ocasionar un descenso de la temperatura media de la cavidad suficiente para que se forme hielo y no se funda en verano, cuando la atmósfera de la cueva queda aislada del exterior cálido (cuevas heladas estáticas). En las cavidades con entradas a distinta cota se puede establecer un régimen de circulación de aire (efecto chimenea) que produzca un descenso de la temperatura suficiente para la formación y conservación del hielo (cuevas heladas dinámicas). Se contemplan también los casos intermedios.

El segundo factor hace referencia a la procedencia del hielo. Éste puede tener un origen externo cuando se trata de nieve que penetra por la o las entradas y que posteriormente se transforma en hielo gracias a las condiciones climáticas de la cueva (*firm ice* o hielo de neviza). El origen es interno cuando lo que se hiela es agua de goteo de la propia cavidad (*congelation ice* o hielo de congelación). Ambos tipos de hielo pueden coexistir en una misma cavidad. De la combinación de estos dos criterios surgen los casos contemplados en la figura 7.53.

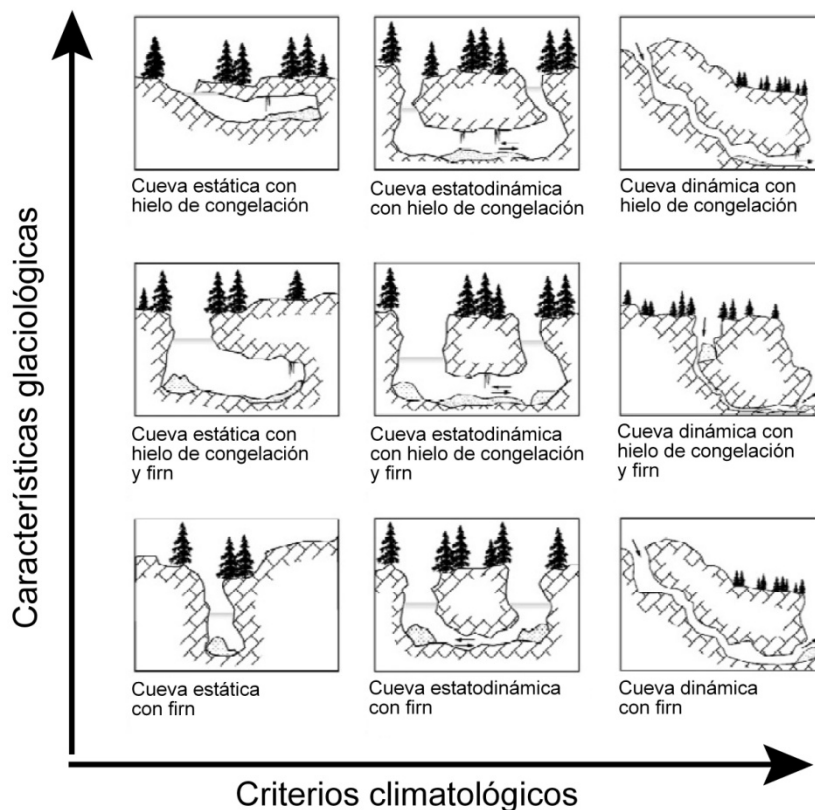


Figura 7.53. Clasificación de cuevas heladas (modificado de Luetscher y Jeanin, 2004a). En el eje horizontal, la dinámica del aire en la cueva distingue aquellas donde el aire frío queda atrapado y origina el hielo de aquellas donde la anomalía termal es inducida por un efecto chimenea. En el eje vertical se distinguen los tipos de hielo, externo (por acumulación de nieve o firn) e interno (por congelación de agua).

Así como el hielo de los glaciares constituye un importante archivo de información paleoclimática, las acumulaciones de hielo subsuperficial han sido recientemente objeto de estudio con el mismo fin. Los requisitos previos son la correcta identificación de los mecanismos formadores de hielo y su relación con el clima actual así como disponer de un control cronológico y estratigráfico detallado del depósito de hielo. Conocidos estos factores, los enfoques pueden ser diversos. Para extraer información paleoclimática del hielo se han utilizado modelos de edad-profundidad, discriminando etapas de mayor acumulación y preservación de hielo. Dichas etapas pueden relacionarse con la intensidad de las precipitaciones invernales y la NAO (Stoffel *et al.*, 2009). También se ha trabajado el contenido polínico del hielo (Feurdean *et al.*, 2011) y la combinación entre niveles detríticos y la dendrocronología (Kern *et al.*, 2004). La composición isotópica del hielo (Yonge y MacDonald, 1999) o el estudio integrado de diferentes características del hielo (Perşoiu, 2011a) son otras opciones empleadas. En el caso de la

cueva A294 se ha trabajado tanto con modelos de edad-profundidad como con el análisis isotópico del hielo.

7.4.7.2 Las cuevas heladas en el Pirineo y en el macizo de Cotiella.

Buena parte de las cavidades del Pirineo se concentran en la unidad morfoestructural de las Sierras Interiores. Dicha unidad está formada por materiales carbonatados con edades que abarcan del Cretácico superior al Eoceno, en ocasiones con espesores de hasta 2.000 metros debido a una compleja tectónica de cabalgamientos, resultado de la Orogenia Alpina. Por otro lado, las altitudes de esta unidad superan holgadamente los 2.000 e incluso en ocasiones los 3.000 metros, como sucede en el macizo de Tres Serols o Monte Perdido (3.355 m), que constituye uno de los macizos carbonatados más altos de Europa occidental. Por tanto, la presencia de grandes macizos calizos y karstificables localizados a gran altitud (López-Martínez y Freixes, 1989), sugieren la existencia de depósitos de hielo en numerosas cavidades dentro la alta montaña.

En el sector central del Pirineo se han identificado más de 40 cuevas heladas, la gran mayoría de ellas concentradas en el tramo oscense, entre los macizos de Lecherines (Valle del Aragón) y Cotiella, siendo los macizos de Tendenera, Tres Serols y Cotiella los que cuentan con el mayor número de cavidades (Tabla 7.15).

Las cavidades más altas se encuentran en el macizo de Tres Serols, donde todas se ubican en orientación meridional. Mientras que en Cotiella y Tendenera, con mayoría de cavidades en laderas orientadas al norte, las altitudes medias se rebajan considerablemente. En el macizo de Tres Serols, la configuración litoestructural permite la existencia de cavidades importantes a partir de la cota 1.950 m, ya que la Fm Areniscas de Marboré que aflora en el valle de Ordesa ejerce de nivel impermeable e impide el desarrollo de cuevas en cotas bajas. Por tanto, se puede considerar relevante la relación entre orientación y altitud de las cuevas heladas de estos tres macizos oscenses.

En el primero de estos tres macizos es donde se encuentra la cavidad más conocida, Espluca Negra o Cueva de Casteret. Se trata de una cueva dinámica compuesta por una gran galería de 120 m con una boca superior a 2.710 m y una inferior a 2.690 m. A partir de la galería principal existen varias derivaciones y un nivel inferior, al que se accede por la formación llamada “Niágara helado”, que igualmente

alojan depósitos de hielo. Hasta el momento no existen estudios geológicos de esta cueva helada.

	Tendenera	Tres Serols	Cotiella
Altitud media (m)	2.277,5	2.824,8	2.388,6
Altitud máxima (m)	2.470	3.060	2.700
Altitud mínima (m)	1.950	2.710	2.170
Pico más alto (m)	2.853	3.355	2.912
Nº cavidades	4	28	8
Orientación pral.	N	S	NE

Tabla 7.15. Rasgos altitudinales de las cuevas heladas de los tres principales macizos oscenses que las albergan.

En el macizo de Cotiella, por sus características estructurales, es frecuente que el acceso a las cavidades sea a través de amplios pozos de distinta profundidad. Como consecuencia la entrada de nieve hasta profundidades variables, incluso próximas al centenar de metros, es habitual. Las topografías de los años 70 y 80 muestran numerosos rellenos de nieve en cavidades situadas por encima de 2.200 m e incluso tapones que impedían el acceso al interior de los pozos. Sin embargo, a lo largo de las dos últimas décadas y especialmente en los últimos años, dichos rellenos de nieve han desaparecido o se han reducido de forma notable. Pequeñas cuevas heladas de las que se tenía constancia han sufrido la ablación total de sus depósitos de hielo, como la B151.

La elaboración de un censo actualizado de cuevas heladas en el macizo de Cotiella es una tarea que requerirá varios años. La variabilidad temporal del fenómeno no ayuda a mantener dicho censo actualizado. El listado que se presenta incluye aquellas cavidades de las que se tiene constancia de un depósito significativo y estable de hielo, en cualquiera de sus tipos. Así, un total de ocho cavidades se encuentran en la zona de estudio distribuidas entre el circo de Armeña (5), el valle de Batiziellas (2) y el Rincón d'es Amorriadors (2). Todas ellas se encuentran en laderas orientadas al noreste, noroeste y oeste (Tabla 7.16).

En el transcurso del trabajo de campo se han visitado dos de ellas: la A69 (UTM 281558, 4710449) y la A294 (UTM 281171, 4710349), ambas en el circo de Armeña. A la primera de ellas se accede a través de una enorme dolina que recoge un importante volumen de nieve (Foto 7.20). La nieve tiene continuidad a través de una empinada rampa de hielo que enlaza con los niveles inferiores de la cueva, ya deglaciados. La profundidad total de esta cavidad es de 104 m.

Cavidad	Altitud boca (m)	Orientación
A69	2.170	NE
A153	2.191	NE
A294	2.260	NE
A405	2.238	NE
C27	2.456	NO
C150	2.456	NO
B94	2.440	O
Helada Brecha Brujas	2.700	O

Tabla 7.16. Cuevas heladas del macizo de Cotiella.



Foto 7.20. Zona externa de la cueva helada A69, en el circo de Armeña (agosto de 2.009).

Desde la parte externa del pozo de entrada se observan varios espeleotemas de hielo. El potente depósito de nieve de la entrada está afectado por varios *moulins*, algunos de ellos de varios metros de profundidad indicando una potencia de nieve acumulada superior a los siete metros. Durante los veranos de 2.009 y 2.010 una elevada cantidad de nieve obturaba el conducto de entrada e impidió alcanzar la parte inferior del depósito de hielo.

Un caso singular es la cavidad A405, que cuenta con varios depósitos de hielo de pequeño tamaño (Carles Pons, información personal). Se encuentran colgados a distintas cotas, estando el inferior a 89 m de profundidad y desconectado de una posible entrada de nieve desde la boca principal.

En cuanto a las cavidades de la zona de Batziellas, destaca la acumulación de la C150. Se reparte en dos áreas distintas. Una de ellas en el fondo de un pozo de entrada,

a 20 m de profundidad. La segunda y mayor está en el pozo principal y consta esencialmente de espeleotemas de hielo (Gauyet, 2010b).

7.4.7.3 Un caso concreto: la cueva helada A294

La cueva helada más destacada de Cotiella, tanto por el volumen de hielo como por las características del mismo, es la A294. En ella se han realizado diversos trabajos de investigación entre los años 2.008 y 2.012 cuyos resultados se exponen a continuación.

Descripción de la cavidad

i. Morfologías

La A294 se ubica en el circo de Armeña, a 2.260 m de altitud. Está excavada en calizas arenosas de la Fm Maciños de Cotiella, dispuestas según una dirección y buzamiento (invertido) de 114/54E. El desarrollo de la cavidad, como las del resto del circo de Armeña, está relacionado con la intersección de la estratificación con la familia principal de fracturas, de dirección SO-NE y subverticales.

La entrada principal tiene una forma groseramente circular, con un diámetro de seis metros y un área de 28,27 m². Esa amplitud es suficiente para permitir una generosa entrada de nieve dentro de la cavidad. Además hay un acceso menor, con morfología de trinchera, por la que también penetra algo de nieve al interior.

El pozo de entrada finaliza en una rampa de hielo, normalmente cubierta de un espesor variable de nieve (Foto 7.21 A). En años de poca innivación, la rampa queda desprovista de nieve a mediados de verano. Por la rampa se accede a una amplia sala ocupada por el depósito de hielo. La sala tiene unos 40 m de anchura por 15 de altura. La superficie del depósito de hielo es plana y ocupa alrededor de 56 m². Está parcialmente cubierta por crioclastos.

En el interior de la cavidad se pueden distinguir tres tipos de morfologías: kársticas, criokársticas y periglaciares. Los principales rasgos geomorfológicos se han representado en la cartografía de la figura 7.54. Para su elaboración se han seguido las recomendaciones de Jiménez-Sánchez *et al.* (2004), si bien las peculiares características de esta cueva hacen que haya que añadir dos categorías no habituales en la cartografía geomorfológica de cavidades como son las formas criokársticas y las periglaciares. Dentro de las primeras agrupamos tanto las relacionadas con la ablación como con la

congelación, sean o no permanentes ya que se suelen formar periódicamente en los mismos lugares.

a) Morfologías kársticas

Como se ha comentado anteriormente, las dos entradas tienen formas bastante diferentes. La principal es una amplia dolina desfondada seguida de un pozo vertical mientras que la secundaria es una trinchera estrecha y oblicua con las paredes afectadas por disolución y desarrollo de lapiares en ellas.

Ambas convergen en la gran sala, cuyo techo presenta una morfología irregular y cuenta con numerosos puntos de goteo, si bien no hay crecimiento de estalactitas. El goteo es especialmente activo a finales de primavera y durante el verano.

En la zona inferior de la sala desemboca una estrecha galería de casi 50 m de longitud. Su suelo está cubierto por hielo estacional y por un depósito arenoso de tipo *slack-water* (Gillieson, 1996; Ford y Williams, 2007). Su desarrollo sigue una junta de estratificación. Las paredes están cubiertas de golpes de gubia de tamaño centimétrico, indicando un flujo de agua en condiciones freáticas hacia la sala.

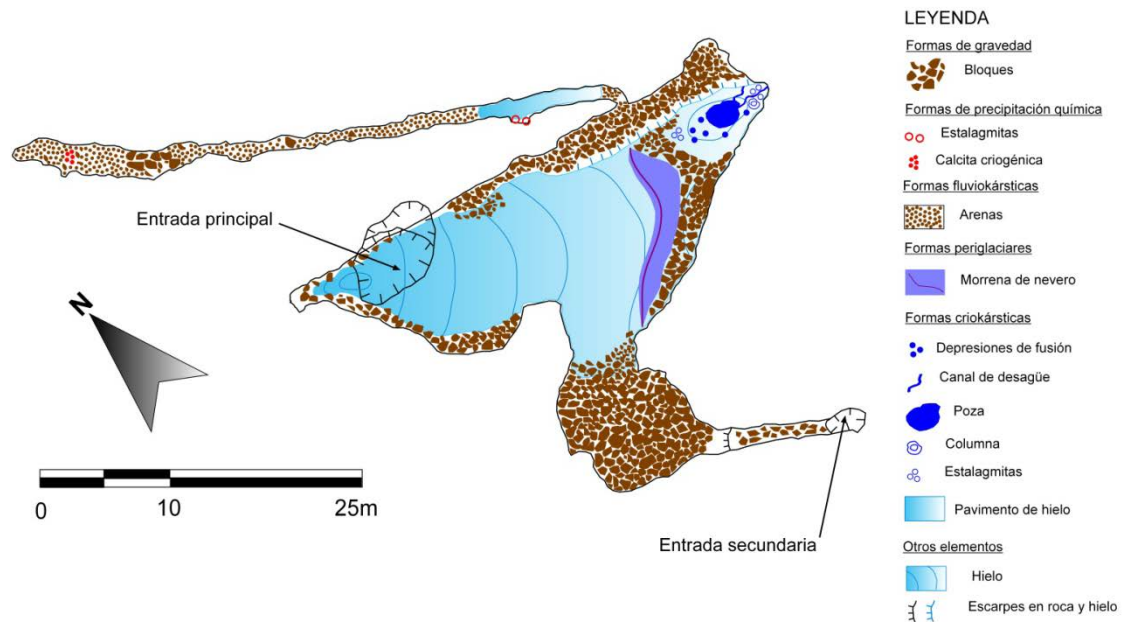


Figura 7.54. Mapa geomorfológico de la cueva helada A294.

La galería tiene tramos de sección circular pero también en ojo de cerradura, debido al encajamiento posterior del caudal que circuló por ella. En el sector más próximo a la sala se observan algunas estalactitas y estalagmitas de pequeño tamaño

(longitud menor de 15 cm) muy descalcificadas. Otra forma de precipitación química existente en esta galería son los coraloides que recubren una parte de las paredes del conducto. Casi al final de la misma, y bajo un punto de goteo, hay una acumulación de pequeños gránulos de calcita criogénica (Foto 7.21 B). Se trata de un tipo poco frecuente de perlas de caverna. Los diámetros de estos cuerpos globosos oscilan entre un milímetro y dos centímetros, siendo más abundantes los de pequeño tamaño. Las morfologías son ovoides o irregulares pero siempre con los bordes redondeados y los más pequeños tienden a la esfericidad. Se encuentran normalmente sueltas o, en menor medida, formando agregados compuestos por unidades de tamaño igual o menor a un milímetro. Perlas similares se han descrito en la cueva helada de Scarisoara (Zák *et al.*, 2008), donde se propone un origen por precipitación de calcita durante la congelación del agua. Parte de la solución ha de fluir sin llegar a congelarse. Es posible que el goteo de agua continuado en la parte del año con temperaturas netamente sobre cero añada una película de calcita de origen no criogénico. La lejanía del lugar donde se encuentran estas perlas de caverna de la sala donde está el bloque de hielo perenne apoya este modelo de formación de perlas también en la A294.

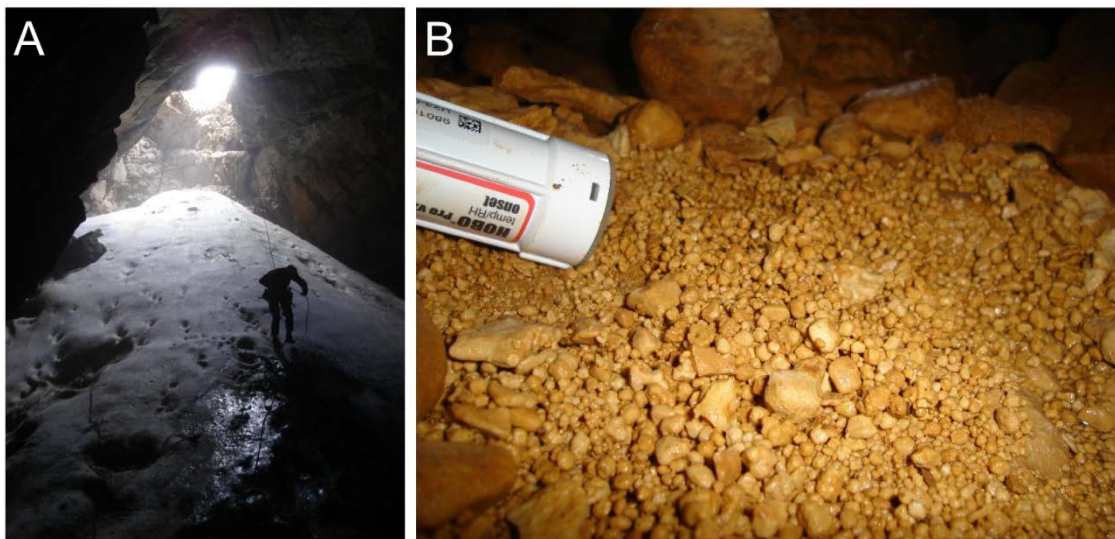


Foto 7.21. A: Rampa de acceso a la sala de la A294. B: Calcita criogénica en la galería de la A294.

Adicionalmente, en algunos puntos dentro de la sala principal se pueden observar pequeños fragmentos de coladas que recubren las paredes. Su aspecto es muy descalcificado y deteriorado por lo que su origen parece bastante antiguo.

b) Morfologías criokársticas

Existe un elevado número de morfologías en el hielo relacionadas tanto con la ablación como por la formación de nuevo hielo por congelación de agua en el interior de la cueva (Tabla 7.17).

El cuerpo de hielo está afectado por la fusión que origina tanto el agua más caliente, procedente de infiltración y del acceso directo por la entrada principal, como la débil circulación de aire caliente. El resultado es la existencia de numerosas morfologías kársticas modelando el hielo.

El bloque de hielo muestra un gran muro vertical afectado por grandes golpes de gubia, producidos por la circulación estacional de aire frío que produce sublimación en la pared. Asimismo, la esorrentía por la parte vertical del muro da lugar a lapiaces estacionales. En años de gran formación de hielo se ha llegado a formar una cortina compuesta por la coalescencia lateral de diversas estalactitas.

Morfologías criokársticas		Carácter
Relacionadas con la ablación	Lapiaces	estacional
	Pozas	permanente
	Depresiones de fusión	estacional
	Canales de desagüe	estacional
	Golpes de gubia	permanente
Relacionadas con la congelación	Estalactitas	estacional
	Estalagmitas	estacional
	Columnas	estacional
	Cortinas	estacional
	Coladas	estacional
	Pavimentos	permanente

Tabla 7.17. Morfologías criokársticas en la cavidad A294.

Otras morfologías se desarrollan sobre la superficie del hielo en zonas llanas o casi horizontales. En ocasiones, durante la primavera se genera una columna de cuatro metros de altura. El origen del agua que nutre la columna procede de una gran zona de goteo en el techo de la sala. Junto a la columna, y también en relación con otros puntos de goteo, se generan dos áreas con estalagmitas (Figura 7.54). El primer conjunto estalagmítico está relacionado con el mismo goteo que la columna, mientras que el segundo procede de un punto de goteo independiente. Ambos llegan a constar de más de una decena de estalagmitas, algunas de ellas superan el metro de altura.

Próxima a la zona donde confluye la trinchera con la sala se forma también una gran estalactita. En tres lugares se generan también grandes coladas de hielo que

recubren las paredes. Generalmente son los primeros espeleotemas en fundirse, seguidos de las estalactitas, que a principio de julio suelen estar ya caídas sobre el suelo.

Durante los meses estivales, en los que hay un abundante goteo y temperaturas no muy frías, el agua que ha generado los principales espeleotemas de hielo produce una intensa ablación sobre la superficie del cuerpo de hielo. El resultado son una serie de pequeñas depresiones de planta circular y radio entre cinco y 15 cm, con una profundidad no superior a diez centímetros. También en el área que concentra el mayor goteo y, por tanto, el mayor número de espeleotemas (Figura 7.54), se genera una depresión de planta groseramente circular con diámetro en torno al metro y profundidad de hasta 45-50 cm. Durante el verano se llena con agua de goteo y de fusión y a finales del verano se genera un canal de desagüe con morfología de pequeño cañón fluviokarstico y que evacúa el agua hacia la rimaya o bien, en el caso del canal generado en 2.012, directamente hacia el muro de hielo. En ocasiones, tanto la poza como el canal están secos a comienzos del otoño.

Algunas imágenes de estas morfologías se muestran en las fotos 7.22 y 7.23.

a) Formas periglaciares y de gravedad

A los pies de la rampa de hielo y nieve se levanta una gran morrena de nevero (Figura 7.54, ver Foto 7.26). De planta ligeramente curvada, se alimenta de los numerosos bloques desprendidos del techo de la cavidad por procesos de hielo-deshielo que resbalan por la rampa y se acumulan en su base. Se trata de una morfología plenamente activa y funcional durante todo el año. Su altura es 0,7 m en su cara interna y próxima a dos metros en el frente.

Las acumulaciones de bloques son frecuentes en casi toda la cavidad. El origen principal es por crioclastia pero también por caída gravitacional debido al elevado número de fracturas que afectan a paredes y techo de la sala en diversas zonas.

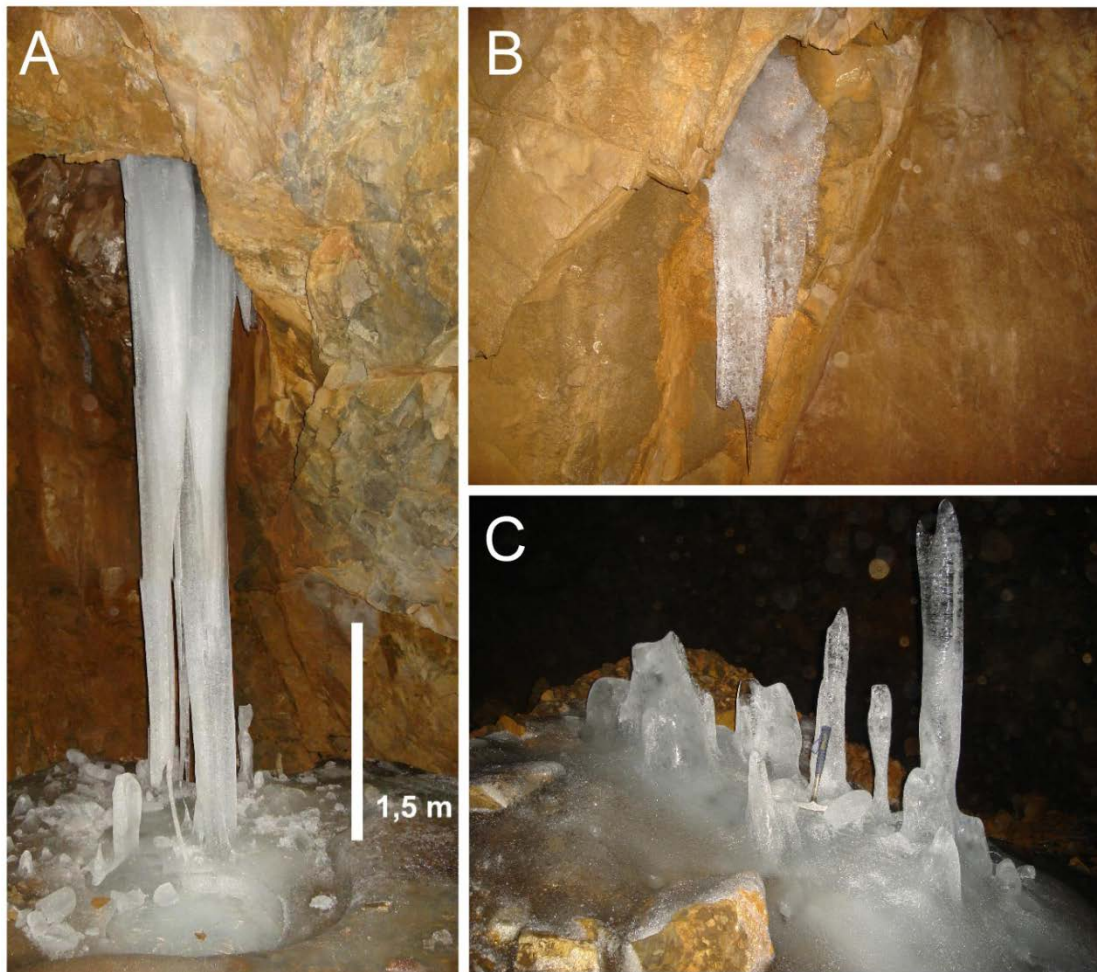


Foto 7.22. Morfologías criokársticas de congelación en la cavidad A294. A: columna, B: estalactita, C: estalagmitas.

i. Variables ambientales de la A294

La formación y preservación del hielo subsuperficial es el resultado de una anomalía climática negativa dentro de un sistema kárstico (Luetscher, 2007). Resulta esencial, por tanto, verificar cuáles son las condiciones que hacen posible la existencia del depósito de hielo de la cavidad A294 y comprobar la relación que hay entre las condiciones climáticas internas y las externas.

Para ello, en julio de 2.009 se instalaron cuatro sensores que miden la temperatura y humedad relativa (CHC1 al 4) y dos más se añadieron en octubre de 2.010 (CHC 5 y 6). Además, se colocó una estación meteorológica externa en junio de 2.011. La localización de los sensores internos se detalla en la figura 7.55.

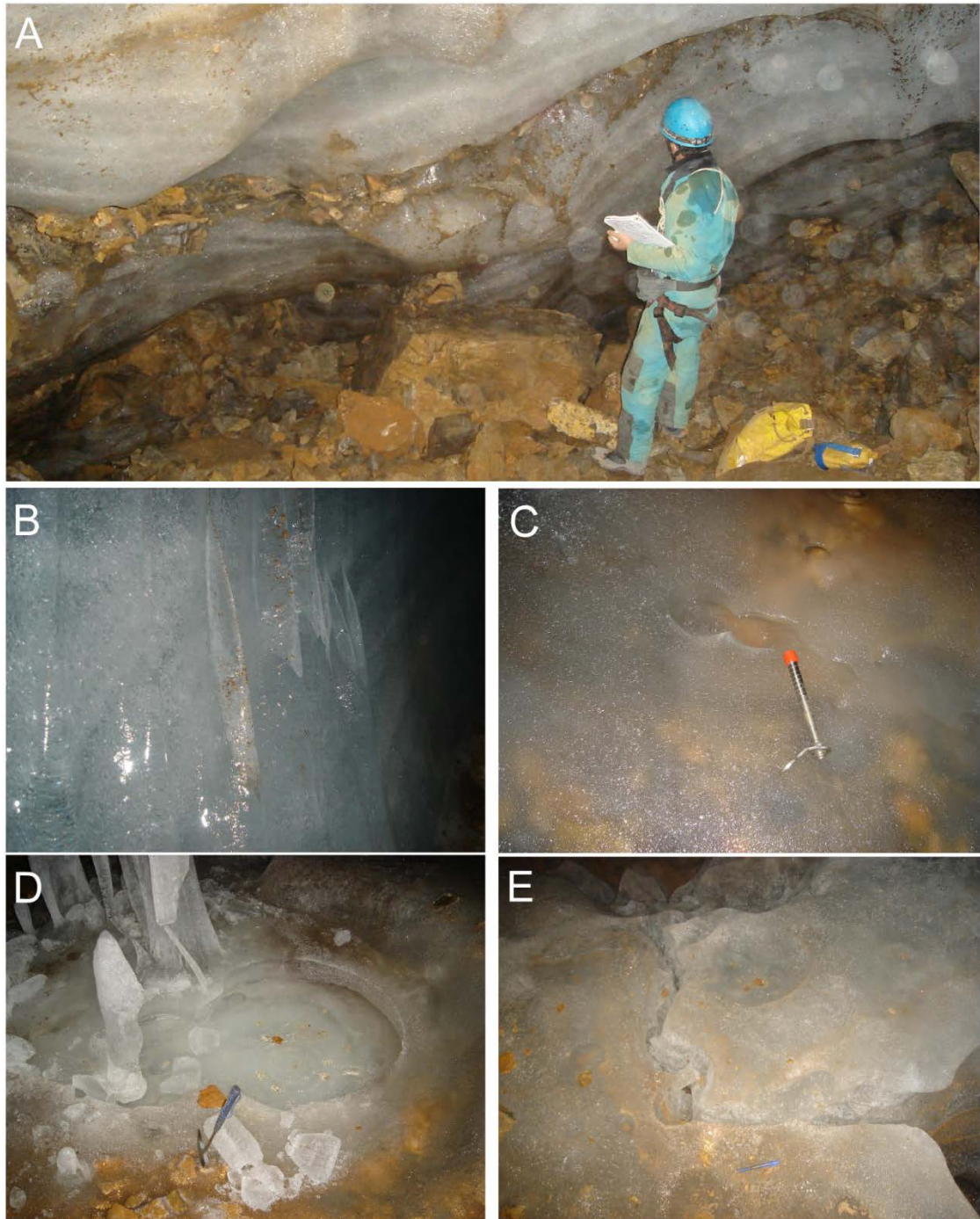


Foto 7.23. Morfologías criokársticas de ablación en la cavidad A294. A: golpes de gubia en el muro de hielo, B: lapiaces, C: depresiones de fusión, D: poza, E: canal de desagüe.

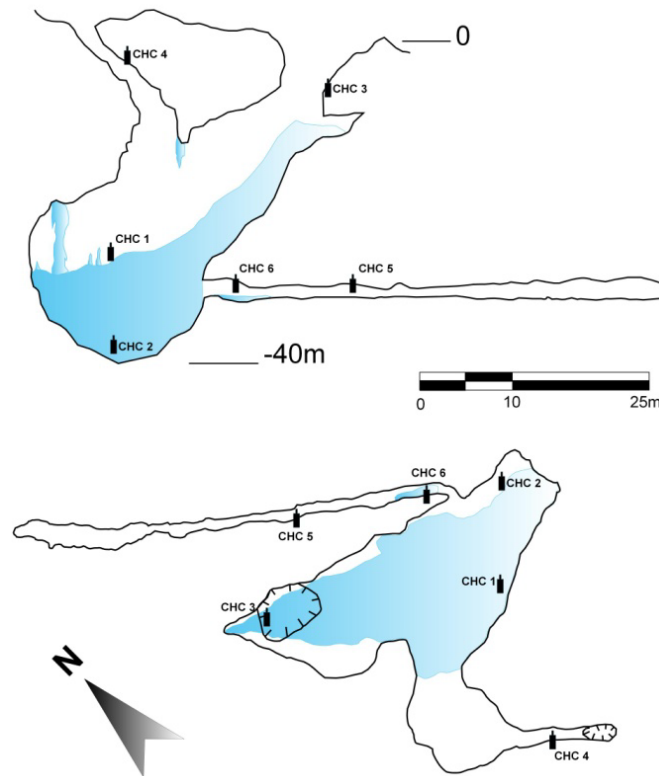


Figura 7.55. Ubicación de los sensores de T/HR en la cueva A294 en una sección vertical y en planta

a) Relaciones entre variables ambientales internas y externas

La comparación entre las temperaturas interna y externa indica un comportamiento del clima de la cueva diferente durante distintos periodos (Figura 7.56). Las fases que se describen a continuación se han referenciado al último año de medidas, ya que es el primero en el que se cuenta con la referencia de la temperatura externa.

Fase estival

Esta fase va desde junio hasta octubre, aunque las fechas pueden variar de un año para otro. Durante esta fase no hay conexión entre las temperaturas internas y externas, de modo que puede hablarse de un periodo cerrado. Mientras que la temperatura externa puede alcanzar los 25°C, las de la cueva permanecen constantes ligeramente por encima de 0°C. Las grandes oscilaciones térmicas que muestran las condiciones externas no encuentran correlación con la atmósfera de la cueva.

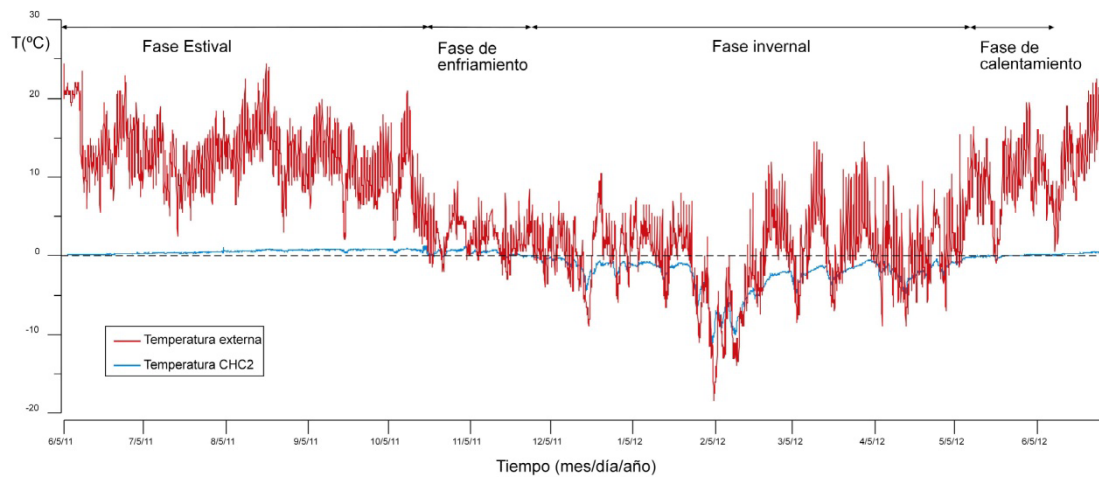


Figura 7.56. Evolución de las temperaturas externa e interna (sensor CHC2) en la cavidad A294.

Sin un flujo de aire desde el exterior, los principales factores que controlan el ascenso de la temperatura en esta fase son el agua, tanto la de goteo como la que entra directamente por la entrada (Badino, 2010; Perşoiu *et al.*, 2011b), el calor geotermal y la fusión del hielo.

Fase invernal

En este periodo (de diciembre a mayo) las temperaturas están permanentemente por debajo de 0°C. Esta situación es estable desde noviembre hasta mayo, también con ligeras variaciones dependiendo de las condiciones de cada año. El periodo muestra una estrecha correlación entre las condiciones externas y las de la cavidad. Todos los cambios de temperatura fuera y dentro se producen en fase, de modo que puede considerarse un periodo abierto. Esta dependencia está relacionada con importantes entradas de aire frío que penetra en la cueva forzando a la temperatura a caer por debajo de los 0°C y sin permitir que ésta vuelva a recuperarse de nuevo. Al final de esta fase, la entrada de agua de goteo procedente de la fusión nival y la lluvia, junto con el final de la entrada de aire frío, provocan el progresivo calentamiento de la cavidad. La temperatura registrada en el límite del pozo de entrada y la de la cueva tienen una marcada correlación ($r^2 = 0,87$) durante esta fase.

Aparte de las mencionadas, se constata la existencia de dos fases más de transición relativamente cortas.

Fase de enfriamiento

La transición entre la fase estival y la invernal coincide con el periodo en el que las caídas de las temperaturas externas empiezan a reflejarse en las temperaturas internas. Las primeras entradas de aire frío empiezan pero las recuperaciones inmediatamente posteriores detienen el enfriamiento en el interior de la cueva. La temperatura comienza a bajar de 0°C en esta fase pero no de forma permanente y por tanto, las condiciones imperantes son periglaciares. La fase de enfriamiento va de octubre a noviembre.

Fase de calentamiento

Representa el comienzo del comportamiento diferenciado entre las condiciones internas y externas. Hay un claro ascenso en la temperatura exterior pero muy amortiguado en la atmósfera de la cueva, donde la temperatura permanece en torno a 0°C durante este periodo, que se extiende entre mayo y junio.

Como se ha comentado, de las dos entradas de la A294, la principal es un gran pozo y la secundaria una trinchera más pequeña. Ambas se ubican a la misma altitud. Sin embargo, a pesar de que las condiciones climáticas externas son iguales para ambas, observando los datos de temperatura del aire se pueden apreciar algunas diferencias (Figura 7.57). Se observa claramente que el sensor CHC4, situado en la trinchera, registra temperaturas menos extremas y con una menor amplitud térmica que el CHC3, que está en la entrada principal. Además, la temperatura del aire en el sensor de la trinchera es más cálida durante la mayor parte del año. Este hecho sugiere un patrón de circulación del aire en el que la entrada mayor constituye el principal acceso del aire frío a la cueva, mientras que la trinchera actúa como salida del aire más caliente empujado por el frío (Figura 7.58). Cuando la cueva se encuentra en el periodo cerrado, estas diferencias se reducen considerablemente o incluso desaparecen y ambos sensores muestran un comportamiento idéntico. Por tanto, la cueva tiene un efecto chimenea durante la temporada en que la atmósfera interna está conectada a la externa, principalmente en invierno. Sin embargo, en verano hay un comportamiento reversible del efecto chimenea y en su lugar la cueva actúa como una trampa térmica. Se han descrito patrones similares en otras cuevas heladas como Monlési, en el Jura suizo (Luetscher y Jeannin, 2004b) o Focul Viu en Rumanía (Perşoiu *et al.*, 2007). Este hecho nos permite clasificar a la cavidad A294 como una cueva helada estatodinámica (Luetscher y Jeannin, 2004a).

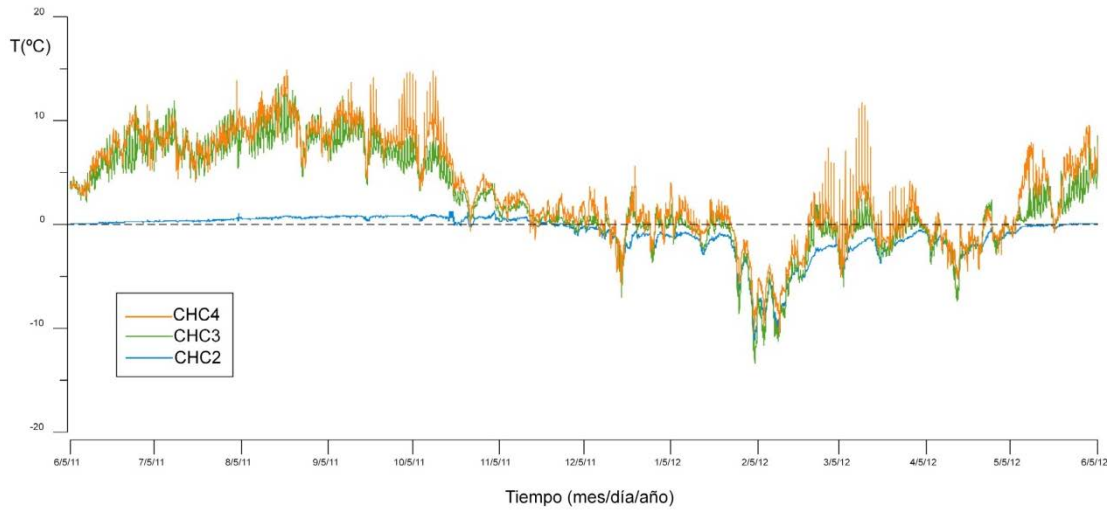


Figura 7.57. Comparación del registro de los sensores CHC2, 3 y 4.

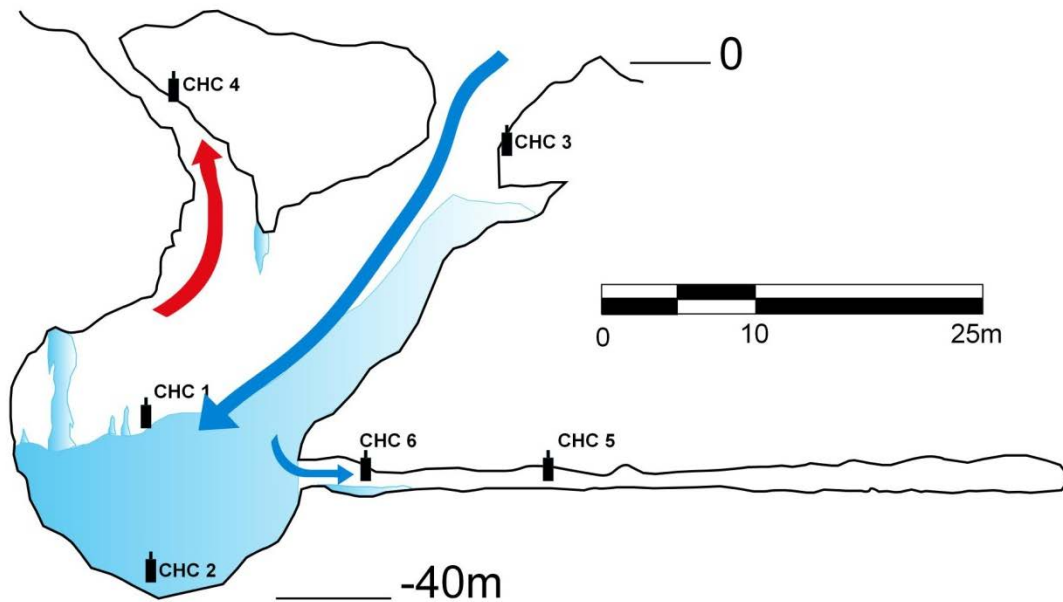


Figura 7.58. Modelo de circulación invernal del aire en la cueva A294.

ii. Variabilidad ambiental interna

Así como los sensores CHC3 y 4 están fuertemente influenciados por las condiciones externas debido a su posición, el resto de sensores reflejan propiamente las condiciones climáticas de la zona interna de la cavidad. La tabla 7.18 y la figura 7.59 muestran los datos de temperatura del año 2.011-2.012 y la duración de las diferentes fases para los cuatro sensores interiores.

El área más alejada de la entrada (sensor CHC5, Figura 7.59) muestra una oscilación térmica menor comparada con la de la sala (CHC1 y 2). Esta área, distante del cuerpo de hielo y de las influencias externas, alcanza las temperaturas más altas y tiene la fase invernal más corta, manteniendo condiciones de helada permanente sólo mes o mes y medio al año.

		CHC1	CHC2	CHC5	CHC6
2011-2012	Min.	-8,43	-11,146	-4,408	-7,477
	Max.	1,588	1,453	1,588	0,77
	Rango	10,018	12,599	5,996	8,247
	Media	-0,42	-0,776	0,268	-0,606
Estival	Min.	0,004	0,004	0,004	0,024
	Max.	1,558	1,344	1,588	0,77
	Rango	1,554	1,34	1,584	0,746
	Media	0,779	0,584	0,944	0,353
Enfriamiento	Min.	-0,535	-0,283	-0,732	-0,507
	Max.	0,079	1,453	0,715	0,605
	Rango	0,614	1,736	1,447	1,112
	Media	-0,098	0,399	-0,012	0,221
Invernal	Min.	-8,43	-11,146	-4,408	-7,477
	Max.	-0,004	-0,024	0	-0,004
	Rango	-8,39	-11,122	4,408	-7,473
	Media	-1,68	-2,221	-1,314	-1,428
Calentamient.	Min.	-	-0,563	-1,842	-0,004
	Max.	-	0,051	0,163	0,051
	Rango	-	0,614	2,005	0,055
	Media	-	-0,129	-0,469	0,007

Tabla 7.18. Datos de temperatura en cada fase y sensor para el año 2.011-2.012.

El retraso en el establecimiento de las condiciones invernales puede ser de hasta dos meses comparado con el sensor CHC2. La fusión temprana en esa zona puede deberse no sólo a la distancia al cuerpo de hielo y los flujos de aire externos sino también al calor transmitido por advección desde la roca.

La fase invernal se establece en el sensor CHC6 de manera sincrónica al CHC2. Las condiciones son muy uniformes y similares en estos dos sensores aunque en el primer caso con una fase invernal más larga, temperaturas menos extremas y menores oscilaciones térmicas durante el año.

Los sensores CHC1 y 2 registran datos muy parecidos, si bien las condiciones son algo más frías en el CHC2. La posición de este sensor en la parte más profunda de la

cueva y junto al gran bloque de hielo hace que marque las temperaturas más bajas y mantenga las condiciones frías durante más tiempo.

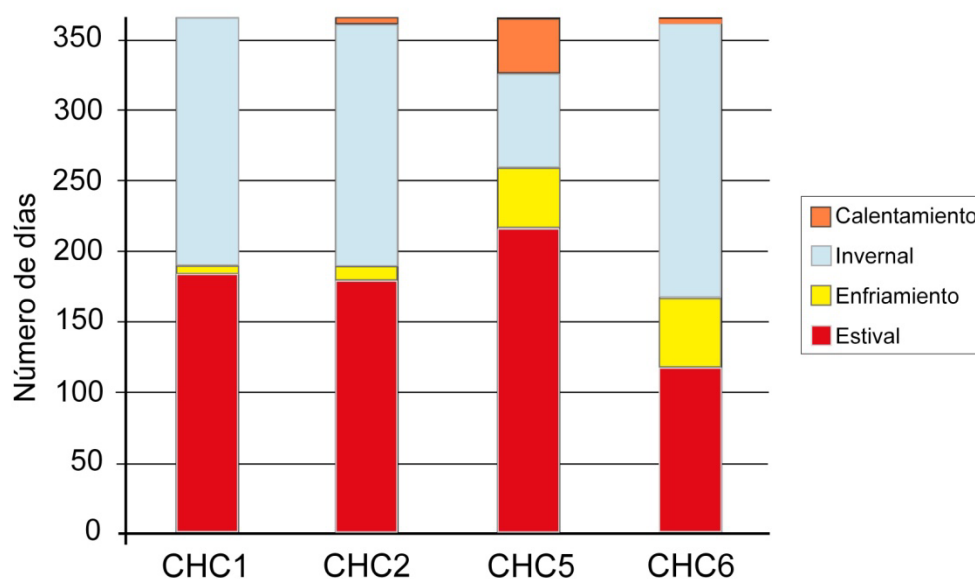


Figura 7.59. Duración, en días, de las distintas fases en los sensores internos.

iii. Origen, características y dinámica actual del hielo

Los procesos de formación de hielo dentro de una cavidad pueden ser muy variados y por tanto también los tipos de hielo lo son. En algunos trabajos se resume la amplia tipología reconocida (Luetscher y Jeanin, 2004a; Ford y Williams, 2007), donde se distinguen hasta siete tipos distintos de hielo en cuevas (Tabla 7.19).

Los tipos de hielo subsuperficial que hemos observado en el macizo de Cotiella son de congelación (especialmente formando espeleotemas) y de neviza. En la poza de la A294, cuando alcanza el final del otoño con agua en su interior, es seguro que se formará hielo de congelación de agua de lago pero para comienzos de verano la poza vuelve a estar ya con agua en su interior y por tanto no hemos podido observarlo.

El hielo de congelación se encuentra mayoritariamente sobre la superficie del depósito principal, en la zona más alejada de la rampa. Parte del hielo, como se ha descrito anteriormente, está en forma de espeleotemas, constituyendo los dos conjuntos estalagmíticos y la gran columna. Los conjuntos estalagmíticos, con mayor o menor tamaño, se forman todos los años. No así la columna, que precisa de condiciones excepcionales de aporte de agua y frío, habiéndose observado sólo en 2.009 dentro del período 2.002-2.012 (para información previa a 2.008, Ramón Queraltó, comunicación

personal). Tras desmoronarse en verano, los fragmentos de la columna pueden permanecer hasta tres años sobre la superficie del depósito. Aparte de coladas y cortinas que recubren parcialmente las paredes de la cueva e incluso parte del muro de hielo, existe a comienzos del verano un recubrimiento importante de los derrubios rocosos, con crecimiento de cristales de hasta tres centímetros de eje mayor. Otro importante volumen de hielo de congelación se genera en el entorno de la poza, debido a la congelación no sólo del goteo sino también del agua que rellena la misma por la fusión del hielo de la temporada anterior.

Tipo de hielo	Descripción	Formación	Bibliografía
Firn	Opaco a azulado, en capas	Acumulación de nieve en cuevas con forma de saco que se densifica y recristaliza con un componente de infiltración	Maire (1990); Bini y Pellegrini (1998)
Intrusivo	Hielo masivo sublimado en salas o con formación de escarcha	Auténtico hielo glaciar intruido en cuevas en el sustrato rocoso de un glaciar	Ford <i>et al.</i> (1976)
Congelación (goteo, colada, pavimento)	Espeleotemas. Policristalino, de claro a opaco.	Congelación de agua de infiltración	Kyrle (1923); Viehmann y Racovita (1968); Pulinowa y Pulina (1972); Racovita (1994)
Congelación (lago)	Hielo policristalino claro o grueso. Puede contener burbujas	Agua estancada que se congela de techo a base. Puede incorporar agua de infiltración y escarcha caída	Marshall y Brown (1974)
Escarcha	Agujas, rosetas y platos hexagonales de hasta 0,5 m. Prismas hexagonales de tamaño pequeño	Aire húmedo condensado sobre las paredes de la cueva a $T < 0^{\circ}\text{C}$	Waldner (1933); Halliday (1966); Lauriol y Clark (1993)
Hielo en sedimentos clásticos	Agujas, lentejones, masas irregulares o extrusiones entre partículas	Congelación de sedimentos húmedos	Pulinowa y Pulina (1972); Schroeder (1977, 1979)
Extrusivo	Cristales fibrosos curvos similares a flores de yeso de hasta 20 cm de longitud	Agua superenfriada forzada a través de microfisuras en roca a menos de 0°C . Se congela conforme emerge por las paredes de la cueva	Ford y Williams (1989)

Tabla 7.19. Tipos de hielo en cuevas (modificado de Luetscher y Jeanin, 2004a).

El resto de hielo de este tipo se reparte entre el área donde desemboca la entrada secundaria, en forma generalmente de coladas y estalactitas, y la galería. En ésta se forma un pavimento en los primeros metros de dimensiones, espesor y duración variables. Generalmente se funde a lo largo del verano pero en algunos años permanecen fragmentos helados hasta el regreso de las temperaturas bajo cero.

La cueva helada A294 aloja un cuerpo de hielo que en su zona central tiene una potencia medida de 9,25 m, si bien no se puede alcanzar totalmente la base del hielo

debido a los derrubios acumulados. Sumado al de la rampa, el volumen total de hielo existente es de casi 250 m³.

El principal cuerpo de hielo de la A294, sobre el que se han realizado todos los análisis y dataciones, está formado casi en su totalidad por hielo de neviza (Foto 7.24). El mecanismo de formación implica la densificación y recristalización de nieve antigua acumulada en el interior de la cavidad, introducida a través de la entrada principal. Dicho mecanismo, y el propio término de neviza, remite a los procesos de formación de hielo glaciar con los que guarda similitudes aunque también existen algunas diferencias importantes.

Como en los glaciares, la intervención de agua líquida en el amalgamamiento de los copos de nieve antigua merced a su posterior congelación es importante. De hecho, los depósitos de hielo subsuperficial de este tipo siempre contienen una proporción sustancial de hielo procedente de agua de infiltración (Bini y Pellegrini, 1998; Ford y Williams, 2007). El origen del agua puede ser tanto de goteo como de fusión de nieve situada en zonas más altas de la rampa.

En cuanto a las diferencias, el papel que desempeña la carga de nieve más reciente en la compactación de la nieve antigua para aumentar su densidad no es relevante en el caso de la cueva. En nuestro depósito la potencia de hielo es ligeramente superior a los nueve metros en la actualidad. En condiciones climáticas más favorables y con un volumen de hielo mayor no pudo alcanzar muchos metros más debido a la restricción de tamaño que impone las dimensiones de la cavidad. Por tanto, en ningún caso el peso del material suprayacente ha podido ser el causante de la compactación y transformación en hielo de la nieve atrapada en la cueva.

El acceso de la nieve a la cueva se produce mediante varios mecanismos distintos. Uno de ellos es la entrada cuando nieva a través de la boca principal dado su gran tamaño y conexión directa con el interior de la cavidad. Un segundo mecanismo es la caída de cornisas de nieve formadas en el borde de la entrada principal. Dichas cornisas se forman incluso en épocas en las que la innivación en el exterior aún no es importante, como puede ser a primeros de noviembre. El otro mecanismo es el viento que, a lo largo de toda la temporada en que existe nieve en el exterior (noviembre-mayo), produce una removilización de la nieve facilitando su entrada a la cueva. Debido a la topografía del exterior, se pueden descartar las avalanchas como medio de entrada de nieve a la cueva.

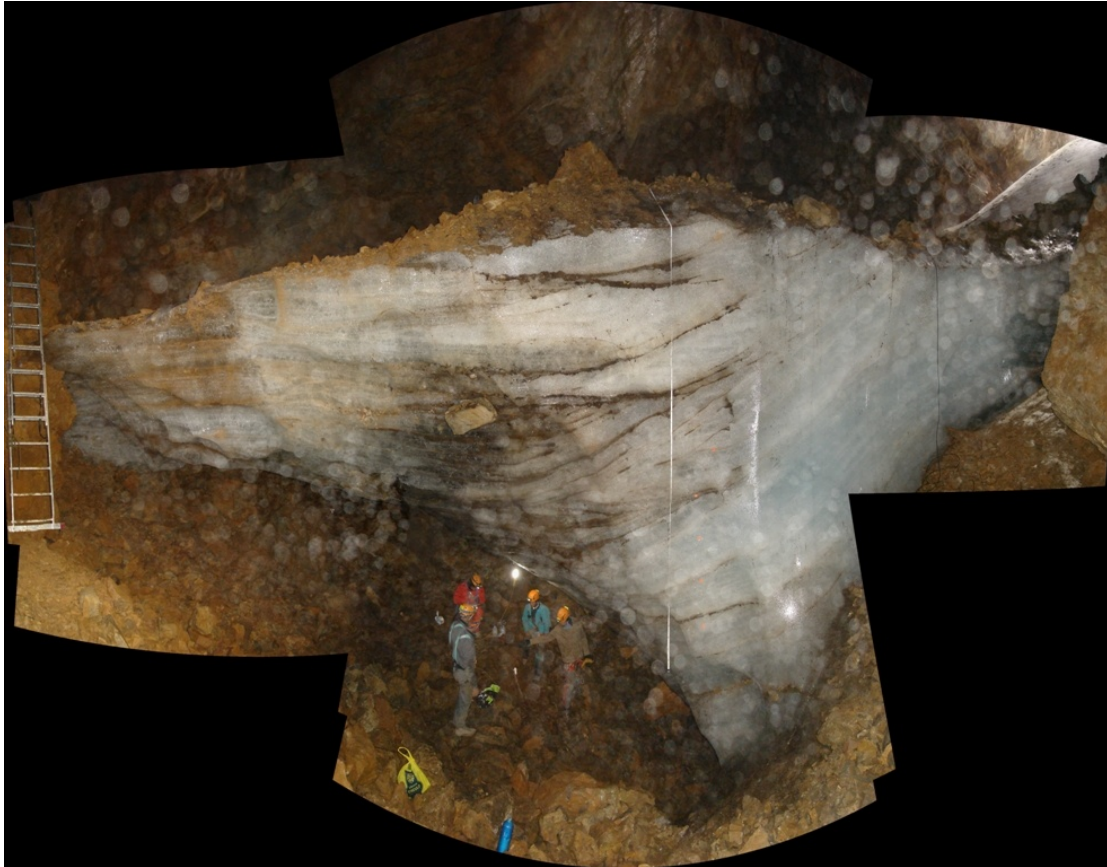


Foto 7.24. Depósito de hielo de la cueva A294 (mural elaborado a partir de 17 fotografías).

La nieve que penetra a través de la entrada principal se redistribuye tras deslizarse por la rampa, acumulándose sobre la superficie horizontal del depósito. Sin embargo, en las condiciones actuales, no se produce acumulación sobre el mismo sino que desliza a través de un canalizo abierto entre el hielo y la pared rocosa, formándose un cono que la mayor parte de los años está fundido completamente en el otoño temprano.

La nieve que entra por la entrada secundaria representa una fracción cuantitativamente menor y de escasa importancia. Construye un pequeño cono de escasa duración. No siempre se forma y cuando lo hace desaparece a lo largo del verano. En ocasiones, nevadas importantes pueden taponar dicha entrada.

El depósito posee una estructura interna compleja (Figura 7.60). Se observan numerosos niveles detríticos compuestos por una proporción variable de sedimentos y materia orgánica. Los sedimentos de mayor tamaño son gelifractos procedentes del techo de la cavidad, si bien abunda más la fracción fina. El viento es el responsable de la entrada de materia orgánica, siendo casi toda macrorrestos vegetales. En ocasiones no aparece ligada a niveles detríticos, aunque sí mayoritariamente. Hay que reseñar que los

niveles detríticos constituyen discontinuidades estratigráficas, interpretadas como parones en el proceso de acumulación de hielo.

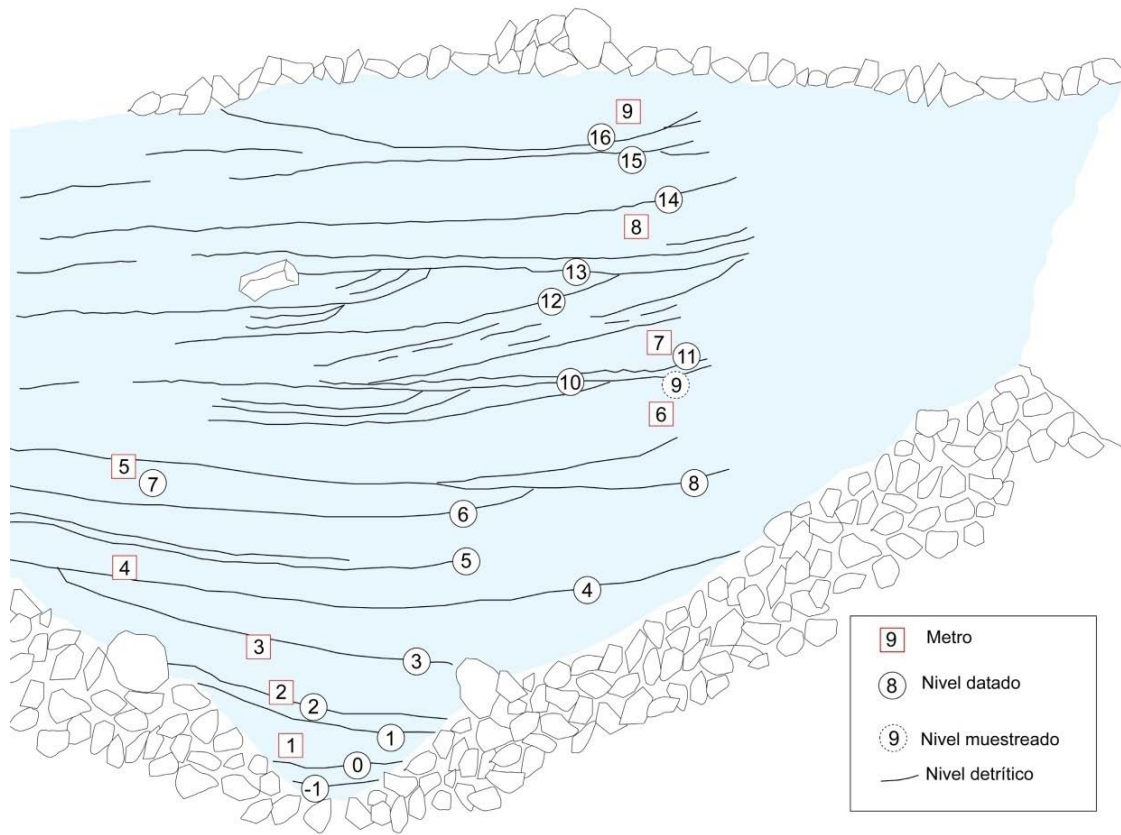


Figura 7.60. Esquema de la estructura interna del depósito de hielo.

El hecho de que el mecanismo principal de alimentación sea la entrada de nieve impulsada por el viento explica la estructura interna del depósito. La geometría de las discontinuidades guarda similitud con una duna de sotavento. Esta estructura interna es habitual en neveros ubicados en superficie, donde se aprecian similares niveles detríticos separando unidades de nieve retrabajada por el viento. Tal y como ocurre con los glaciares, el balance de masas anual es la diferencia entre la cantidad de hielo generado durante el año y la cantidad de hielo fundido:

$$\Delta m_a = \Delta m_g - \Delta m_f$$

En el caso de la A294 la generación de hielo puede implicar dos procesos distintos, la congelación (m_c) y la transformación de nieve (m_n). Por tanto, el balance de masas será:

$$\Delta m_a = \Delta(m_c + m_n) - \Delta m_f$$

La dinámica actual del depósito es claramente desfavorable a la acumulación de hielo. El único proceso generador de hielo en la actualidad es el de congelación de aguas de goteo. Mediante este procedimiento se han medido espesores de hielo nuevo de hasta 19,5 cm (año 2.009, el de mayor formación de hielo en el periodo 2.008-2.012) constituyendo un recubrimiento bastante homogéneo pero restringido al entorno de la poza, que es la zona donde se concentra la mayor parte del aporte hídrico por goteo. Sin embargo, para cada última visita anual a la cueva (octubre-noviembre) siempre se ha completado la fusión de todo el nuevo hielo de congelación. Por tanto, se trata de un proceso altamente dinámico, con elevadas tasas de formación y ablación pero con balance de masa negativo.

La no acumulación neta de nieve es un hecho comprobable. En los últimos años la nieve que entra en la cavidad no ha superado la barrera que constituye la cresta de la morrena de nevero. Los años de mayor entrada de nieve han sido 2.009 y 2.010. En algunos años, especialmente en 2.012, en pleno mes de agosto la rampa ha quedado totalmente desprovista de nieve, exponiendo todo el hielo a la ablación. Una comparación fotográfica se muestra en las fotos 7.25 y 7.26.

El depósito de hielo presenta una evidente fusión generalizada que hace apreciable, a simple vista de año en año, una dramática disminución en el volumen de hielo. La ablación se centra principalmente en la pared y en la base, mientras que la zona superior aparentemente se beneficia del aislamiento producido por el grueso recubrimiento de derrubios que posee.

El muro está en contacto con aire caliente que procede tanto del exterior como de la galería lateral. El efecto son los grandes golpes de gubia que afectan a la pared (Foto 7.23 A) produciendo la sublimación del hielo. Se ve afectado igualmente por la escorrentía procedente del goteo del techo y la fusión de nieve de la rampa. Esta se concentra sobre todo en la parte del muro que conecta la rampa con el bloque principal.



Foto 7.25. Comparación de la cantidad de nieve en la rampa de entrada a la cueva A294 en el período 2.008-2.012.



Foto 7.26. Detalle del alcance de la nieve respecto a la morrena de nevero en los años 2.008, 2.009 y 2.010. Se ha señalado como referencia el mismo bloque.

Durante los años 2.008 y 2.012 se han introducido tornillos de hielo de 20 cm de longitud en distintos puntos de la pared de hielo. Al regresar en julio todos los años han sido recogidos en el suelo, siendo por tanto de manera homogénea la reducción de hielo en el muro superior a 20 cm/año.

Si se considera que la superficie media es de 50 m² en el muro de hielo y que el espesor de fusión anual es de 25 cm, un volumen orientativo de hielo que se pierde en la cueva es de 12,5 m³/año.

La primera visita a la cueva A294 data de 1978, de la que existe una topografía realizada por el GECA. Entonces no existía el muro de hielo sino que el depósito alcanzaba la pared de roca mediante una pequeña rimaya. La distancia entre el borde del muro de hielo y la pared rocosa es actualmente de 7,35 m. Por tanto, para los últimos 34 años, la velocidad media de retroceso del muro ha sido de 21,6 cm/año. Considerando que entre 2.008 y 2.012 ha sido mayor de 20 cm/año, puede afirmarse que la pérdida de hielo durante los últimos cuatro años es igual o mayor a la que se ha producido en las tres últimas décadas. La información suministrada por los sensores de la cavidad apunta hacia una duración cada vez mayor de la fase estival. Esto prolonga el periodo de temperaturas sobre cero y, por tanto, las condiciones desfavorables para la preservación del hielo. De mantenerse las condiciones de fusión actuales, en unos 20 años habrá desaparecido el depósito de hielo de la A294. Este problema afecta de manera general a numerosas cavidades de Europa, Asia y América del Norte (Kern y Perşoiu, 2013), que están sufriendo una rápida disminución en el volumen de hielo almacenado, con la consiguiente pérdida de información paleoclimática que eso supone.

El estatismo y progresiva fusión de este depósito de hielo contrasta con la dinámica de otras cavidades estáticas en zonas como el Jura, donde la renovación total de depósitos de hielo se produce con rapidez. Estudios efectuados en la cueva helada de Monlesi, que contiene un volumen de hielo de 6.000 m³, concluyen que la total renovación del depósito de hielo se completa en 200 años (Luetscher *et al.*, 2007). En nuestra cavidad, así como en otras cuevas heladas europeas (Kern *et al.*, 2004; Holmlund *et al.*, 2005), los procesos de formación y fusión son más lentos, de modo que posibilitan la preservación de hielo más antiguo.

Cronología del depósito de hielo

- i. Las dataciones de hielo subsuperficial

Disponer de un modelo cronológico detallado de un depósito de hielo subsuperficial es imprescindible para su utilidad en reconstrucciones paleoclimáticas. La datación del hielo es un problema no siempre solucionable. Se han aplicado diversos métodos, no todos con las mismas garantías ni alcance temporal (Tabla 7.20).

Método	Limitaciones	Bibliografía
Tritio	Rango temporal muy reducido	Borsato <i>et al.</i> (2004); Kern <i>et al.</i> (2004); Luetscher <i>et al.</i> (2007); Kern <i>et al.</i> (2009)
^{210}Pb	Contaminación por ^{210}Pb de origen detrítico	Luetscher <i>et al.</i> (2007)
$\delta^{18}\text{O}$	Granulometría del hielo. Impreciso por sí solo	Luetscher <i>et al.</i> (2007)
Determinación de la tasa de renovación del depósito	Precisa monitorizar a largo plazo para calcular el balance de masas	Luetscher <i>et al.</i> (2007)
U-Th en calcita criogénica	Las propias del método U-Th. Generalmente la calcita es más joven	Luetscher <i>et al.</i> (2007); Zák <i>et al.</i> (2008)
^{14}C en materia orgánica	La morfología y ubicación de la cueva debe permitir la entrada de materia orgánica	Citterio <i>et al.</i> (2005); Holmlund <i>et al.</i> (2005); Sancho <i>et al.</i> (2012)
Geoarqueología	Alcance temporal corto. Improbable en cuevas de alta montaña	Luetscher <i>et al.</i> (2007)
Contaje de capas	Depósito con un corte completo o sondeo integral	Luetscher <i>et al.</i> (2007)
Dendrocronología de restos de árboles contenidos	Necesidad de una cronología de referencia de la zona. Dificultad de que existan árboles en zonas altas o mecanismos que los introduzcan en la cueva. El tronco ha de conservarse en buen estado	Kern <i>et al.</i> (2004); Stoffel <i>et al.</i> (2009)
^{14}C en Calcita criogénica	Efecto reservorio, rangos de error grandes en muestras jóvenes.	Lauriol y Clark (1993), May <i>et al.</i> (2011)

Tabla 7.20. Métodos de datación aplicados en hielo en cuevas.

Un escenario adecuado para conseguir un control cronológico fiable de los depósitos de hielo subsuperficiales es un bloque con numerosos niveles detríticos, sin deformación en las capas por flujo del hielo y que contengan restos vegetales en los que realizar las dataciones mediante ^{14}C .

Los resultados obtenidos hasta ahora en otras cuevas heladas muestran un elevado número de depósitos con edades de algunos centenares de años como en Focul Viu (Rumanía) (Citterio *et al.*, 2005), Monlesi (Suiza) (Luetscher *et al.*, 2007), Lodowa (Polonia) (Hercman *et al.*, 2010) o Svarthammarhola (Noruega) (Lauritzen *et al.*, 2010). Son más escasos los depósitos en torno al millar de años como los del Abisso sul Margine d'ell Alto Bregai (Italia) (Citterio, 2005) y la cueva Scarisoara (Rumanía) (Perşoiu y Pazdur, 2011c).

Dataciones efectuadas en la A294 y modelo de edad

La pared del depósito de hielo permite acceder a todos los niveles detríticos que se encuentran en él. En todos estos niveles, e incluso a veces en el propio hielo, se encuentra una cantidad variable de materia orgánica macroscópica en forma de restos vegetales de diferentes especies. Algunos han podido ser identificados. La mayoría son agujas de pino negro (*Pinus muga*) aunque se han encontrado fragmentos de *Globularia repens* e incluso elementos completos de *Leontopodium alpinum*.

La recuperación de estos macrorrestos permite su datación por radiocarbono y, así, tener un control cronológico de la totalidad del depósito de hielo. Existe, no obstante, un factor de incertidumbre consistente en el tiempo transcurrido entre la muerte de la planta, su caída dentro de la cueva y su enterramiento en el hielo (Stoffel *et al.*, 2009). Dicho factor se puede despreciar en nuestro caso por diferentes causas. Se ha estimado entre 26 y 34 años la duración de un tronco de abeto rojo en bosques de Escandinavia (Storaunet y Rolstad, 2004). Aunque las condiciones climáticas puedan guardar similitud, las condiciones de innivación (que van a sepultar los restos durante varios meses al año) son distintas. Frente a la nieve polvo y seca propia de altas latitudes, en el Pirineo la nieve es más húmeda y densa. Por otro lado, el tamaño de los restos vegetales es más pequeño en el entorno de la cavidad estudiada y por lo tanto serán más susceptibles a la descomposición. Dada la casi total ausencia en la actualidad de árboles por encima de los 1.900 m en el circo de Armeña, de nuevo es el viento el principal mecanismo que introduce los restos vegetales en el interior de la A294.

Otra cuestión problemática son los hiatos. Los niveles detríticos, de los que proceden casi todas las muestras de materia orgánica, podrían representar momentos de fusión o de no acumulación de hielo en el depósito y por tanto constituirían hiatos en el registro. De ese modo sería posible, en condiciones muy desfavorables a la preservación del hielo, que desapareciera un nivel entero y se amalgamaran dos niveles detríticos de distinta edad.

Los dos problemas descritos no concurren en el caso estudiado. Por un lado, la consistencia en las dataciones realizadas es muy alta, obteniéndose una secuencia prácticamente continua y estratigráficamente coherente. Por otro lado, en algunos niveles se han realizado dos dataciones diferentes. Los resultados han sido totalmente concordantes. Por lo tanto asumimos que los hiatos representan periodos de tiempo muy cortos y que el tiempo transcurrido entre la muerte de la planta y su incorporación al depósito de hielo han sido muy breves.

Las muestras fueron tomadas entre el verano de 2.010 y 2.011 y todas pertenecen a niveles detríticos salvo la A294-10-7, que se encontraba aislada en una capa de hielo.

La preparación de las muestras y el pretratamiento para la datación por radiocarbono se llevaron a cabo en el laboratorio de ^{14}C del Departamento de Geografía en la Universidad de Zurich (GIUZ). La datación se hizo por AMS (espectrómetro acelerador de masa) con el acelerador tándem del Instituto de Física de Partículas en el Instituto Federal Suizo de Tecnología de Zurich (ETH). Las edades se calibraron con la curva IntCal09 (Programa Calib 6) (Reimer *et al.*, 2009). Los resultados indican una edad del depósito comprendida entre 6.095 y 1.901 años cal BP (Tabla 7.21).

Lab ID	Muestra	Tipo de material	Edad ^{14}C	95% rango	Calendar age (probabilidad media)
UZ-5986/ETH-44432	A294/11/-1	Planta terrestre	5320±35	5992-6208	6095
UZ-5987/ETH-44433	A294/11/0	Planta terrestre	5090±40	5743-5917	5818
UZ-5908/ETH-41311	A294-10-1	Planta terrestre	4745 ± 45	5446-5587	5496
UZ-5909/ETH-41315	A294-10-2	Planta terrestre	4405 ± 45	4858-5069	4984
UZ-5910/ETH-41312	A294-10-3	Planta terrestre	4185 ± 45	4578-4771	4719
UZ-5911/ETH-41313	A294-10-4	Planta terrestre	4060 ± 45	4423-4648	4552
UZ-5912/ETH-41317	A294-10-5B	Planta terrestre	3885 ± 45	4222-4422	4320
UZ-5913/ETH-41314	A294-10-6	Planta terrestre	3845 ± 45	4147-4414	4265
UZ-5914/ETH-41316	A294-10-7	Planta terrestre	3820 ± 45	4137-4359	4220
UZ-5915/ETH-41467	A294-10-8B	Planta terrestre	3540 ± 35	3703-3912	3828
UZ-5988/ETH-44434	A294/11/10	Planta terrestre	2985±35	3062-3270	3175
UZ-6042/ETH-45649	A294/11/11	Planta terrestre	2985±30	3071-3265	3175
UZ-5989/ETH-44435	A294/11/12	Planta terrestre	2990±35	3068-3270	3182
UZ-5990/ETH-44436	A294/11/13	Planta terrestre	2440±35	2355-2546	2487
UZ-5991/ETH-44437	A294/11/14	Planta terrestre	2215±35	2149-2331	2232
UZ-5992/ETH-44438	A294/11/15	Planta terrestre	2025±30	1895-2060	1974
UZ-5993/ETH-44439	A294/11/16	Planta terrestre	1950±35	1824-1952	1901

Tabla 7.21. Resultados de las dataciones realizadas en el depósito de hielo de la A294. Las edades finales están calibradas con la curva IntCal09.

Para la representación de las edades con la profundidad a la que fueron obtenidas en el depósito, se ha utilizado el programa BACON (Blaauw and Christen, 2011). Este programa calcula el mejor modelo estadístico bayesiano a partir de las dataciones disponibles y considerando sus respectivos márgenes de error. En el modelo conseguido (Figura 7.61), se puede observar una tasa de acumulación de hielo en la que alternan periodos con distintos ritmos, si bien se mantiene una tendencia bastante constante.

La tasa media de acumulación para todo el depósito es de 0,21 cm/año, sin embargo en algunos tramos se aleja de ese valor. Destacan tres intervalos con una tasa de acumulación manifiestamente superior y dos muy por debajo de la media (Tabla 7.22). Los periodos de mayor acumulación de hielo se caracterizan por su brevedad, de entre 100 y 250 años. Adicionalmente, se observan pequeños intervalos de alta acumulación y duración algo más breve (como 5.260-5.225 años BP). El resto de intervalos temporales muestran una gran variabilidad, yendo de casi 300 años hasta 1.150.

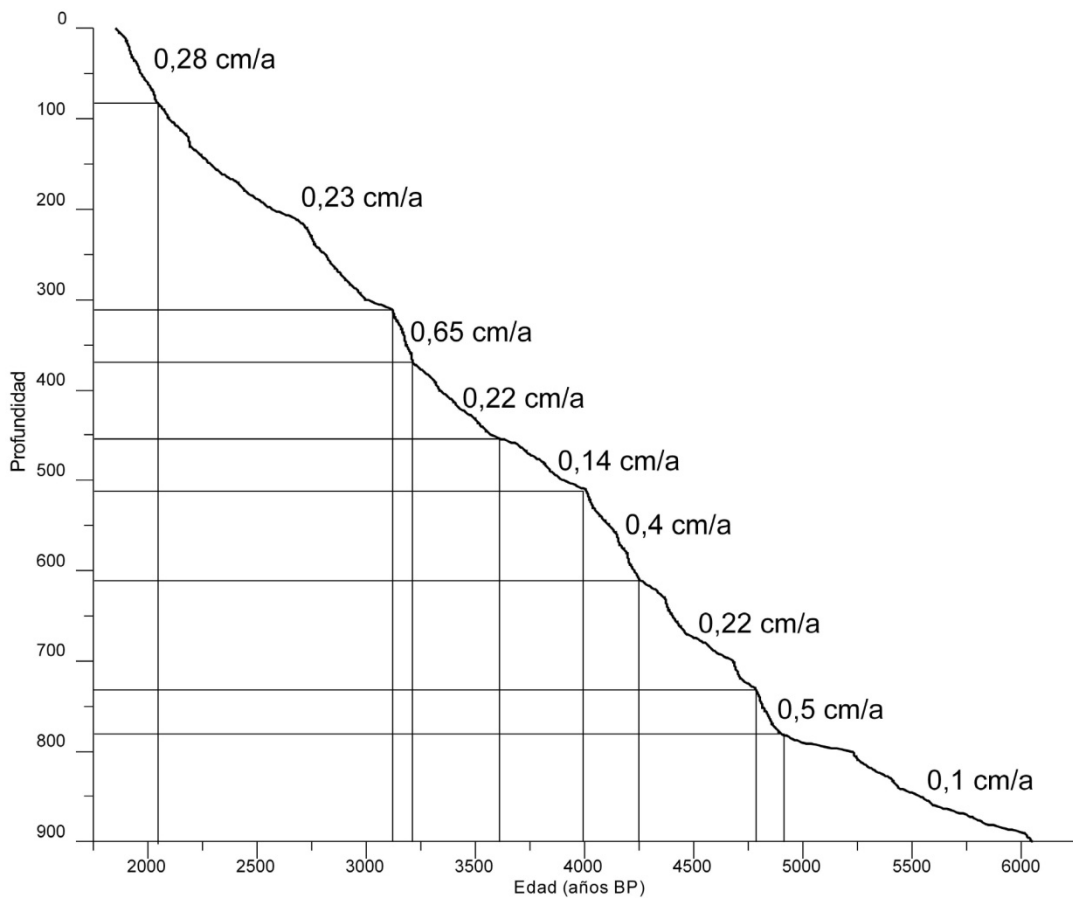


Figura 7.61. Modelo de edad-profundidad para el depósito de hielo de la cueva A294.

Intervalo de edad (años BP)	Tasa de acumulación (cm/a)
6.050-4.900	0,1
4.900-4.785	0,5
4.785-4.250	0,22
4.250-4.000	0,4
4.000-3.580	0,14
3.580-3.210	0,22
3.210-3.120	0,65
3.120-2.040	0,23
2.040-1.750	0,28

Tabla 7.22. Intervalos temporales y tasas de acumulación de hielo.

Isótopos del depósito de hielo

Conocer el modo en que la señal climática externa se transfiere al interior de la cavidad es el primer paso para usar el hielo subsuperficial como indicador paleoclimático (Perşoiu *et al.*, 2011a). En este sentido, es vital descubrir la relación existente entre la composición isotópica de la nieve, que origina principalmente el hielo de la A294, y del agua que penetra en la cueva y la del hielo de la misma. Como primer paso de este trabajo, se recogieron distintas muestras de lluvia, nieve, agua de goteo, nieve de la rampa y hielo.

i. Procedimiento de trabajo

El agua y la nieve muestreada para su análisis isotópico se ha recogido entre octubre de 2.011 y octubre de 2.012. La lluvia se ha cogido en Plan (1.100 m de altitud) mientras que la nieve se ha muestreado en el área entre Plan y la cueva A294 tras distintas nevadas durante el invierno, que ha sido excepcionalmente seco.

En el interior de la cueva se ha muestreado la nieve de la rampa y el propio depósito de hielo, tomando una muestra cada cinco centímetros a lo largo de toda la pared del bloque de hielo.

Todas las muestras (un total de 198), fueron microfiltradas, se almacenaron en frío y se analizaron en el laboratorio de la Universidad Autónoma de Madrid para determinar su composición en isótopos estables. El $\delta^{18}\text{O}$ se analizó en un Thermo GasBench acoplado en flujo continuo a un IRMS (Isotope Ratio Mass Spectrometer) Thermo Delta V Advantage. El δD se analizó por pirolisis en un EA Thermo 1112HT (Elemental Analyzer) acoplado en flujo continuo a un IRMS Thermo Delta V

Advantage. Los datos se expresan en ‰ en referencia a V-SMOW para el δD , y un estándar con certificado interno del laboratorio normalizado al V-SMOW para el $\delta^{18}O$. La desviación estándar del análisis es de 0,6‰ para el δD y 0,07‰ para el $\delta^{18}O$.

ii. Resultados e interpretación

Los principales datos obtenidos se muestran en la tabla 7.23. Los rangos son diferentes cuando se consideran la lluvia y la nieve, por un lado, y el goteo y la nieve de la rampa, por otro. En el primer caso, las diferencias entre el valor máximo y el mínimo son mayores. Este hecho puede reflejar los diferentes orígenes de las precipitaciones en esta parte de la cordillera, donde son comunes tanto frentes de procedencia atlántica como mediterránea.

Sin embargo, la nieve de la rampa, el hielo y especialmente el goteo muestran una menor variabilidad en los resultados. Consiguientemente, la desviación estándar que presentan es menor. La principal recarga de agua del epikarst se produce en primavera, cuando la fusión nival y las lluvias coinciden en el macizo. Por lo tanto, la señal isotópica de las aguas de goteo posiblemente indica una mezcla de aguas, lo que implica una homogeneización de sus composiciones isotópicas.

	$\delta^{18}O$ (‰ VSMOW)					
	Mínimo	Máximo	Rango	Media	σ	Muestras
Lluvia	-13,15	-0,01	13,14	-6,68	3,58	33
Nieve	-16,06	-7,26	8,79	-12,52	4,03	6
Nieve rampa	-9,66	-5,33	4,33	-7,5	2,17	3
Goteo	-9,1	-8,40	0,70	-8,74	0,25	6
Hielo	-13,13	-8,01	5,12	-10,21	1,05	183

Tabla 7.23. Datos generales de los isótopos de precipitaciones, nieve de la rampa, agua de goteo y hielo.

Al representar conjuntamente todos los datos (lluvia, nieve, goteo y hielo) muestran una excelente correlación ($r^2 = 0.97$) (Figura 7.62). La línea de correlación del hielo es muy similar la Línea Meteorica Global propuesta por Craig (1961), con la que guarda paralelismo. Resulta especialmente significativo el extremo ajuste, en general, de los valores del hielo, el agua de goteo y la nieve de la rampa. Llama también la atención que los datos de nieve de la rampa queden ligeramente por debajo del hielo, mientras que los del agua de goteo se sitúan justo por encima. Esto sugiere que la composición isotópica del hielo refleja la intervención de ambos –nieve y goteo- en su

formación, pudiéndose descartar procesos de fusión de la nieve y posterior recongelación que sí implicarían fraccionamiento isotópico (Yonge y MacDonald, 1999). El hecho de que no exista fraccionamiento isotópico durante el proceso de formación del hielo, valida al depósito de hielo de la cueva A294 para su utilización como indicador paleoclimático.

Es reseñable que la nieve de la rampa fue muestreada al menos cuatro meses después de la última nevada. Dicha nieve tiene textura de neviza, lo que indica que ha comenzado el proceso de transformación en hielo. Dicha transformación implica ya la mezcla de la nieve con el agua de goteo (Bini y Pellegrini, 1998), lo que explica el buen ajuste de los valores del agua de goteo a los del hielo.

Los valores que muestra el hielo del depósito muestran una gran variabilidad. La amplitud entre los valores máximo y mínimo es muy grande, alcanzando un 5 ‰. Como se ha dicho, existe una relación directa entre la señal de las precipitaciones y la del hielo. Hay que considerar, además, que el mecanismo de formación del depósito depende de la entrada de nieve en la cavidad. Por tanto, las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ del hielo deben estar relacionadas con cambios en el origen de las precipitaciones y en la duración y cantidad de cada uno de los eventos o efecto cantidad (Kazimierz *et al.*, 1993).

En la Figura 7.63 se han representado los isótopos del oxígeno respecto al tiempo. Se ha incluido también el modelo de edad-profundidad. Se aprecia una coincidencia entre cinco de los siete momentos de mayor tasa de acumulación de hielo, incluidos los tres principales, con picos de la curva del oxígeno que indican un mayor enriquecimiento en el isótopo pesado, si bien la variabilidad isotópica que presenta el registro es muy grande. Dado que la acumulación de hielo está ligada a los aportes de nieve y éstos a las precipitaciones, los momentos de mayor tasa de acumulación señalarán etapas de precipitaciones más abundantes. La entrada de frentes invernales de distinta procedencia, atlántica y mediterránea, justificaría la variabilidad isotópica medida en el hielo.

Otros factores que pueden afectar a la variabilidad del oxígeno pueden guardar también relación con el efecto cantidad. Un estudio más detallado de las precipitaciones actuales y su reflejo en el interior de la cavidad podrán ayudar a afinar la interpretación del conjunto del depósito.

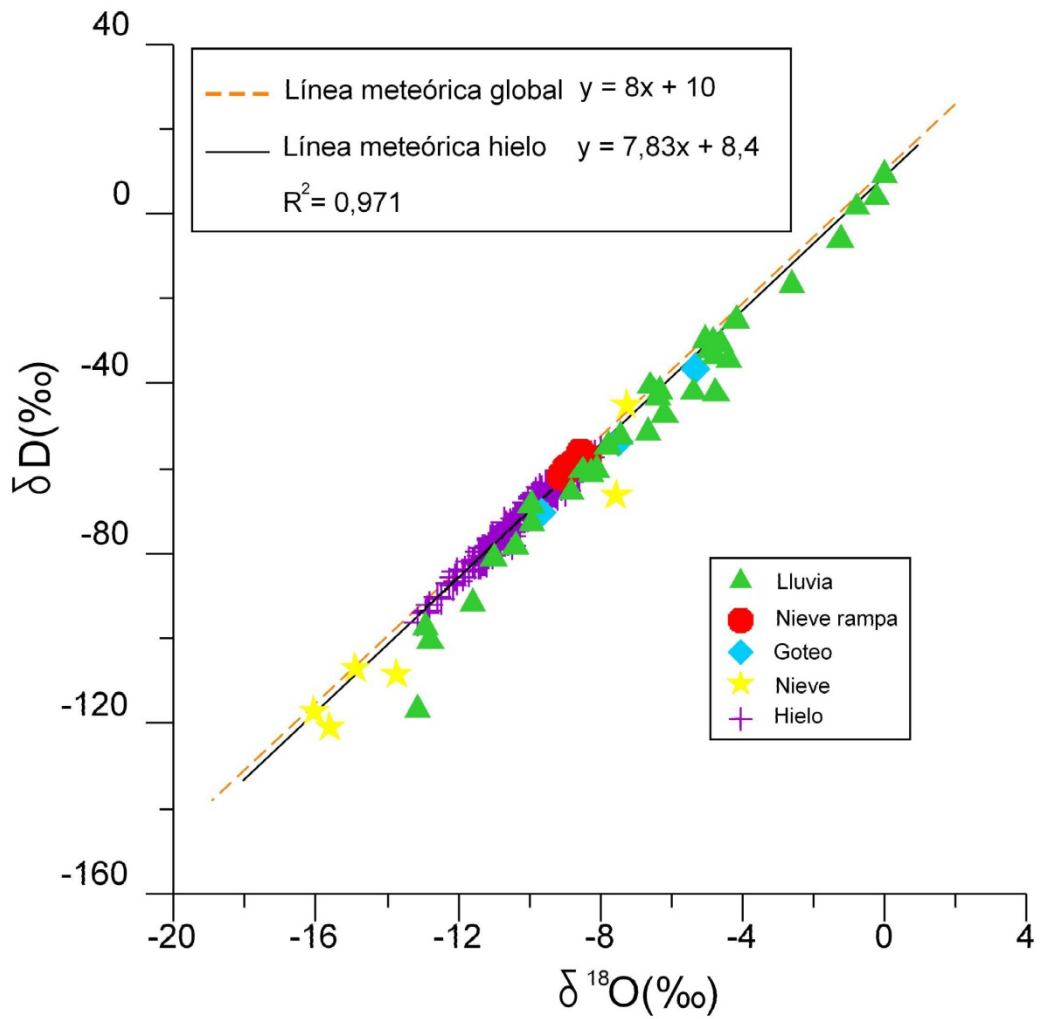


Figura 7.62. Representación de los valores de isótopos estables obtenidos de las precipitaciones, nieve de la rampa, agua de goteo y hielo.

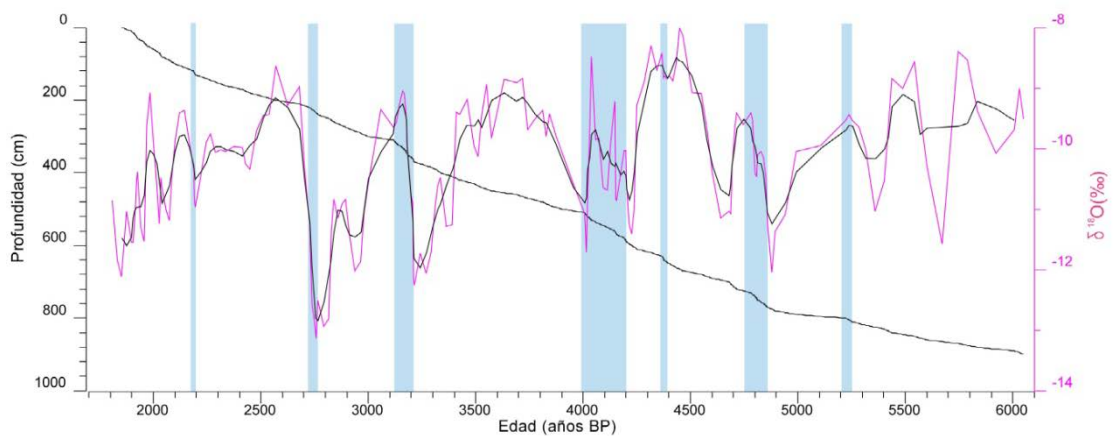


Figura 7.61. Distribución del $\delta^{18}O$ con el tiempo y relación con el modelo de edad-profundidad. En color negro se ha dibujado la media ponderada de la curva de isótopos. Las barras verticales indican fases de altas tasas de acumulación de hielo.

De acuerdo con esta interpretación preliminar, el depósito de hielo de la cueva A294 tiene un elevado interés como archivo paleoclimático. Facilita información sobre la evolución de las precipitaciones invernales y permite apreciar variaciones de carácter decadal a multiseccular.

7.4.8 Encajamiento y evolución de la red endokárstica

Como se ha expuesto, el macizo de Cotiella presenta un endokarst tremendamente fragmentado. Además, el grado de conocimiento espeleológico que de él se tiene dista mucho de ser homogéneo y completo. Con la información disponible no es posible elaborar un modelo conjunto a escala de macizo que ilustre las diferentes etapas de estabilidad en el patrón de encajamiento de los conductos kársticos subterráneos.

La zona de Armeña es la que ofrece más información. A partir del análisis de las topografías del sistema principal (A8-A11, A28 y A88) y de su representación bidimensional (Figura 7.64) y tridimensional (Figura 7.65), se pueden extraer varias conclusiones.

Se distinguen tres niveles donde predominan las galerías horizontales o subhorizontales, sugiriendo tres momentos de estabilidad. La primera de ellas se sitúa a unos 2.100 m de altitud. Está representada por las cavidades A28 y A88. Ambas tienen bocas a altitudes semejantes y están separadas por la marcada canal que surca longitudinalmente el circo de Armeña en su sector oriental, coincidente con una gran fractura. Por tanto, todo parece indicar que se trata de un mismo conducto que ha sido interceptado por procesos erosivos superficiales. Debido a la profusión de pozos decapitados por todo el circo, no se puede descartar la presencia de galerías anteriores que hayan sido completamente desmanteladas por la erosión glaciaria.

Un encajamiento posterior traslada el paleonivel de base a la cota 1.800. Este nivel está representado por la gran galería de la zona de Armeña, perteneciente a la cavidad A8. Su trazado, subparalelo a la anterior, no es netamente horizontal sino que en él se suceden ascensos y descensos (*loops* en la terminología de Ford y Williams, 2007). El tamaño de esta gran galería fósil alcanza los mayores diámetros observados hasta ahora en Cotiella.

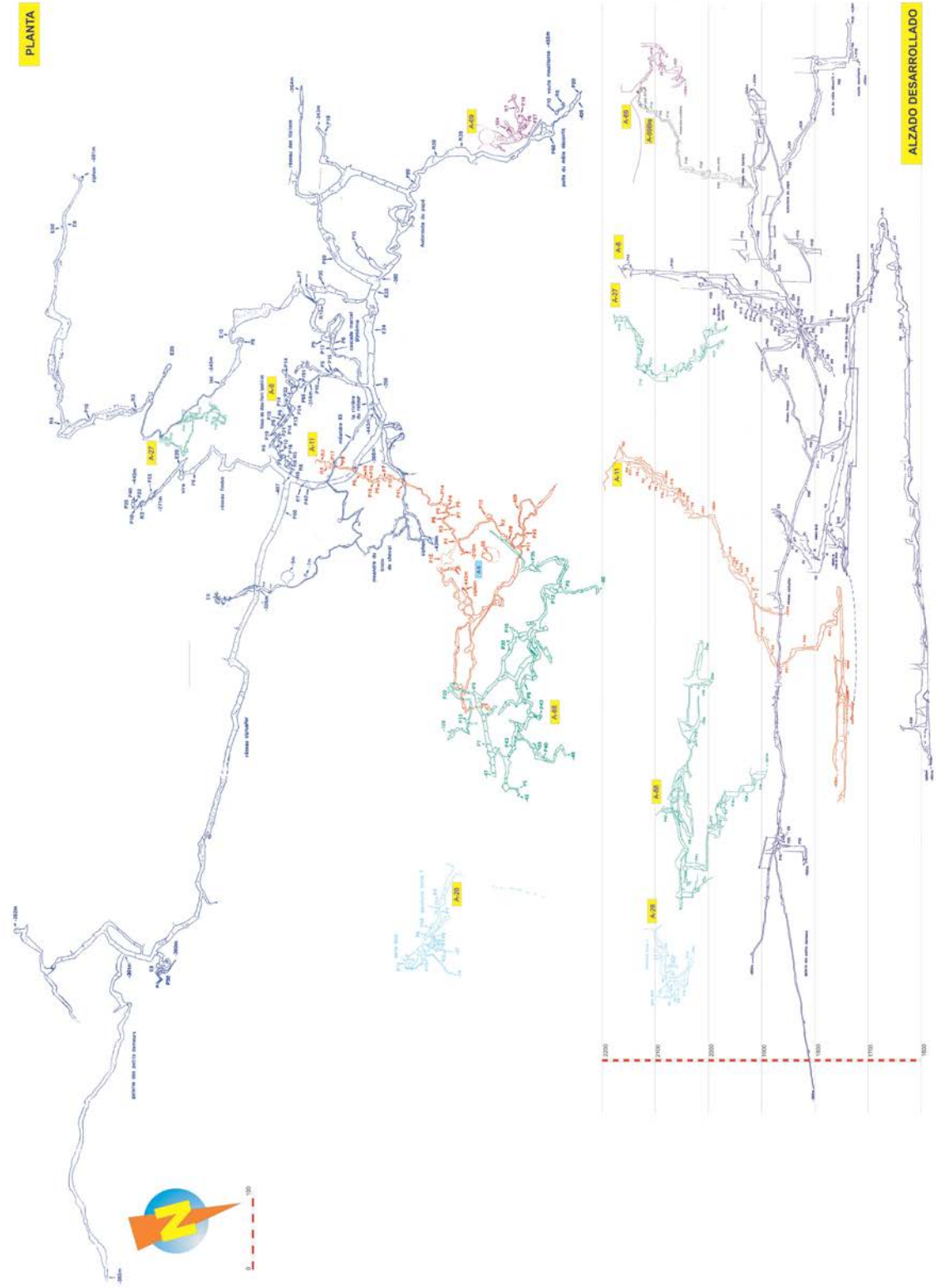


Figura 7.56. Planta y perfil del sistema de Armeña (realizado por Carles Pons). En rojo A-11, azul marino A-8, azul claro A-88, morado A-69 y turquesa A-27.

Un segundo encajamiento desciende el drenaje hasta el nivel activo en la actualidad. En este nivel se unen, mediante un sifón explorado en 2.012, las dos principales cavidades del macizo (A8 y A11) conformando el sistema de Armeña, con 9.339 m de recorrido y 601 de desnivel. La dirección de este nivel es distinta a los dos suprayacentes y gira nítidamente hacia el suroeste, con un ligero buzamiento en esa dirección.

Estos tres niveles de estabilidad en el nivel de base del karst del macizo ofrecen una interesante información sobre el paleodrenaje. Actualmente, y como ya se ha expuesto, la mayor parte del drenaje subterráneo está condicionado por el contacto entre las calizas cretácicas del bloque superior del manto de Cotiella y el impermeable margoso eoceno del bloque inferior. Está, por tanto, forzado por una característica de tipo litoestructural. Los niveles superiores, ajenos a este contacto litológico, muestran drenajes en otras direcciones distintas a la del valle del Irués. El conducto más nítido, el medio, condujo sus aguas hacia la cara este del pico de Reduno. La salida de esta gran galería debe hallarse bajo los canchales de esta vertiente de la montaña. El trazado del conducto superior, subparalelo, sugiere un mismo patrón de drenaje. Como se ha comentado en el apartado 7.4.2, es la dirección de estratificación la que controla el trazado de los niveles de galerías más importantes y por tanto es también este rasgo el que dirigió el drenaje antiguo del circo de Armeña. Cuando los pozos cortan la base del manto todo el drenaje cambia de dirección y vierte sus aguas hacia las surgencias de Fornos. La edad de los espeleotemas más antiguos aparecidos en la cavidad Pot au Feu documenta que la captura de la cuenca de Armeña hacia Fornos e Irués se produjo previa al MIS 15.

En la cabecera del valle del Irués, cerca del collado de Santa Isabel, se localizan varios niveles de galerías en pequeñas cavidades. El más alto se encuentra a 1.800 m, seguido de otro a unos 1.600 m entre los que se encuentra la Espluga Lasgüeriz. El último nivel es el funcional actualmente (sistema Graners-Chorro-Fornos). Todos ellos se alinean según el valle, en dirección ONO-ESE mientras descienden progresivamente. Los diámetros observados en Lasgüeriz son semejantes a los de las grandes galerías de la A8 y pertenecientes a un tiempo en el que ambos sectores estaban desconectados.

Por tanto, y a la luz de los datos disponibles actualmente, el endokarst de Cotiella ha tenido tres etapas de estabilización correspondientes a sendos niveles de base localizados en cotas progresivamente más bajas. Los dos anteriores al actual indican

direcciones de drenaje diferentes a la de Fornos, con las aguas subterráneas de Armeña siendo vertidas hacia el noreste por la montaña de Reduno. Sólo en la última fase se alcanza el nivel actual que redirige la mayor parte de los caudales subterráneos del macizo hacia Fornos aprovechando el contacto entre las calizas cretácicas y las margas eocenas de la base del manto.

La cavidad Pot au Feu representa el último nivel activo situado inmediatamente por encima del actual de Graners-Chorro-Fornos. La estalagmita más antigua datada en el Pot au Feu tiene algo más de 500 ka, y dicha cavidad está colgada 120 m sobre el nivel de base actual. Eso indica una tasa aproximada de incisión de la red de drenaje en el valle del Irués de 0,24 mm/año. En Sierra Nevada (EE.UU.), a partir de incisión fluvial en macizos calcáreos, se han obtenido valores dentro de un mismo rango (0,33 mm/año) (Stock *et al.*, 2005).

Los factores que han controlado el encajamiento del endokarst entre estas fases de estabilidad han sido principalmente dos. Uno es el relacionado con los cambios climáticos acaecidos durante el Cuaternario (últimos 2,58 Ma), sin poder precisar la edad del primer momento de estabilización. El principal agente han sido los glaciares, activos durante diferentes fases. Los ejemplos mostrados en el capítulo 5 evidencian rebajamientos de centenares de metros en el nivel de los fondos de valle principales, como por ejemplo en las artesas encajadas de la Inclusa, en el valle del Cinqueta. Un segundo factor a considerar es la elevación de la litosfera durante el final del Mioceno y el Cuaternario de la cadena pirenaica por descarga erosiva (Coney *et al.*, 1996; Vergés *et al.*, 1998; Fitzgerald *et al.*, 1999), acompañada de un posible rebote isotático del eje de la cadena, tal y como debería de suceder a partir del engrosamiento de la litosfera deducido en la parte central pirenaica (Zeyen y Fernández, 1994) junto con una anomalía negativa de Bouguer significativa (Casas *et al.*, 1997). El vaciado de la hasta entonces cuenca endorreica del Ebro (García-Castellanos *et al.*, 2003; Babault *et al.*, 2006; Calvet *et al.*, 2008; Arche *et al.*, 2010) propició un fuerte encajamiento de la red hídrica ya existente y un rejuvenecimiento del relieve en el Pirineo central.

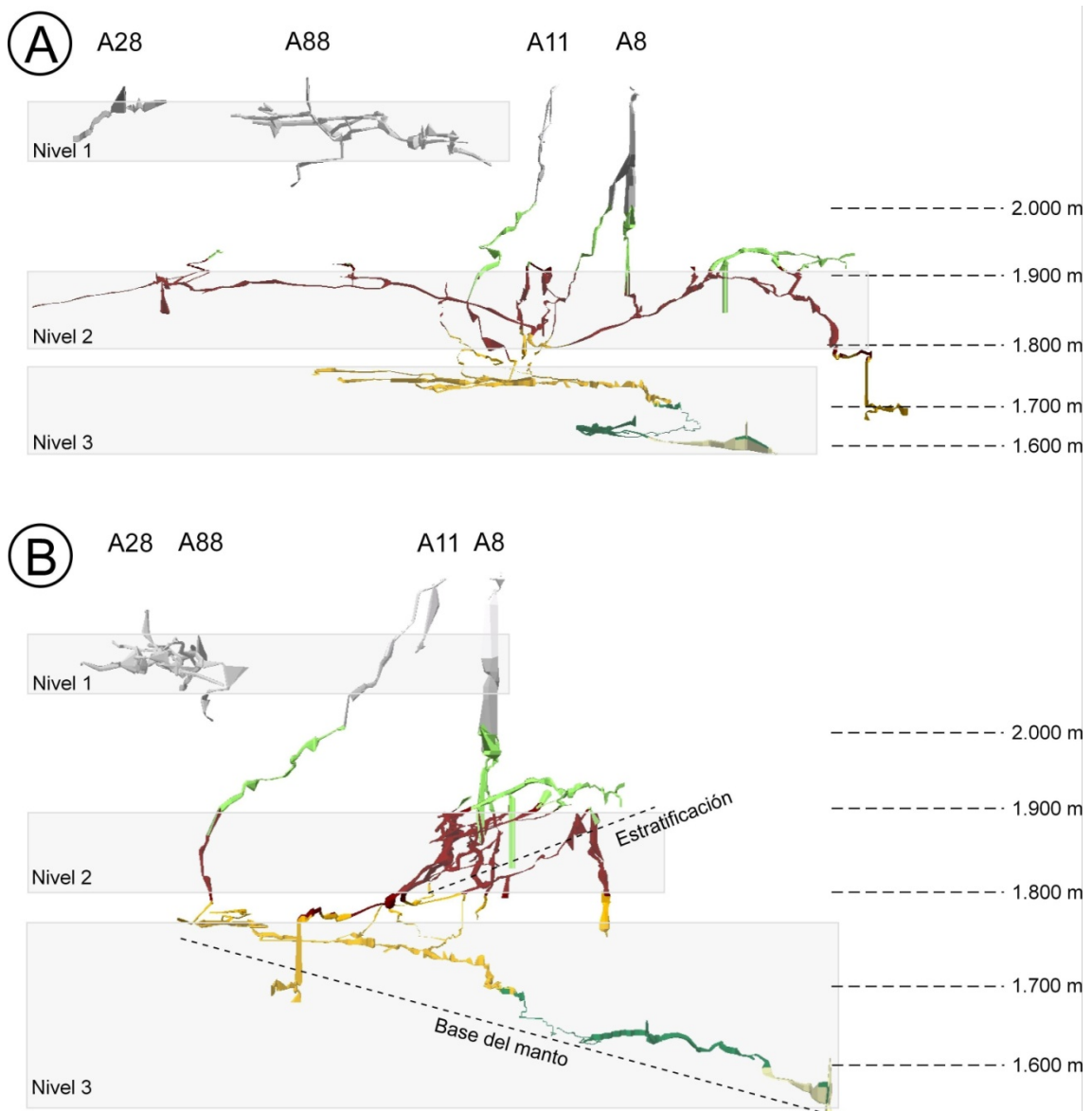


Figura 7.63. Representación tridimensional de los principales conductos del endokarst de Armeña.

Las secciones A y B representan cortes aproximadamente transversales y longitudinales, respectivamente, al circo de Armeña. Los colores indican rangos altitudinales (gris, por encima de 2.000 m; verde, entre 2.000 y 1.900; rojo, entre 1.900 y 1.800; amarillo, entre 1.800 y 1.700; turquesa, entre 1.700 y 1.600 m).

7.5 Conclusiones sobre el modelado kárstico

7.5.1 Relativas al exokarst

- El modelado kárstico adquiere una gran importancia en el relieve del macizo de Cotiella, influido sobre todo por la topografía, la litología, la estructura geológica y las condiciones climáticas.

- Existen tres grandes depresiones glacio-kársticas (Gran Dolina de Armeña, megadolina de Es Leners y el circo de la cara sur de la Peña las Diez), todas ellas por encima de los 2.100 m.
- Las dolinas son muy abundantes y se localizan entre los 1.280 y los 2.900 m. Las hay de disolución, colapso, base de pozo decapitado y sufosión. Las mayores densidades se dan en Armeña y Batiziellas, con 98,4 y 83,9 dolinas/km², respectivamente. Las edades son tanto anteriores como posteriores a la última fase glacial y todas son plenamente funcionales en la actualidad.
- Los lapiaces aparecen entre los 700 y los 2.700 m. La diversidad es muy alta, destacando como tipologías principales las formas circulares planas, formas lineales controladas por fracturas, canales de disolución y conjuntos de lapiaces.
- Hay un total de dos valles ciegos (Lierga y Labasar) y seis barrancos fluvio-kársticos entre los que destacan Irués, Yali y Aigüeta de Barbaruens.
- En el Barranco de San Bizién se ubica un afloramiento de tobas antiguas de surgencia, datadas mediante radiocarbono y U/Th en el Holoceno inferior. Su formación está asociada a la descarga del acuífero kárstico de Peña Lierga, en condiciones ambientales favorables de tendencia biostática.
- Hay ligera formación de tobas actuales en surgencias de Lierga, del Ésera y en San Bizién. Las aguas analizadas en éste último y en las surgencias de Fornos y Rianzés son bicarbonatadas cálcicas, con un índice de saturación compatible con la precipitación de calcita (especialmente en San Bizién). La composición isotópica del agua evidencia condiciones frías en primavera, reflejando la influencia de las aguas de fusión nival. En otoño la señal isotópica es propia de condiciones cálidas, influidas por las precipitaciones estivales. Esas mismas tendencias muestran los isótopos del carbonato de San Bizién y Rianzés.
- Se ha calculado la tasa de denudación kárstica superficial mediante la colocación de 219 tabletas en campo durante tres años. La tasa media para el macizo de Cotiella es de 10,51 mm/ka. La litología más susceptible a la denudación es la de calizas con prealveolinas del Cenomaniense-Turoniense. El emplazamiento de fondos de dolina, cotas entre 1.800 y 2.400 m y orientación N y NE registran las mayores tasas.

7.5.2 Relativas al endokarst

- El macizo de Cotiella presenta un endokarst muy desarrollado, con alrededor de 170 cavidades inventariadas. Destacan la A8-A11 (Sistema Armeña) con 601 m de profundidad y 9.339 de recorrido. En el sector Brujas la principal es la B112, en proceso de exploración y con 975 m de profundidad (datos de verano de 2.013). En Batiziellas destaca la C166 con 550 m de profundidad y 805 de recorrido. En Armeña el desarrollo de las cavidades principales está controlado por la estratificación (en dirección ESE-SE y responsable de las galerías principales) y la fracturación (NE-NNE, que dirige el trazado de galerías menores y conductos más verticales).
- Los acuíferos de Cotiella son de flujo libre, colgados y abiertos. El drenaje subterráneo se realiza principalmente por el sistema de surgencias de Fornos, que reciben agua de Armeña y Brujas y, seguramente, también de Batiziellas. Sobre Fornos hay otros puntos de emisión que actúan a modo de *trop-plein* (El Chorro y Graners).
- Se ha efectuado un estudio detallado de la Espluga Lasgüeriz, en la vertiente oeste del macizo. El registro ambiental indica que las temperaturas medias varían de los 5,3°C de la zona inicial, a los 2,48°C de la zona central y los 4,92°C del sector final y más estable, con signos de una débil ventilación que no alcanza a la zona más interna. La humedad relativa es del 100% en toda la cavidad y muestra un escaso goteo, con 0,7 mm/día de media en una zona activa. Las precipitaciones externas en forma líquida tardan algo menos de un mes en reflejarse en el goteo de la cavidad.
- La hidroquímica del agua de Lasgüeriz indica que son aguas bicarbonatadas cálcicas, en equilibrio o sobresaturadas respecto a la calcita. Existe un comportamiento diferencial entre el sector interno (puntos A1 y A2) y el externo (puntos A3 y A4), relacionado con un mayor tiempo de residencia del agua en el macizo en estos últimos.
- La composición de isótopos estables de agua y carbonato muestra un patrón estacional bien marcado, especialmente en el punto A3. Los valores más pesados suelen presentarse en otoño y los más ligeros en primavera, señalando una temperatura más baja del agua, influida por el deshielo. El hecho de que en los puntos A1 y A2 no muestre una variación estacional tan clara puede deberse a una mayor mezcla de aguas por su mayor tiempo de residencia. Esto contribuiría a dar una señal climática menos clara.

- La Espluga Lasgüeriz muestra una gran variedad de morfologías erosivas, destacando el gran conducto principal de circulación forzada, con hasta 6 metros de altura. Sin poseer una ornamentación destacable, sí hay diversos depósitos sedimentarios alóctonos y autóctonos y, de estos últimos, detríticos y químicos de calcita y yeso.

- Los espelotemas de yeso se concentran en la zona central de la cavidad y aparecen como flores y costras. Los isótopos del ^{34}S permiten establecer un origen sedimentario del mismo, proviniendo seguramente de piritita existente en la caliza. Su oxidación libera azufre para la formación del yeso, a favor de condiciones ambientales locales de cierta sequedad producida por fenómenos de ventilación de la cavidad hoy muy atenuados.

- Se han obtenido edades de siete espeleotemas de la Espluga Lasgüeriz y cuatro de la cavidad Pot au Feu. En función de los resultados, se puede afirmar que ha habido crecimiento espeleotémico en los estadios isotópicos 11, 7, 5 y 1. De los análisis isotópicos realizados se deducen condiciones climáticas más favorables al desarrollo de suelos en el MIS 1 que en el MIS 11, con un mayor peso de la señal isotópica de la roca de caja en Lasgüeriz que en Pot au Feu.

- A partir del estudio del sistema endokárstico de Armeña, se constata un encajamiento de la red de drenaje interna con tres fases de estabilidad. El último nivel coincide con la superficie del manto de corrimiento de Cotiella, y modifica las direcciones de drenaje previas conduciendo el agua de buena parte del macizo hasta el sistema de surgencias de Fornos. Esta captura se produce, al menos, con anterioridad al MIS 15, indicando una tasa de incisión en el valle de Irués de 0,24 mm/año. En el encajamiento han influido factores climáticos y otros relacionados con la elevación de la litosfera en los Pirineos durante el Mioceno y el Cuaternario.

7.5.3 Relativas a las cuevas heladas

- Existen ocho cuevas heladas en el macizo de Cotiella. De entre ellas destaca la cavidad A294, que aloja un depósito de hielo subsuperficial de unos 10 m de espesor y 250 m³ de volumen. El hielo aparece estratificado y la datación por radiocarbono de la materia vegetal que contiene indica edades calibradas del hielo de unos 6.100 años BP a muro y 1.900 años BP a techo. La tasa media de acumulación de hielo es de 0,21 cm/año.

- Los datos aportados por seis sensores de temperatura y humedad relativa indican una temperatura media anual en el interior de la cueva ligeramente inferior a 0°C. Se

distinguen cuatro fases climáticas distintas (estival, de enfriamiento, invernal y de calentamiento). El comportamiento térmico es heterogéneo entre la sala principal y la galería que desemboca en ella. La situación actual es de predominio de la fusión, con una pérdida de hielo media de 12,5 m³/año.

- El hielo mayoritariamente es de neviza, procedente de la entrada de nieve directamente y por el viento al interior de la cueva. La transformación de la nieve en hielo precisa del concurso del agua de goteo, aspecto evidenciado por la composición isotópica de las precipitaciones, el hielo, la neviza de la rampa de la cueva y el agua de goteo.

- La variabilidad isotópica del depósito de hielo es muy elevada. Sin embargo, se aprecian coincidencias entre fases de mayor acumulación de hielo con un mayor enriquecimiento en el isótopo pesado.

8. Otros modelados

“(...) la aridez, el escaso verdor, la mucha luz, la belleza desnuda.”

Franz Schrader, *Las montañas de Bielsa y el Pico de Cotiella*

8.1 Formas y dinámica fluvial

El relieve energético de Cotiella constituye un marco ideal para activar procesos morfogenéticos erosivos y de transporte asociados con la dinámica fluvial. La sedimentación, sin embargo, es un proceso cuantitativamente marginal y no existen grandes formas acumulativas dentro del macizo.

La red fluvial se desarrolla en el macizo a partir de los grandes circos calcáreos, donde no existe drenaje superficial. Desde estas áreas se canalizan grandes valles ampliados por la erosión glaciaria. La circulación de las aguas superficiales, y por tanto la organización de la red de drenaje superficial, comienza en dos casos posibles. El primero y más general es cuando el nivel de fondo de valle alcanza las litologías impermeables que caracterizan el bloque inferior del manto de corrimiento de Cotiella. El segundo tiene lugar en fondos de valles recubiertos por depósitos sedimentarios cuaternarios que evitan la infiltración del agua hacia el endokarst. Este segundo caso se da sólo de forma local. Los cursos de agua generados en el propio macizo son de carácter modesto, a excepción del río Irués. Sin embargo, la periferia de la zona de estudio está limitada por algunos de los principales ríos pirenaicos como el Cinca y sus afluentes Cinqueta y Ésera.

La dinámica de estos ríos es de tipo pluvio-nival y ha sido expuesta con detalle en García Ruiz *et al.* (1985). Estos autores señalan la existencia de dos estiajes. Uno en verano, debido a la disminución de las precipitaciones, y otro en invierno, debido al carácter sólido de ellas. Los picos de crecida son también dos. El máximo relativo corresponde a las precipitaciones otoñales y el absoluto a las de primavera, que se unen al aporte del deshielo.

Los ríos Cinqueta, Cinca y Ésera han erosionado las rocas calizas de la periferia del macizo dando lugar a congostos de dimensiones importantes. No se trata de morfologías como las descritas en el apartado de barrancos fluviookársticos. El lecho está ocupado por gravas e incluso en su interior se encuentran acumulaciones sedimentarias en formas de niveles de terraza, derrubios estratificados y canchales. En el cauce del Cinqueta encontramos el congosto de la Inclusa y el estrecho de Latre (Mapa Geomorfológico). Destaca el primero por sus dimensiones, estrechez del valle e interés del relleno sedimentario ligado a un desprendimiento (ver el siguiente epígrafe). La

erosión glacial lo ha ensanchado y superpuesto morfologías en artesa que no distorsionan al propio congosto.

En el Cinca se observa el congosto o Paso de las Debotas (Mapa Geomorfológico), situado al norte de Lafortunada. Se trata también de un magnífico ejemplo de congosto, el más estrecho de los grandes cañones del macizo, que también alberga en su interior interesantes depósitos de terraza y periglaciares.

El río Ésera ha modelado un congosto que finaliza en el pequeño embalse de la Central de Angonés. La estratificación vertical de la zona y la alternancia de litologías de diferente competencia han impedido que el valle alcance la estrechez de la Inclusa o las Debotas.

El Cinca ha depositado a lo largo de su cauce un importante sistema de terrazas con hasta 10 niveles (Sancho, 1988; Lewis *et al.*, 2009). Tres de estos niveles han sido cartografiados en la zona de estudio. El más antiguo de ellos (Terraza alta en el Mapa Geomorfológico) está compuesto por dos retazos, uno próximo a la zona de San Marzial (UTM 270665, 4718316) y otro constituye el pequeño replano donde se asienta Badaín, unos 40 m por encima de la confluencia Cinca-Irués (UTM 269776, 4713699). El primero tiene un marcado carácter fluvio-glacial, suavizado en el nivel de Badaín, con una potencia superior a los cinco metros.

Existe un afloramiento intermedio, muy pequeño, en pleno Paso de las Debotas por encima de la carretera (UTM 270494, 4715714). Dicho retazo está fosilizado por un depósito de derrubios estratificados de origen periglacial. La base se encuentra cerca de seis metros sobre el cauce actual, si bien no es posible saber la altura exacta debido a la presencia de la carretera. Dadas sus pequeñas dimensiones, no tiene reflejo en la cartografía geomorfológica que acompaña a este trabajo.

Hay un nivel inferior (Terraza baja en el Mapa Geomorfológico) también cerca de San Marzial (UTM 270598, 4718200) que se continúa por el valle del Cinqueta con algunos afloramientos antes y después del congosto de la Inclusa. Este mismo nivel sirve de sustrato a la localidad de Lafortunada.

Por debajo de todos estos niveles, y levemente por encima del nivel actual del río, hay afloramientos discontinuos de otro nivel (Fondo de valle en el Mapa Geomorfológico). Es visible especialmente entre la salida del Paso de las Debotas y la localidad de Lafortunada.

Por último, existe también un nivel de terraza del Ésera aguas debajo de Seira (Terraza alta en el Mapa Geomorfológico). Aunque sólo dos retazos tienen expresión cartográfica, este nivel tiene una gran continuidad río abajo. Su principal característica es la presencia de grandes bloques de litologías axiales, sobre todo de granito. El tamaño de los bloques, algunos con eje mayor superior al metro, indica la naturaleza fluvio-glaciar de ese depósito. El afloramiento más importante, y más visible, se encuentra a unos 20 metros de altura sobre el río (UTM 287717, 4704642). La potencia de éste nivel ronda los cinco metros y muestra dos tramos de grava y bloques separados por un nivel de arena y grava más fina, de unos dos metros de espesor.

Para asignar edades a estas terrazas es preciso referirse a los trabajos de Sancho *et al.* (2004) y Lewis *et al.* (2009). El nivel superior del Cinca corresponde al Qt7, datado entre 60 y 65 ka BP. La formación de esta terraza está ligada a la descarga de agua y sedimentos de los frentes glaciares y este nivel es sincrónico con el último máximo glaciar pirenaico, datado en el till de Salinas ligeramente al norte de estos niveles de terraza (Sancho *et al.*, 2003). Muy probablemente, el nivel alto del Ésera es coetáneo al del Cinca y su formación está relacionada con el último máximo del glaciar del Ésera.

El nivel medio se corresponde con el Qt9, con una edad de 10-11 ka (Lewis *et al.*, 2009). Coincide también con una fase fría, en este caso con el final del Dryas reciente en tránsito al Holoceno, con actividad glaciar en las cabeceras de Cinca y Cinqueta.

Por último, el nivel inferior equivale al Qt10 y en eventos de crecidas importantes queda cubierto por el río.

La dinámica actual de estos ríos está muy condicionada por los distintos embalses que jalonan sus cursos y los de sus afluentes en cabecera, así como por algunas construcciones que modifican las condiciones naturales de las llanuras de inundación. El río Cinqueta, en el tramo comprendido entre San Juan de Plan y las piscinas de Plan, ha sido canalizado. Esta obra se realizó después de las inundaciones de 1982 que causaron diversas pérdidas de toda índole. Es interesante reseñar los efectos que ha causado tal encauzamiento. En primer lugar, se ha desconectado el sistema Cinqueta-Simierre de sus correspondientes llanuras de inundación. Esto ha provocado el consiguiente aumento de la velocidad del agua en situación de crecida, provocando un aumento del nivel y una invasión de terrenos a priori ajenos al río cuando finaliza el encauzamiento artificial. De hecho, justo después de las piscinas de Plan (ubicadas en la llanura de inundación ganada al río por esta obra) se observa como el río en las crecidas se

superpone al cono de deyección que viene de la margen derecha desde Plan. La riada fruto de las intensas tormentas de principios de julio de 2.001 depositó una notable capa de limos sobre el depósito del cono, cuya zona terminal aparece biselada por el río.

Esta misma riada causó otros efectos negativos con importancia económica. Entre los puntos kilométricos 2 y 3 de la carretera que une Salinas con Plan, en un pequeño meandro del río, éste produjo la pertinente erosión lateral que descalzó la carretera. Esta vía se desplomó parcialmente, lo que exigió una obra de contención en la parte cóncava del meandro.

La observación del cauce en las fotografías aéreas de los años 80 y en las ortoimágenes de la primera década del s. XXI permite apreciar un notable incremento en la vegetación de la llanura de inundación, indicando una dinámica de avenidas más reducida. También el cauce ha perdido buena parte de su sinuosidad, desapareciendo varios meandros activos a favor de un cauce más rectilíneo.

8.2 Formas y dinámica aluvial

En el macizo de Cotiella, las zonas de producción de sedimentos están conectadas con los grandes fondos de valle a través de laderas sumamente escarpadas. Numerosos torrentes hienden estas laderas vehiculando sedimentos de las zonas altas a las bajas. Un modo habitual de sedimentación en estos contextos es el de conos de deyección o abanicos aluviales. La cantidad y el tamaño de estas morfologías no son muy elevados en Cotiella. Una de las razones es el predominio del drenaje subterráneo, que limita la actividad de los torrentes a grandes tormentas y a veces también al deshielo. La otra es el ascenso del nivel del bosque hacia la alta montaña, que provoca la disminución en la producción de sedimentos. Por último, la morfología angosta de muchos valles hace que los depósitos sean rápidamente desmantelados por la acción fluvial, impidiendo la conservación de los abanicos y confiriendo un carácter efímero a los depósitos.

Los mejores ejemplos se sitúan en los valles del Cinqueta y del Cinca. En el entorno de Plan se ubican tres de estas geoformas a favor del ensanchamiento del valle debido a la erosión glacial y al relleno sedimentario postglacial. Frente al pueblo se extiende el gran cono del barranco la Simierre (Mapa Geomorfológico), cuyo tramo final ha sido modificado por una canalización artificial. A ambos lados de esta canalización se ubican ahora campos de labor y algunas construcciones. El lóbulo activo se encuentra en el sector norte del abanico, muy empequeñecido y cubierto de

vegetación en comparación con las fotos aéreas de los años 80. El pueblo de Plan se ubica sobre un abanico más pequeño, proveniente del barranco de Foricón. Como se ha comentado en el epígrafe anterior, la canalización del Cinqueta ha modificado ligeramente la zona distal de este abanico que parece presentar una baja actividad. El tercer cono de la zona, situado aguas abajo del Cinqueta, se superpone directamente al relleno sedimentario de Plandescún.

El barranco del Mont, proveniente de la Comuna, deposita un gran cono al confluir con el curso del Cinqueta (UTM 275984, 4715929), siendo activo el lóbulo este del cono. El trazado de la carretera que asciende a la Comuna atraviesa la totalidad del abanico. A su vez, las canales que descienden desde la Peña de Sin dan lugar en su término a un conjunto de conos coalescentes de dinámica mixta torrencial-periglaciaria. Los depósitos terminales, plenamente activos, se forman por procesos torrenciales y la caída gravitacional de gelifractos (Foto 8.1). Bajo los depósitos funcionales, algunas incisiones permiten ver derrubios estratificados posiblemente generados durante la fase del Dryas reciente.



Foto 8.1. Vista del cono de deyección del Barranco del Mont en su confluencia con el Cinqueta. Se aprecian también los conos coalescentes de la Peña de Sin, afectados por flujos de derrubios. La llanura de inundación del Cinqueta muestra un cauce trenzado en evolución a rectilíneo, influido por el embalse de Plandescún.

Ya en el valle del Cinca, y justo al norte del Paso de las Debotas, encontramos un gran abanico que proviene del barranco de Santandreu (UTM 270431, 4717335) (Mapa Geomorfológico). La carretera Aínsa-Francia lo cruza en su zona distal. Actualmente presenta una cubierta vegetal natural y antrópica que lo cubre por completo e indica la baja actividad de este cono.

El último abanico reseñable es el que confluye con el ibón de Plan desde la Peña d'el Mediodía (UTM 280512, 4713818) (Mapa Geomorfológico). Su lóbulo activo ocupa la parte norte, si bien está siendo progresivamente colonizado por vegetación arbórea, indicando también un descenso en su actividad. Sin duda, la presencia de numerosos cordones morrénicos en la ladera que corta su torrente justifica el gran aporte de sedimentos producido en una distancia tan corta.

8.3 Movimientos en masa

8.3.1 Coladas de derrubios

Los debris flows o coladas de derrubios son desplazamientos en masa rápidos constituidos por una mezcla de agua y derrubios que, por la forma de movimiento del material y por su aparente distribución de velocidades, asemejan fluidos viscosos (Varnes, 1978; Coussot y Meunier, 1996). Constituyen un importante mecanismo de acceso de sedimentos a los cauces en laderas cubiertas por coluviones poco consolidados (Martínez-Castroviejo *et al.*, 1990). Pueden distinguirse dos tipos, ambos presentes en el macizo de Cotiella y definidos en Julián *et al.* (1999).

Uno es el llamado alpino o no canalizado (hill-slope flows), característico de laderas con abundancia de sedimentos no consolidados en las que no existen canales de incisión previos bien marcados, la pendiente es considerable y la cubierta vegetal ausente o de escasa importancia. El otro tipo es el canalizado, que se corresponde con corrientes de agua con una carga considerable de sedimentos. Aprovechan cauces que pueden funcionar como torrentes o canales de aludes (Lorente *et al.*, 2003).

El comienzo de una colada de derrubios depende de (Coe *et al.*, 2008):

- La capacidad del sustrato rocoso o coluvio de producir escorrentía superficial durante la precipitación.
- La disponibilidad de sedimentos que puedan ser empapados por la escorrentía

En el macizo de Cotiella las coladas de derrubios son muy abundantes. Las orientaciones, tamaños y cotas en que se presentan son muy diversas. Se pueden generalizar como propicias las siguientes situaciones:

- Canales que drenan pequeñas cuencas de elevada pendiente en alta montaña.
- Mantos de pedreras que recubren laderas amplias coronadas por zonas escarpadas.

Pese a que las zonas de inicio se sitúan todas en el ámbito supraforestal, y por tanto en la alta montaña, en numerosas ocasiones las coladas descienden hasta bien entrado el nivel del bosque e incluso en ocasiones alcanzan zonas más bajas.

La mayor parte de los eventos tienen lugar a finales de primavera y en el verano tras cortas pero intensas tormentas cuando se producen aportes súbitos de caudales altos que empapan los sedimentos de laderas empinadas.

Las zonas que concentran una mayor cantidad de estas morfologías son Peña Lierga, especialmente en su cara norte, el entorno del Ibón de Plan y el valle de Labasar. En el circo de Armeña (UTM 281483, 4711050) y sobre el collado de Santa Isabel (UTM 275535, 4713060) (Mapa Geomorfológico) hay amplias zonas repletas de derrubios donde en muy poco espacio se generan numerosas coladas, dando lugar a un relieve caótico.

En general, los factores que favorecen el desarrollo de coladas de derrubios son la pendiente elevada de las laderas, la profusión de material movilizable fruto de la gelifración, la abundancia de canales que concentren el flujo del agua para detonar el proceso y las habituales precipitaciones de carácter tormentoso que aportan de forma súbita caudales importantes. Cuando dichas precipitaciones ocurren a finales de primavera o comienzos del verano se pueden encontrar suelos parcialmente saturados tras la fusión nival y por tanto es más fácil que se desencadene el proceso.

En la cara norte de Peña Lierga se encuentra el ejemplo más interesante de todo el macizo (Foto 8.2 A, B y C). Se trata de una colada cuya cuenca de drenaje arranca desde el borde de la plana cimera, a 2.100 m de altitud. A 1.800 m se encuentra el punto de arranque de la colada (UTM 272967, 4714668), con una profunda incisión que recoge el agua y los sedimentos circundantes, originados por la gelifración de las calizas de la Fm Baziero. La propia incisión incorpora a la colada derrubios de la capa

que recubre la ladera. El final de la colada se encuentra en unos prados de siega por encima de Sarabillo, a 1.150 m. La longitud total de la colada es de 1.300 m.

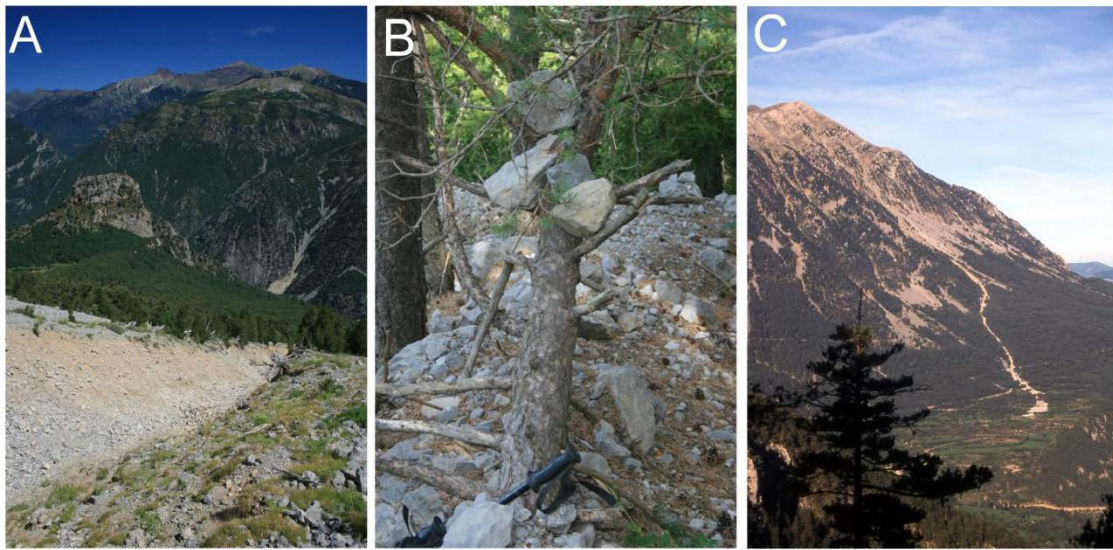


Foto 8.2. Colada de derrubios de Sarabillo. A: zona de arranque, a 1.800 m de altitud. B: bloques empotrados en un árbol próximo al cauce fruto del evento de 2.001. El bastón en la base del tronco da la escala. C: aspecto de la colada en agosto de 2.001 cuando el depósito en su zona terminal aún no había sido retirado.

La última vez que esta colada ha sido activa fue la noche del 3 al 4 de julio de 2.001, como consecuencia de una gran tormenta que descargó en poco tiempo más de 300 mm de lluvia y granizo. La colada no solo pasó por encima de varios campos sino también por la pista que asciende al collado de San Miguel. Su origen estuvo en el ámbito supraforestal, atravesó todo el bosque y descendió hasta las áreas de ocupación humana, causando daños en campos y pistas de uso agrícola, ganadero y recreativo. El lóbulo final alcanzó los 20 m de anchura.

A lo largo del recorrido de la colada se aprecia el efecto sobre la vegetación de este último evento. Son frecuentes los troncos sin corteza en el lado de la pendiente o las rocas empotradas en horquillas del tronco e incluso en equilibrio sobre ramas, en ocasiones a casi dos metros de altura (Foto 8.2 B). Los numerosos diques laterales parcialmente vegetados y alejados de los dos diques que limitaron el último evento, indican que éste se ha producido en el pasado con una magnitud mayor que la de 2.001.

8.3.2 Desprendimientos

La presencia de numerosos escarpes y la intensa fracturación de la roca son responsables de numerosos desprendimientos en diversos puntos del macizo.

Son plenamente activos en la actualidad, especialmente en los estrechos de la Inclusa (UTM 277843, 4716474) y de las Debotas (UTM 270532, 4715656), donde afectan a las carreteras que los atraviesan con distinta periodicidad.

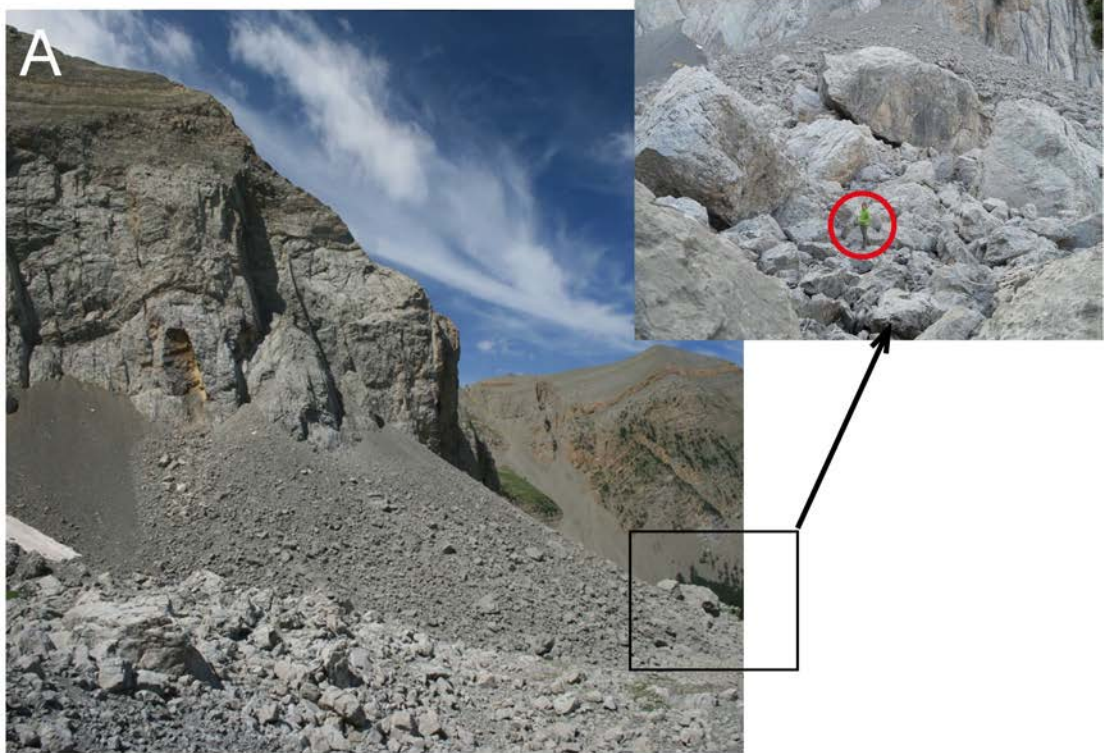
Algunos de los mejores ejemplos se dan en el entorno de la Colladeta Ibón (UTM 281440, 4713465) (Mapa Geomorfológico). En la cara norte de la Picollosa, y a favor de la intersección entre dos familias de fracturas y la estratificación, se individualizan volúmenes de roca que van cayendo sobre las artesas que descienden a ambos lados del collado (Foto 8.3 A). Todos los desprendimientos que se observan en la actualidad son postglaciares ya que se superponen tanto a la morfología en artesa como a algunas morrenas. Es posible que la descompresión asociada a la retirada de la lengua haya favorecido la actividad de este proceso.

Un desprendimiento antiguo reseñable es el del congosto de la Inclusa, que ha condicionado la configuración del paisaje en su entorno (Foto 8.3 B) (UTM 277458, 4716221) (Mapa Geomorfológico). El congosto es un magnífico ejemplo de este tipo de morfologías, modelado por la actividad fluvial del Cinqueta pero también por la erosión de sucesivas fases glaciares. Está formado por los cantiles de la peña de Labasar y los de la peña de Artiés, que superan los 400 m de altura. De ambas paredes provienen los bloques del desprendimiento pero mayoritariamente de la peña de Artiés. El desprendimiento llegó a obturar el valle causando el represamiento del río Cinqueta y la posterior colmatación de sedimentos del lago formado, que dieron lugar a la zona de Plandescún.

Este gran desprendimiento fue necesariamente posterior a la retirada de la lengua glaciar del Cinqueta. Asimismo, un derrubio estratificado fosiliza el depósito y éste, a su vez, está fosilizado por un canchal reciente. Debido a las características del derrubio, lo hacemos corresponder con la última generación observada en el macizo, originados durante el Dryas reciente. El canchal suprayacente se generó en la Pequeña Edad del Hielo. Es más difícil precisar en qué momento la lengua del Cinqueta ya se encontraba valle arriba, aunque durante la fase Basa de la Mora, coincidente con el LGM es casi seguro que ya no se encontraba en la Inclusa. Por tanto, este gran desprendimiento ha

podido tener lugar entre los 21.000 y los 11.000 años BP. El estudio detallado del relleno sedimentario de Plandescún podrá arrojar luz sobre este episodio de la evolución geomorfológica del macizo.

Foto 8.2. Algunos desprendimientos en el macizo de Cotiella. A: Desprendimiento de la Piccolosa sobre la artesa de la Colladeta Ibón y detalle de la zona distal del depósito (la persona en el círculo rojo da la escala). B: Desprendimiento de la Inclusa. Se aprecia el depósito y el relleno sedimentario del lago que provocó (Plandescún). (En página 449)



9. Patrimonio geológico

“Thousands of years have they stood in the sky exposed to rain, snow, frost, earthquake and avalanche, yet they still wear the bloom of youth.”

John Muir, *My first summer in the Sierra*

9.1 Marco teórico general, justificación y objetivos

La apreciación del medio geológico como un recurso que genere beneficios por su conservación, y no por su explotación, es una de las mayores aportaciones de la Geología Ambiental en las últimas décadas. La importancia del patrimonio geológico va más allá de la gestión de los recursos naturales, afectando a la ordenación del territorio, la investigación, la educación y el turismo (Brocx y Semeniuk, 2007).

En España, la geoconservación entendida en un sentido amplio data de primeros del s. XX y los estudios específicos sobre patrimonio geológico se remontan a la década de los 70 del pasado siglo (Carcavilla *et al.*, 2009). Desde entonces se han consolidado conceptos y metodologías orientadas a inventariar el patrimonio geológico y la geodiversidad, y a promover políticas eficaces de geoconservación así como una utilización apropiada de dicho patrimonio. La Ley 42/2007 del Patrimonio Natural y la Biodiversidad ha supuesto un avance notable en este sentido. Por primera vez en la legislación nacional se reconoce de forma expresa la necesidad de conservar la geodiversidad y el patrimonio geológico. Igualmente, en su artículo 9, contempla la realización de un inventario de Lugares de Interés Geológico (LIGs) por parte del Ministerio de Medio Ambiente en colaboración con las Comunidades Autónomas y las instituciones científicas (García-Cortés y Carcavilla, 2013).

A escala nacional, el Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) debe realizarse durante el periodo 2.011-2.017 siguiendo la metodología elaborada por el IGME (RD 1274/2011 por el que se aprueba el Plan Estratégico del Patrimonio Natural y la Biodiversidad 2011-2017). Actualmente, y como zona piloto, se ha efectuado el inventario de LIGs de la Cordillera Ibérica (García-Cortés y Carcavilla, 2013). A escala regional, Aragón cuenta con un Proyecto de Decreto del Gobierno de Aragón, por el que se crea el inventario de lugares de interés geológico de Aragón y se establece su régimen de protección, que se encuentra en fase de aprobación (Carcavilla *et al.*, 2011). A escala comarcal, buena parte de la zona de estudio pertenece al Geoparque de Sobrarbe, perteneciente desde 2.006 a la Red Global de Geoparques auspiciada por UNESCO (Belmonte, 2011). El Geoparque dispone de un inventario de LIGs realizado por el IGME y de un Plan Director basado en los resultados de dicho inventario (Carcavilla *et al.*, 2012; 2013).

La realización de una tesis sobre Cotiella, que trata de abarcar con carácter general los principales modelados y procesos morfogenéticos del macizo, permite poner de relieve algunos lugares destacados desde el punto de vista de la Geomorfología. Igualmente, hay rasgos propios de otras disciplinas geológicas en cuya génesis intervienen dichos procesos. El diagnóstico de qué procesos han actuado en el pasado, cuáles lo hacen en el presente y qué morfologías existen en el macizo posibilita proponer LIGs, relacionados con la Geomorfología, de manera fundamentada. El objetivo de este capítulo es pues realizar un inventario sistemático-temático (Carcavilla *et al.*, 2007) a escala de macizo, cuantificando los distintos tipos de interés de cada LIG (científico, educativo y turístico-recreativo), estableciendo la prioridad de protección y efectuando una serie de recomendaciones de gestión y uso que aseguren la conservación de los elementos más destacados. Los LIGs propuestos podrían ser incorporados, llegado el caso, a los inventarios de escala comarcal, autonómica y nacional previamente referidos.

Las definiciones que se usarán en este trabajo son las recogidas por la legislación española (Ley 2/2007):

Patrimonio geológico: conjunto de recursos naturales geológicos de valor científico, cultural y/o educativo, ya sean formaciones y estructuras geológicas, formas del terreno, minerales, rocas, meteoritos, fósiles, suelos y otras manifestaciones geológicas que permiten conocer, estudiar e interpretar:

- a) El origen y evolución de la Tierra,
- b) Los procesos que la han modelado,
- c) Los climas y paisajes del pasado y presente y
- d) El origen y evolución de la vida.

Geodiversidad o diversidad geológica: variedad de elementos geológicos, incluidos rocas, minerales, fósiles, suelos, formas del relieve, formaciones y unidades geológicas y paisajes que son el producto y evolución de la Tierra.

Lugar de interés geológico (LIG): lugar de interés, por su carácter único y/o representativo, para el estudio e interpretación del origen y evolución de los grandes dominios geológicos españoles, incluyendo los procesos que los han modelado, los climas del pasado y su evolución paleobiológica. Estas áreas deberán mostrar, de

manera suficientemente continua y homogénea en toda su extensión, una o varias características notables y significativas del patrimonio de una región natural.

9.2 Fichas

Las fichas descriptivas son herramientas básicas de descripción de LIGs. Suelen diseñarse con características ajustadas al tipo de inventario que se realiza e incluyen campos que aluden a la localización, características geológicas y estado de conservación, entre otros (Carcavilla *et al.*, 2007). En nuestro caso se ha adoptado la ficha propia del IELIG (García-Cortés y Carcavilla, 2013). Las fichas se presentan en el Anexo V.

9.3 Resultados y discusión

9.3.1 LIGs: descripción general y cartografía

Se han identificado un total de 12 LIGs relacionados con la Geomorfología en el macizo de Cotiella (Tabla 9.1). De ellos, seis están ya incluidos en el inventario del Geoparque de Sobrarbe (SO01, SO02, SO03, SO04, SO08, SO09) aunque se han realizado pequeñas variaciones de delimitación o terminología en alguno de ellos.

Código	Denominación	Sistema morfogénético
RI01	Glaciar rocoso de Cotiella	Periglaciar
RI02	Exokarst de Armeña	Karst
RI03	Cueva helada A294	Karst
SO01	Cubeta de sobreexcavación e ibón de Plan	Glaciar
SO02	Sistema de surgencias de Fornos-Chorro-Graners	Karst
SO03	Congosto de la Inclusa	Fluvial
SO04	Glaciares negros de la Peña las Onze	Glaciar
SO05	Flujo de derrubios de Sarabillo	Ladera
SO06	Derrubios estratificados de Los Neis	Periglaciar
SO07	Till de ablación de Irués	Glaciar
SO08	Congosto de las Debotas	Fluvial
SO09	Conos de derrubios activos de la Peña de Sin	Ladera

Tabla 9.1 Lugares de interés geológico, relacionados con la Geomorfología, propuestos para el macizo de Cotiella.

Los límites de los LIGs se han cartografiado con ArcGis sobre la base del mapa geomorfológico que acompaña la memoria de este trabajo (Figura 9.1). La nomenclatura de cada LIG consta de dos letras que indican la comarca (RI: Ribagorza y

SO: Sobarbe) a la que pertenecen y una numeración de dos cifras. No se añade un código final referente al tipo de interés del punto ya que son todos de tipo geomorfológico, a excepción del SO07 cuyo interés principal es sedimentológico.

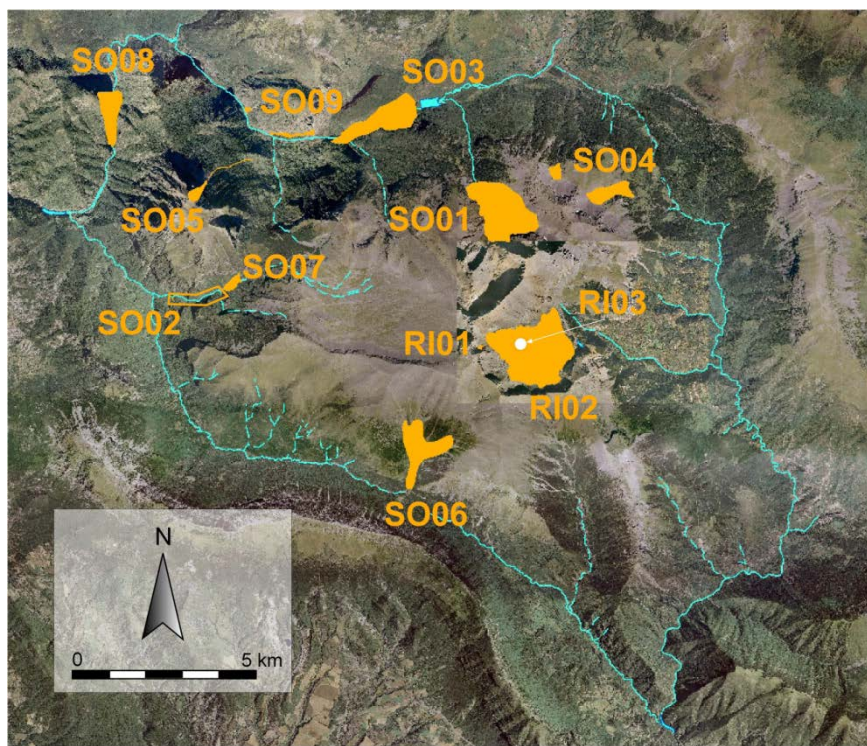


Figura 9.1. Mapa con la ubicación de los 12 LIGs propuestos. La denominación de cada código figura en la tabla 9.1.

Respecto a los procesos que han generado los LIGs, existe una correspondencia entre la importancia cualitativa de los modelados kárstico y glacial y el número de LIGs genéticamente relacionados con esos modelados (la mitad del total). El resto se reparten entre periglaciares, fluviales y relacionados con el modelado de laderas (Tabla 9.1).

9.3.2 Valoración del tipo de interés

La obtención de valores cuantitativos referidos al interés científico, educativo y turístico/recreativo de los LIGs se ha realizado aplicando la metodología del IELIG (García-Cortés y Carcavilla, 2013), que considera 18 parámetros con distintos pesos ponderados en función del tipo de interés. Esta división en tipo de interés tiene como objetivo facilitar la posterior gestión de los LIGs recogidos en el inventario. Los valores obtenidos se exponen en la tabla 9.2. En cuanto al interés científico, los LIGs más destacados son el SO07 (Till de ablación de Irués, Foto 5.7 D), RI03 (Cueva helada A294, Foto 7.24) y SO01 (Cubeta de sobreexcavación e Ibón de Plan, Foto 5.4 C). Los

LIGs de mayor interés didáctico son SO03 (Congosto de la Inclusa, Foto 8.3 B), SO09 (Conos de derrubios activos de la Peña de Sin, Foto 8.1) y SO08 (Congosto de las Debotas, Foto 5.12). Por último, el mayor interés turístico/recreativo viene representado por los mismos LIGs anteriores pero con distinto orden (SO09, SO08 y SO03). La influencia que tiene en las puntuaciones de los dos últimos tipos de interés el factor accesibilidad explica los valores elevados que caracterizan a los congostos de Inclusa y Debotas y a los conos de derrubios de la Peña de Sin, todos ellos alcanzables por carreteras asfaltadas. Los de mayor interés científico han de ser alcanzados a pie, lo que penaliza la puntuación del interés didáctico y recreativo/turístico.

LIG	Ic	Id	It	Ic+Id+It	F	A	SD	PPc	PPd	PPt	PPg
RI01: Glaciar rocoso de Cotiella	182	139	139	460	140	165	305	334,5	291,5	291,5	305,8
RI02: Exokarst de Armeña	195	163	131	489	0	165	165	277,5	245,5	213,5	245,5
RI03: Cueva helada A294	255	162	157	574	140	165	305	407,5	314,5	309,5	343,8
SO01: Cubeta de sobreexcavación e Ibón de Plan	247	193	234	674	60	165	225	359,5	305,5	346,5	337,2
SO02: Sistema de surgencias Fornos-Chorro-Graners	189	215	230	634	140	165	305	341,5	367,5	382,5	363,8
SO03: Congosto de la Inclusa	216	260	242	718	60	350	410	421	465	447	444,3
SO04: Glaciares negros de la Peña las Onze	208	225	162	595	40	185	225	320,5	337,5	274,5	310,8
SO05: Flujo de derrubios de Sarabillo	169	201	163	533	160	290	450	394	426	388	402,7
SO06: Derrubios estratificados de Los Neis	192	168	152	512	200	135	335	359,5	335,5	319,5	338,2
SO07: Till de ablación de Irués	271	204	153	628	200	165	365	453,5	386,5	335,5	391,8
SO08: Congosto de las Debotas	205	253	246	704	100	270	370	390	438	431	419,7
SO09: Conos de derrubios de la Peña de Sin	193	255	270	718	200	325	525	455,5	517,5	532,5	501,8

Tabla 9.2. Valoración de los Lugares de Interés Geológico relacionados con la Geomorfología del macizo de Cotiella. En negrita se indican los tres valores más elevados de cada categoría. (Ic, interés científico; Id, interés didáctico; It, interés turístico/recreativo; F, fragilidad; A, amenazas externas; SD, susceptibilidad a la degradación; PPc, prioridad de protección en función del interés científico; PPd, prioridad de protección en función del interés didáctico; PPt, prioridad de protección en función del interés turístico/recreativo; PPg, prioridad de protección general).

Cabe mencionar la elevada puntuación que también obtiene el LIG SO01 en el cómputo total de intereses. Más allá del valor ligado a la propia cubeta de

sobreexcavación glaciaria, el entorno del ibón de Plan reúne ejemplos de gran calidad y fácil observación de los principales modelados que se citan en el macizo de Cotiella. Todos son bien visibles desde la senda que conduce del aparcamiento del refugio de Labasar hasta el propio ibón. Sólo la longitud y el estado de la pista, sin asfaltar, constituye un factor limitante al acceso con grupos numerosos de estudiantes disminuyendo así sus usos didácticos dentro de la enseñanza reglada.

9.3.3 Fragilidad y amenazas externas

La fragilidad alude a la facilidad con que un LIG puede perder sus características originales debido a causas naturales mientras que las amenazas externas hacen referencia a posibles afecciones por causas antrópicas (Vegas *et al.*, 2012).

Los tres LIGs con mayor fragilidad son los SO09 (Conos de derrubios activos de la Peña de Sin), SO07 (Till de ablación de Irués) y SO06 (Derrubios estratificados de Los Neis, Foto 6.3 A). Los tres se encuentran en ámbitos donde los procesos erosivos ligados, principalmente, a la torrencialidad son muy activos y por tanto ponen en peligro la integridad de los depósitos sedimentarios.

Las amenazas externas son máximas en el SO03 (Congosto de la Inclusa), SO09 (Conos de derrubios activos de la Peña de Sin) y SO05 (Flujo de derrubios de Saravillo, Foto 8.2 C). Los tres están relacionados con explotaciones de áridos dentro de los límites del LIG. En el caso del flujo de derrubios de Saravillo, la explotación se produce en la zona distal, donde la colada se superpone a una pista forestal y prados de siega. En un plazo temporal de pocos meses, los rasgos propios de la terminación de esta morfología son completamente eliminados.

El cómputo total de la fragilidad más las amenazas externas da lugar a la susceptibilidad a la degradación ($SD = F + A$). Los tres LIGs con valores máximos de SD son SO09 (Conos de derrubios activos de la Peña de Sin), SO05 (Flujo de derrubios de Saravillo) y SO03 (Congosto de la Inclusa) (Tabla 9.2).

9.3.4 Prioridad de protección

La suma del interés y la susceptibilidad a la degradación permite obtener la prioridad de protección (PP) de cada LIG. Ésta se puede calcular referida a cada tipo de interés (PPc, PPd, PPt) y también de manera global (PPg). Los resultados numéricos indican que los LIGs SO09 (Conos de derrubios activos de la Peña de Sin), SO03

(Congosto de la Inclusa) y SO08 (Congosto de las Debotas) son los que poseen valores más altos. Sólo en la PPc el LIG SO07 (Till de ablación de Irués) sustituye al SO08.

Para determinar los umbrales que permiten considerar de manera más precisa la prioridad de protección, seguimos los cálculos establecidos por Vegas *et al.* (2012) para la valoración de LIGs en un término municipal. Según estos autores, la determinación de los límites de las categorías de protección resulta de los siguientes cálculos:

$$[(PPg_{max} - PPg_{min})/3] + PPg_{min} = \text{límite baja-media}$$

$$\text{Límite baja-media} + [(PPg_{max} - PPg_{min})/3] = \text{límite media-alta}$$

La ventaja de este cálculo es que se adapta a las puntuaciones obtenidas en la zona (por reducida que sea). Sin embargo, siempre saldrán valores de PPg altos que no tienen por qué corresponder en la realidad con necesidades de protección. Por tanto, los valores obtenidos se han de contrastar con las observaciones de campo para valorar si realmente los LIGs de mayores PPg tienen una necesidad real o no de protección (Vegas *et al.*, 2012). En el caso de Cotiella, los LIGs con prioridad de protección alta son aquellos cuya PPg es mayor de 416,3. Los de prioridad baja son los que tienen una PPg menor de 330,9. El resto tienen una prioridad de protección intermedia (Figura 9.2).

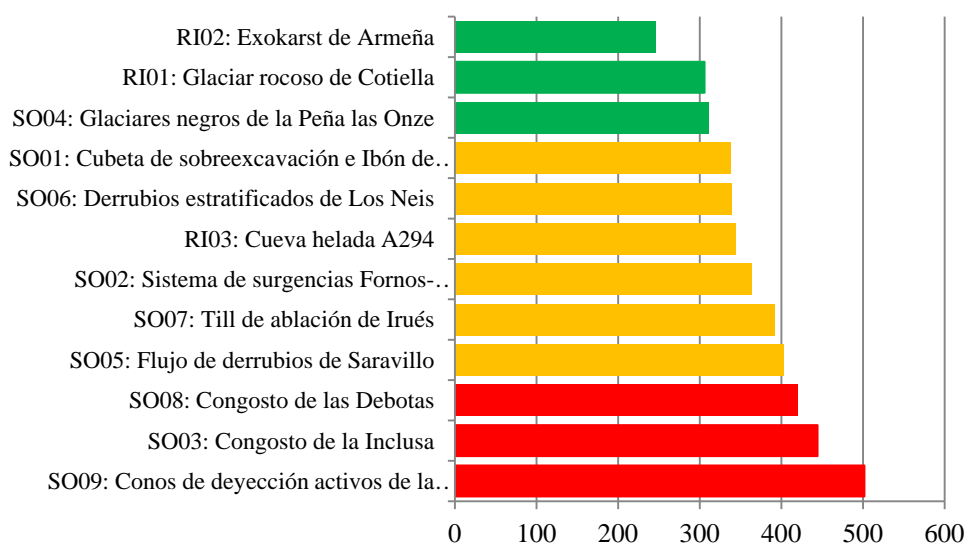


Figura 9.2. Clasificación de los LIGs de tipo geomorfológico del macizo de Cotiella en función de su prioridad de protección global (PPg). En rojo, PPg alta; amarillo, PPg media; verde, PPg baja.

9.3.5 Discusión y recomendaciones de gestión

El análisis de las valoraciones cuantitativas de los LIGs atienden a dos características particulares: la reducida extensión geográfica y la limitación del interés prácticamente sólo a la Geomorfología. Eso hace que el número total de LIGs sea reducido y por tanto que el tratamiento de las cifras deba hacerse de manera flexible y estableciendo posibles correcciones cualitativas a las meras cifras matemáticas.

Las observaciones de campo permiten validar la prioridad de protección que el modelo asigna a los LIGs SO09, SO03 y SO08 (Figura 9.2). Se trata de lugares accesibles mediante carretera asfaltada y que registran en su seno o inmediaciones explotaciones de áridos en los depósitos sedimentarios que albergan. En el caso de los conostos, no es pensable que se desvirtúe su morfología aunque posibles obras relacionadas con las carreteras que los surcan sí pueden afectar al aspecto de las zonas más estrechas, especialmente en las Debotas. Los depósitos sedimentarios fluviales y periglaciares de las Debotas también están expuestos a deterioro en caso de obras en la vía. En los conos de derrubios activos de la Peña de Sin, sus modestas dimensiones los hacen vulnerables ante una eventual explotación más allá de la que ya sufre el cono de Lera Minuta, situado al oeste del resto de conos del LIG y que presenta un estado de conservación malo.

Igualmente, los LIGs con menor prioridad de protección según el modelo también lo son en función de las observaciones de campo: Glaciar rocoso de Cotiella (RI01, Foto 6.5 A), Exokarst de Armeña (RI02, Foto 7.4 A) y Glaciares negros de la Peña las Onze (SO04, Foto 5.13 A). Si bien el glaciar rocoso de Cotiella (RI01) se encuentra en el límite de la funcionalidad, el factor al que es vulnerable no es otro que el cambio climático, sobre el que no caben medidas de control de carácter local o incluso nacional. Por otro lado, su ubicación en un lugar de difícil acceso evita casi por completo cualquier acción antrópica que pudiera perjudicar su estatus.

Respecto a los de prioridad de protección intermedia, el Flujo de derrubios de Sarabillo (SO05) alcanza un valor elevado. La protección afectaría a su zona terminal, que es limpiada después de cada evento de alta magnitud. Sin embargo, el hecho de que esa terminación afecte a estructuras y propiedades humanas hace difícil su conservación. Estas características especiales lo acercan a la definición de patrimonio geológico efímero (Díaz-Martínez *et al.*, 2011). Estos autores restringen el término a

elementos de duración de pocos días o incluso inferior a un día. En el caso del flujo de Sarabillo, la permanencia de su lóbulo terminal tras el evento de julio de 2.001 fue de unos pocos meses hasta que fue retirado por el Gobierno de Aragón. En cualquier caso, ese tiempo es variable ya que depende de lo que tarden en activarse los resortes administrativos que posibiliten la contratación o movilización de la maquinaria necesaria. La eliminación del lóbulo impide efectuar medidas granulométricas y morfométricas que aporten información sobre la dinámica de los eventos extraordinarios del flujo de derrubios, que son los más interesantes dado que afectan a la actividad humana. Por tanto, partiendo de la base de que la geoconservación de la colada no es viable, sí podrían arbitrarse sistemas de alerta que permitan -nada más producirse un evento extraordinario- el aviso a la comunidad científica para que pudiera efectuar su estudio en un plazo breve de tiempo, dejando paso a la maquinaria que limpie las instalaciones afectadas. La pertenencia de la zona al Geoparque de Sobrarbe, y la colaboración existente entre éste y varias universidades y centros de investigación, facilita que pudiera ser el propio Geoparque el que coordinara la alerta correspondiente. Algunas recomendaciones sobre cómo proceder en casos de este tipo se dan en Díaz-Martínez *et al.* (2011).

La cueva helada A294 (RI03) presenta también una prioridad de protección media. En lo referente a la pérdida de hielo del depósito por causas climáticas cabe aplicar lo comentado sobre el glaciar rocoso de Cotiella. Sin embargo, la posibilidad de acceso directo al hielo por parte de las personas sí invita a arbitrar algún tipo de medida de geoconservación directa, en forma de accesos restringidos y controlados por la administración. Hay que reseñar que el circo de Armeña engloba en un pequeño espacio tres LIGs destacados. Si bien por separado ninguno alcanza los valores máximos en la suma de interés científico, didáctico y turístico/recreativo, sí componen una zona de interés que invita a una gestión conjunta y a establecer unas medidas de uso y de geoconservación apropiadas. En el caso del exokarst, es posiblemente uno de los mejores ejemplos de karst de montaña del Pirineo. Pese a ser accesible sólo a pie, el tiempo requerido para alcanzarlo es menor que el de otros situados en el resto de macizos de las Sierras Interiores. Por otro lado, tanto la cueva A294 con su depósito de hielo subsuperficial como el glaciar rocoso de Cotiella, constituyen dos fenómenos ligados a climas fríos en el límite de la funcionalidad. Son por tanto dos geoindicadores

adecuados para valorar el efecto del cambio global sobre las montañas mediterráneas, lo que les confiere un interés científico adicional.

En el caso de la cubeta de sobreexcavación e ibón de Plan (SO01) el LIG en sí no presenta ninguna afección y su prioridad de protección es, en sentido estricto, baja. No obstante, el hecho de que se pueda acceder mediante vehículo por pista forestal hasta sus inmediaciones, provoca durante varios meses al año una elevada presencia de personas en la zona. Si bien no afecta al sustrato geológico, el deterioro ambiental en la zona de aparcamiento y en el entorno directo del ibón es visible. Un acceso controlado desde Sarabillo con limitación al paso de vehículos, así como la divulgación de los valores naturales del lugar y propuestas de pautas de comportamiento solucionarían en buena medida los actuales problemas.

9.4 Conclusiones

Pese a sus modestas dimensiones, el macizo de Cotiella reúne 12 lugares de interés geológico relacionados con la Geomorfología. Seis de ellos ya forman parte del Inventario de Lugares de Interés Geológico del Geoparque de Sobrarbe. La evaluación del conjunto utilizando las fichas del IELIG y las adaptaciones metodológicas propuestas por investigadores del IGME para ámbitos geográficos reducidos (Vegas *et al.*, 2012), facilitan que los resultados obtenidos puedan servir de base para una posible incorporación de algunos de estos LIGs a los futuros inventarios autonómico y nacional.

La consideración conjunta del valor según tipo de interés, la fragilidad y las amenazas externas permite calcular la prioridad de protección. Los cálculos numéricos, junto a las observaciones de campo, permiten concluir que hay tres LIGs (SO09: Cono de derrubios activos de la Peña de Sin, SO03: Congosto de la Inclusa y SO08: Congosto de las Debotas) que precisan ciertas medidas de protección que preserven sobre todo la integridad de los depósitos sedimentarios que albergan en su interior.

El LIG SO05 (Flujo de derrubios de Sarabillo) constituye un buen ejemplo de patrimonio efímero, ya que los eventos de alta magnitud afectan a la actividad antrópica. La necesaria retirada de la sección terminal de la colada de derrubios impide realizar trabajos morfométricos que ayuden a caracterizar este espectacular proceso de baja frecuencia que se da en las inmediaciones de Sarabillo.

El circo de Armeña, por la concentración de LIGs que presenta (RI01: Glaciar Rocosco de Cotiella, RI02: Exokarst de Armeña y RI03: Cueva Helada A294), sugiere la

adopción de medidas de gestión conjuntas. Por su parte, la cubeta de sobreexcavación e
ibón de Plan (SO01) precisa de un sistema de acceso controlado para no deteriorar no
tanto los valores geológicos del LIG como el estado general de su entorno natural.

10. Evolución geomorfológica del macizo de Cotiella y reconstrucción paleoambiental

“El pasado no es probablemente como fue, sino como alguien recuerda que fue, tal cual es capaz de contarlo.”

Fernando Biarge, *Sobrarbe: a tiempo parcial*

A lo largo de este trabajo se han expuesto las principales formas de relieve y procesos geomorfológicos que han actuado en el pasado y en la actualidad en el macizo de Cotiella. En el presente capítulo se tratará de trazar la evolución geomorfológica del macizo y el escenario paleoclimático que es posible deducir como consecuencia de las conclusiones de la interpretación de las principales morfologías y de los registros sedimentarios analizados en los capítulos previos.

En ocasiones, la evolución geomorfológica y la reconstrucción paleoclimática propuestas incluyen una secuencia ordenada relativa de etapas morfogenéticas como consecuencia de la falta de datos cronológicos absolutos. La mayor parte de los registros sedimentarios que han podido ser datados corresponden aproximadamente a los últimos 500 ka. Especial relevancia adquieren aquellos correspondientes al Holoceno. De ellos se puede extraer una información más completa sobre la génesis del relieve y las condiciones paleoclimáticas.

10.1 La conformación del Macizo de Cotiella

a) La construcción tectónica del edificio y formación inicial del relieve

La formación del orógeno pirenaico es un proceso complejo que se extendió en el tiempo desde el Cretácico superior hasta el Mioceno inferior, siendo durante el Paleógeno cuando se produce con mayor intensidad la colisión entre Iberia y Europa (Muñoz, 2002; Canérot, 2008).

Dentro de este contexto, el manto de Cotiella presenta un intervalo de actividad muy amplio. El comienzo de la actividad tectónica se establece en el Santiense-Campaniense según Martínez Peña (1991) y el manto finaliza su emplazamiento durante el Eoceno inferior-medio (Soler-Sampere y Garrido, 1970; Martínez Peña, 1991; Martínez-Peña y Casas-Sainz, 2003). Los conglomerados de Campanué, de edad Luteciense medio (Garrido Mejías, 1968), que afloran al SE de la zona de estudio evidencian la existencia de relieves emergidos en el área de Cotiella ya en esa temprana época. Otros registros sedimentarios equivalentes, como los de la Sierra de Sis, indican un relieve ya formado en la Zona Axial y Sierras Interiores, con una red fluvial activa capaz de evacuar una gran cantidad de sedimentos gruesos a lo largo de valles de orientación aproximada norte-sur.

A escala pirenaica, se puede considerar que a finales del Paleógeno el Pirineo está fuertemente erosionado y, adosadas a la Zona Axial, aparecen rampas de sedimentos que sepultan las estructuras tectónicas previas (Peña, 1995; Calvet *et al.*, 2008). Los mencionados conglomerados de Sis o Campanué, que alcanzan cotas de entre 1.500 y 2.000 m de altitud, serían testigos de esta situación (Peña, 1995; Babault y Teixell, 2007). La acumulación de sedimentos está relacionada en la vertiente surpirenaica con la formación de la cuenca endorreica del Ebro (Riba *et al.*, 1983; Coney *et al.*, 1996; Fitzgerald *et al.*, 1999). El progresivo ascenso del nivel de base provoca el retroceso paulatino de la sedimentación hacia el eje de la cadena (Calvet *et al.*, 2008).

Esta prolongada etapa erosiva del orógeno, coincidente con el amortiguamiento de la tectónica pirenaica, tiene como resultado la formación de extensas superficies de erosión. El reparto de los restos de dichas superficies es muy desigual en el Pirineo (Peña, 1995; Babault *et al.*, 2005; Calvet *et al.*, 2008; Gunnell *et al.*, 2008). Mientras en el Pirineo oriental se pueden apreciar extensos niveles, su importancia cuantitativa decrece en el prepirineo leridano y oscense (Rodríguez Vidal, 1983; Peña, 1983, 1995). El origen de esas superficies de erosión elevadas es motivo de controversia. Una de las hipótesis planteadas es su formación ya en altura (Babault *et al.*, 2005, 2006; Babault y Teixell, 2007) mientras que una segunda hipótesis propone una elevación posterior a su formación debido a procesos de neotectónica (Calvet *et al.*, 2008; Gunnell *et al.*, 2008). En cualquier caso, las superficies de erosión tan bien conservadas en el Pirineo oriental no aparecen en el central, incluido el macizo de Cotiella. La persistencia de la compresión hasta comienzos del Neógeno, testimoniado al sur por los potentes conglomerados sintectónicos del entorno de Huesca, sugiere que no se llegaron a formar superficies de erosión en la alta montaña axial y Sierras Interiores sino que el arrasamiento se limitó a los márgenes plegados (Calvet *et al.*, 2008).

Una vez conformado un relieve poco energético, resulta plausible pensar en una fase de karstificación en Cotiella a finales del Mioceno. El tránsito entre el Mioceno y el Plioceno está caracterizado en amplias áreas del Pirineo por la exhumación de la cobertera terciaria discordante y el inicio de la karstificación en sierras calcáreas como Montsec (Peña, 1983, 1995) o Guara (Rodríguez Vidal, 1986) e igualmente en las Sierras Interiores occidentales (López-Martínez, 1986). No obstante, para ciertas zonas del Pirineo oriental se propone una fase de karstificación muy antigua pre-cobertera de moladas postpirenaicas (Cardona, 1989).

b) Inicio del encajamiento de la red de drenaje: el tránsito Neógeno-Cuaternario

Frente al relieve de baja energía, con grandes superficies de erosión, propio del Pirineo del Oligoceno y Mioceno, en la actualidad la imagen es bastante distinta. Las superficies se presentan incididas fuertemente por la red fluvial y el relieve en el Pirineo central, del que Cotiella es parte, ofrece un aspecto enérgico y plagado de importantes desniveles y morfologías estructurales (crestas, escarpes y superficies estructurales) (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico). La hipótesis que trata de explicar la revitalización del relieve y el gran encajamiento de la red hídrica actual, está en relación con el paso de la cuenca del Ebro al exorreísmo.

Así como la formación de la cuenca endorreica del Ebro provocó el ascenso del nivel de base, y la progresiva agradación de la sedimentación hacia el eje de la cadena, el vaciado de la cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo tuvo el efecto contrario. Con la salida del Ebro al mar, comienza un intenso vaciado erosivo no sólo de la cuenca de antepaís meridional pirenaica sino también de la propia cordillera. La causa de dicho vaciado es la apertura del surco de Valencia y la desecación del Mediterráneo durante la crisis Messiniense, que conllevan una caída de gran magnitud del nivel de base regional (Coney *et al.*, 1996). La captura del lago interior tiene lugar a finales del Mioceno (García Castellanos *et al.*, 2003) o en el Plioceno (Babault *et al.*, 2006). Arche *et al.*, (2010) sugieren que la captura sea anterior, durante el Tortoniense. En cualquiera de esos escenarios cronológicos, el resultado es el encajamiento de un proto-Ebro y de su red de afluentes. La captura del Ebro y el rebaje del nivel de base regional implica la aceleración en la exhumación del Pirineo meridional en los últimos 10 Ma (Gibson *et al.*, 2007; Sancho, 2011).

Estos hechos tuvieron varias consecuencias en el macizo de Cotiella. Por un lado, la incisión fluvial acentuó el aislamiento del macizo, ubicado entre profundos corredores excavados por los ríos Cinqueta, Cinca y Ésera. Algunas de estas incisiones empiezan a generar las actuales gargantas de las Debotas (LIG SO08) y la Inclusa (SO03). A su vez, los afluentes originados en Cotiella de estos ríos principales se organizaron drenando a cuatro cursos (Irués-Garona Molinos, Garona Cullubert, Aigüeta de Barbaruens y Simierre) que aprovecharon litologías margosas para separar acusadamente Cotiella de las sierras de Chía y Ferrera.

Dada la naturaleza calcárea del macizo, la incisión de la red hídrica trajo consigo la bajada de los niveles de base locales y el encajamiento del sistema kárstico. No es posible precisar la edad de los conductos más antiguos existentes en el macizo, pero la presencia de dolinas de pozo decapitado o de galerías cortadas por la erosión superficial indica la existencia de conductos endokársticos muy altos, fruto de una intensa actividad endokárstica muy antigua de difícil adscripción cronológica. Es también reseñable la presencia de conductos de gran diámetro hoy desconectados de los niveles activos. Señalan largos periodos de una gran disponibilidad hídrica, capaces de modelar enormes tubos freáticos. Además de los periodos de encajamiento del karst, también hay evidencias de periodos de clima benigno que favorecieron la formación de espeleotemas. Varios espeleotemas muestreados en Lasgüeriz han ofrecido edades fuera del alcance del método U/Th, indicando una o varias fases importantes de crecimiento espeleotémico en el macizo, no datables por demasiado antiguas y que originarían, por ejemplo, las enormes estalagmitas de Lasgüeriz denominadas el Rey y la Reina (Foto 7.13 B), cuyas dimensiones exceden notablemente las de cualquier otra estalagmita de la cueva.

10.2 Del Pleistoceno medio (780 ka) al último máximo glacial en el Pirineo (65 ka)

El registro cuaternario cronorreferenciado comienza en Cotiella hace unos 500.000 años (Figura 10.1). Los archivos sedimentarios más antiguos datados son estalagmitas. La PF-3 (529 ± 62 ka) se sitúa en el MIS 15, la base de la estalagmita EL-13 ($449,572 \pm 47,827$ ka) en el MIS 12 y la EL-1 (base en $382,933 \pm 21,452$ ka), EL-2 (techo de un pavimento datado en $345,295 \pm 22,535$ ka) y la parte superior de la PF-3 (373 ± 24 ka) en el MIS 11. Los estadios isotópicos MIS 11 y 15 corresponden a periodos interglaciares y por tanto nos permiten deducir condiciones de alta montaña deglaciada y posible desarrollo de suelos con precipitaciones suficientes para permitir el desarrollo de estalagmitas en las dos cavidades muestreadas en el macizo. También se registra crecimiento de una estalagmita en el MIS 12, que corresponde con un periodo frío. Sin embargo, el margen de error de la datación es muy elevado y la actividad constructiva pudiera haberse producido a lo largo del MIS 11, que concentra buena parte de las dataciones más antiguas realizadas, lo que sugiere un periodo muy favorable para la formación de espeleotemas. Las mayores extensiones alcanzadas por los glaciares en algunas montañas del Mediterráneo, como el monte Pindo (Grecia), se han datado en el MIS 12 (Hughes, 2004). Con toda probabilidad, el macizo de Cotiella también estuvo

glaciado durante ese estadio isotópico y el restablecimiento de unas condiciones adecuadas para la formación de espeleotemas, de tendencia biostática sobre el circo del Entremón, debió tardar.

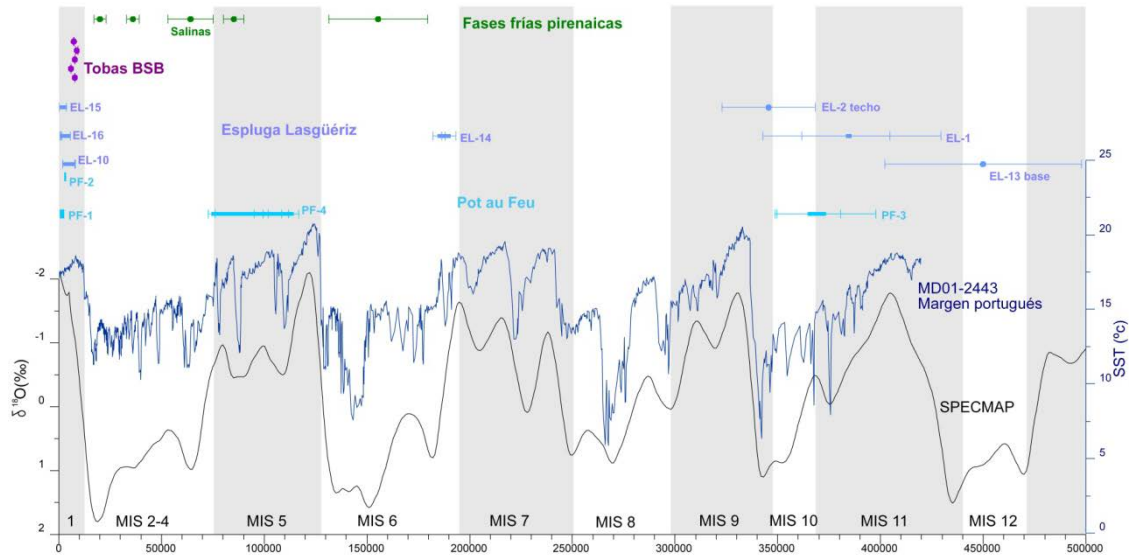


Figura 10.1. Datos paleoclimáticos obtenidos de distintos registros en el macizo de Cotiella. Se han añadido como referencias la curva SPECMAP (Martinson *et al.*, 1987), las temperaturas superficiales del mar en el margen portugués (Martrat *et al.*, 2007) y las fases frías registradas en el Pirineo Oscense (Peña *et al.*, 2003; Lewis *et al.*, 2009). Se ha indicado la fase Salinas, datada en un till dentro de la zona de estudio (Sancho *et al.*, 2003).

La presencia de una estalagmita en Pot au Feu con edad de 529 ± 62 ka, indica que el drenaje subterráneo del macizo ya se había establecido a cotas inferiores a esa cavidad y por tanto coincidía prácticamente con el actual. Eso permite afirmar que el endokarst alcanzó un nivel de base ligeramente superior al actual (y definitivo al tratarse de un contacto con un nivel impermeable) en torno al MIS 15, habiéndose producido un encajamiento desde entonces de unos 120 m. El drenaje subterráneo pues, se organiza de forma temprana en torno al sistema de surgencias de Fornos y los trop-pleins del Chorro y Graners (LIG SO02).

Tras este intervalo de tiempo que aglutina las dataciones antiguas, el siguiente espeleotema data del MIS 9 (EL-2, $345,295 \pm 22,535$ ka) y MIS 7 (EL-14 con base en $190,578 \pm 2,666$ ka), ambas en la Espluga Lasgüeriz (Figura 10.1). La inexistencia de más espeleotemas con edades similares impide afirmar que durante el resto de cada estadio isotópico no se reunieran las condiciones ambientales adecuadas. Sin embargo, en la cavidad Esteban Felipe, situada en la Sierra de Guara, se ha comprobado el

crecimiento de tres estalagmitas durante el final del MIS 7, indicando un periodo caracterizado por temperaturas igual o ligeramente superiores a las actuales y suficiente disponibilidad hídrica (Moreno *et al.*, 2013). La precipitación de estos espeleotemas cesa cuando se instauran las condiciones frías del MIS 6, que sí han tenido un impacto conocido no sólo en el Pirineo sino en otras montañas del ámbito mediterráneo. En efecto, durante el MIS 6 se registran avances glaciares en Grecia tanto en el monte Pindo (Hughes, 2004) como en el Olimpo (Smith *et al.*, 1997) y los Apeninos italianos (Kotarba *et al.*, 2001). En la Península Ibérica hay actividad glacial datada en Galicia (Fernández Mosquera *et al.*, 2002). En los Pirineos se disponen de datos del Valle del Aragón, donde un till ha sido datado mediante OSL en 171 ± 22 ka (García Ruiz *et al.*, 2012). Por otro lado, un depósito fluvio-glacial proximal cercano a Sabiñánigo (en el valle del Gállego) ha ofrecido una edad ponderada de 155,8 ka (Peña *et al.*, 2003; Lewis *et al.*, 2009). La validez de estas edades se ve corroborada con los datos del nivel de terraza Qt5 en las cuencas medias y bajas del Gállego y del Cinca (Sancho *et al.*, 2004; Lewis *et al.*, 2009), confirmando la relación entre fases glaciares y formación aguas abajo de terrazas debido a las descargas de fusión (Peña *et al.*, 2003; Sancho *et al.*, 2004b; Hughes y Woodward, 2009; García-Ruiz *et al.*, 2012). Benito *et al.* (2010) indican para el MIS 6 un aumento en la subsidencia en el curso bajo del Gállego, ligado a un incremento en la descarga de dicho río relacionada con una cabecera glaciada del mismo. En cualquier caso, el MIS 6 a escala peninsular no debió ser excesivamente frío según indican los registros tobáceos localizados en la Cordillera Ibérica tanto en el río Piedra (Sancho *et al.*, 2010) como en el Ebrón (Lozano *et al.*, 2012). Igualmente, Martrat *et al.* (2004), señalan a partir de sondeos en el mar de Alborán que el MIS 6 tiene una estructura peculiar más próxima al MIS 3 que a la de un auténtico estadal.

En Cotiella no se dispone de cronologías para este momento pero sí hay un elevado número de evidencias de -al menos- una fase glacial de gran extensión denominada localmente fase San Miguel. Los restos sedimentarios indican un glaciar del Cinqueta sobrepasando el collado de la Cruz hacia la cuenca del Ésera, rodeando las peñas de San Martín y de Artiés por la Comuna y derramando un lóbulo sobre el collado de Santa Isabel. Su terminación alcanzaría el vado del Irués, en el valle homónimo, y el congosto de las Debotas ya en el valle del Cinca. A dicho congosto accedería tanto por el fondo del valle como por el lóbulo que atravesó los collados de San Miguel y Mataire. Por tanto, y a falta de precisiones cronológicas, consideramos el

MIS 6 como el momento en el que el glaciar del Cinqueta alcanzó su máxima extensión en virtud de los restos sedimentarios reconocidos (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico).

Las sucesivas fases glaciares que han afectado al macizo, no han logrado establecer una morfología glaciar tan madura como en la mayoría de los macizos axiales. Los circos glaciares de Cotiella son la manifestación de una actividad glaciar de poca intensidad, en unas condiciones climáticas difíciles, alejada de la influencia de los frentes atlánticos y probablemente más dependiente de los menos importantes frentes de procedencia mediterránea. La morfogénesis glaciar fue incapaz de eliminar las directrices del relieve que marca la estructura geológica, a quien se deben las líneas maestras del paisaje del macizo. Los circos de Cotiella se han adaptado al marco estructural y al relieve preexistente, existiendo escasas afinidades entre los parámetros que definen la forma de los circos pues cada uno creció condicionado por dicho relieve.

Hay que reseñar que con unas características de los glaciares en Cotiella como las expuestas, ya no sólo es que las áreas de infiltración estuvieran cubiertas por glaciares sino que las propias lenguas obturaban el acceso a cavidades como Lasgüeriz y Pot au Feu. En la primera, se tiene la constancia de entrada de aguas de fusión glaciar con importante carga sólida que constituye un gran depósito de grava a más de 100 m de la entrada de la cueva. En dicho depósito se han encontrado evidencias de material granítico, lo que demuestra que el glaciar del Cinqueta derramaba ampliamente por encima del collado de Santa Isabel e interfería con la lengua que bajaba por el Gradiello, configurando un patrón complejo de flujo glaciar y de circulación de aguas y sedimentos endoglaciares.

El interglaciar del MIS 5 está representado en Cotiella por el crecimiento de la estalagmita PF-4 (Figura 10.1). Dicho crecimiento comienza con cierto retraso respecto a la instauración de condiciones climáticas favorables tras el máximo glaciar del MIS 6. La precipitación es continua hasta los 93 ka BP, a finales del MIS 5c, cuando se constata un enfriamiento del clima a escala pirenaica y de macizo. Dicho enfriamiento tuvo como reflejo en el Pirineo el avance del glaciar del Gállego datado en 85 ± 5 ka BP (fase Aurín, Peña *et al.*, 2003). Una recuperación de condiciones más benignas permite la formación de los últimos centímetros de la estalagmita PF-4 que termina en torno a los 74 ka BP, coincidiendo casi con el comienzo del MIS 4.

Con anterioridad al MIS 4, los valles meridionales del macizo (Irués, Neis y Yali) registran una etapa de intensa actividad periglaciaria en la que se produce un relleno parcial de dichos valles por derrubios estratificados (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico). Los de Los Neis constituyen el LIG SO06. Seguramente en las orientaciones septentrionales, esta etapa fría pudo mantener glaciares blancos de un tamaño menor al que alcanzarían después. Las morrenas generadas habrían desaparecido pero no los depósitos periglaciares de los valles abiertos al sur, que aparecen menguados por la erosión glaciaria y como sustrato de tills más recientes.

El MIS 4 es precisamente el periodo frío mejor caracterizado en el Pirineo. Tanto en la vertiente española como en la francesa (especialmente en la oriental), se cuenta con suficientes datos cronológicos obtenidos en distintos valles y con diversas técnicas de datación (OSL y cosmogénicos) que consolidan la idea de una máxima extensión de los glaciares durante este ciclo, previa al último máximo glaciario global (LGM).

En el macizo de Cotiella, el periodo que comprenden los MIS 4 a 2 se caracteriza por la ausencia de precipitación química en las cavidades pero con una intensa actividad glaciaria y periglaciaria, responsable de numerosas formas de acumulación desde las cotas más bajas hasta el ámbito de la alta montaña (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico).

La principal referencia es el till de Salinas. Se ubica en el cruce entre las carreteras de Bielsa y de la Bal de Xistau, a unos 800 m de altitud. Está compuesto por dos niveles de till separados por sedimentos fluvioglaciares. El conjunto está deformado glaciotectónicamente y se halla fosilizado por depósitos de ladera (Peña *et al.*, 2003). Más al sur se ubica el depósito fluvioglaciario de San Marzial descrito por Martí-Bono y García Ruiz (1993). Las dataciones realizadas por OSL dan una edad de $62,7 \pm 3,9$ ka (Sancho *et al.*, 2003, Lewis *et al.*, 2009). Esta edad sitúa el momento de máxima extensión de los glaciares durante el ciclo posterior al MIS 6. Todos los valles importantes de Cotiella emitían lenguas de distinto porte. En la vertiente del Cinqueta varias de ellas conectaban con la lengua principal (Fueba, Ibón, Labasar y Galliners). Las lenguas de Gradiello y Azitolar bajaban hasta el fondo del valle del Irués (cuyo till de ablación es el LIG SO07) y la de Los Neis alcanzó el collado de Cullubert. En el glaciario de Ibón, la cubeta de sobreexcavación de la Basa de la Mora (LIG SO01) se encontraba rellena por unos 200 m de hielo. En la vertiente del Ésera el principal glaciario era el de Armeña, que descendía hasta casi la confluencia entre Bilsé y la Aigüeta de Barbaruens, que drenaba agua de fusión de la lengua de Ordizez. Aparatos de menores

dimensiones se desarrollaban en los pequeños valles de la Barana y Forcas y en el meridional valle de Yali. En total, se contabilizan para el máximo glaciar del MIS 4 hasta 12 aparatos glaciares que ocupaban una superficie total de 3.443 Ha. La ELA se situaba a 1.838 m de altitud.

Dentro de la relación entre aporte de agua de fusión y sedimentos glaciares y formación de terrazas fluviales (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico), cabe citar que es en este momento cuando se forma el nivel de terraza Qt7 sobre el que se asienta la localidad de Badaín. Existen retazos de este nivel en el interior de las Debotas, fosilizados por depósitos periglaciares posteriores y en la zona de San Marzial.

En el valle del Ésera, al este del macizo de Cotiella, la estabilización del glaciar del Ésera en la zona de El Run, detenido por el Congosto del Bentamillo, se relaciona con el evidente nivel de terraza fluvioglaciar que se conserva especialmente en la margen derecha del valle. La intensa actividad fría se hace visible también en el gran glaciar rocoso de Es Cums (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico), desarrollado a partir de la morrena terminal emplazada en ese rellano estructural.

Esta misma fase fría se ha documentado en el vecino valle del Ara. Concretamente la morrena lateral de Viu y el depósito glaciolacustre de Linás de Broto, datados por OSL, ofrecen una edad ponderada comprendida entre 42 y 60 ka (Sancho *et al.*, 2011). Más hacia el oeste, en el valle del Gállego no existen tills datados en estos rangos de edades pero sí un depósito de terraza proglaciar (66-69 ka) con continuidad, al igual que en el Cinca, por el curso medio y bajo del río (Peña *et al.*, 2004). En el Valle del Aragón, datos recientes indican también una fase glaciar datada en 68 ± 7 ka (García-Ruiz *et al.*, 2012). Mediante el uso de cosmogénicos (^{10}Be) se ha datado una etapa de actividad glaciar en el Pirineo oriental en 76,5 (MIS 5a ó 4) y 49,2 (MIS 3) (Pallás *et al.*, 2010) (Delmas *et al.*, 2011, 2012).

Desde que en los años 80 se propusiera que los glaciares pirenaicos habían alcanzado su último máximo de manera diacrónica al último máximo glaciar global, esta cuestión ha generado una gran controversia. Los primeros datos que apoyaron esta hipótesis fueron las dataciones efectuadas en el entorno de la morrena de Lourdes (Mardones y Jalut, 1983). Datos posteriores en sondeos del valle de Tena apoyaron este máximo precoz (Montserrat, 1992) y esa misma diferencia fue apreciada en otras montañas como los Vosgos (Seret *et al.*, 1990). Las sucesivas dataciones tanto de tills como de sedimentos lacustres han ido añadiendo más información a favor de la

extensión precoz de los glaciares pirenaicos en comparación con los alpinos y el casquete escandinavo (García-Ruiz *et al.*, 2003; González-Sampériz *et al.*, 2006). Y si bien las primeras dataciones realizadas con cosmogénicos parecían indicar una coincidencia en algunos valles con el último máximo glaciar global (Pallàs *et al.*, 2006; Delmas *et al.*, 2008), una mejor selección de los lugares de aplicación del método han ofrecido también resultados equivalentes a los logrados por OSL y ^{14}C en la zona central de la cordillera (Pallàs *et al.*, 2010; Delmas *et al.*, 2011, 2012). Las condiciones climáticas en la Península Ibérica en el tránsito del MIS 5 al MIS 4 a partir de registros lacustres indican condiciones frías y relativamente húmedas, favorables por tanto al avance de los glaciares en el Pirineo (Moreno *et al.*, 2012a).

En el resto de las montañas mediterráneas y españolas la situación admite más matices. En las montañas griegas se considera un intervalo amplio de actividad glaciar comprendido entre el MIS 5d y el MIS 2 (Hughes, 2004; Hughes *et al.*, 2006a y b; Hughes *et al.*, 2009) incluyendo una extensión máxima y estabilizaciones o pequeños avances en el retroceso, en un esquema paralelo al observado en el Pirineo. Sin embargo, las montañas españolas no pirenaicas han registrado su último máximo glaciar local en fechas más recientes.

En la Cordillera Cantábrica se ha identificado el máximo local en torno al 38 ka BP, ya en el MIS 3 (Serrano *et al.*, 2012a) mientras que en los vecinos Picos de Europa el máximo local es anterior a $35,280 \pm 0,44$ ka BP (Serrano *et al.*, 2012b). Ambas edades se han obtenido mediante ^{14}C y señalan una máxima extensión de los glaciares visiblemente posterior a la del Pirineo. En esta cordillera se ha datado durante el MIS 3 actividad glaciar en el Gállego, que depositó la morrena frontal de Senegüé, retirada algunos kilómetros de los frentes alcanzados durante los MIS 6 y 4 (Peña *et al.*, 2003, Lewis *et al.*, 2009).

En el extremo sur peninsular, las dataciones mediante cosmogénicos realizadas en Sierra Nevada indican una máxima extensión anterior al LGM pero sin que se pueda precisar una edad concreta (Gómez-Ortiz *et al.*, 2012).

En las montañas del centro de la península también se constata un máximo anterior al último máximo glaciar global pero con edades concentradas entre 27 y 25 ka BP. Las edades de Sanabria se han obtenido por ^{14}C AMS (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2011), las de la Sierra de Béjar por ^{10}Be (Carrasco *et al.*, 2012) y las de Guadarrama por ^{36}Cl (Palacios *et al.*, 2012a). En la Sierra de Gredos las edades, obtenidas con ^{36}Cl , coinciden

con el máximo glaciar de Alpes y Escandinavia (Palacios *et al.*, 2012b). Nuevas edades de cosmogénicos (^{10}Be) en Sanabria también indican una fase glaciar coincidente con el LGM (Rodríguez-Rodríguez *et al.*, 2014), sugiriendo un doble máximo para esa zona.

De este modo, los glaciares situados en montañas con condiciones climáticas más continentales, alejadas de influencias oceánicas, parecen haber alcanzado sus máximas dimensiones durante el MIS 2. Los glaciares de la cornisa cantábrica, cercanos a la costa atlántica y con clara influencia oceánica, tuvieron su mayor crecimiento durante el MIS 3 y los pirenaicos, a caballo entre las influencias atlánticas y mediterráneas, hicieron lo propio durante el MIS 4.

A través de la reconstrucción de paleoELAs se han efectuado diversos cálculos que estiman el ascenso térmico desde el momento de las máximas extensiones de los glaciares en cada lugar hasta la actualidad. Aunque las fechas en las que se sitúan esos máximos no son coincidentes, sí lo son los ascensos térmicos registrados desde entonces. En Grecia, Hughes (2004) lo establece en $8,4^{\circ}\text{C}$. En Córcega es de 8°C , si bien no existen hasta el momento fechas que sitúen cronológicamente el máximo en esas montañas (Kuhleman *et al.*, 2005). En los Apeninos el incremento de temperatura se ha cifrado entre $7,3$ y $8,3^{\circ}\text{C}$ para un máximo previo a $22,68 \pm 0,63$ ka BP (Giraudi y Frezzotti, 1997). Dentro de la Península Ibérica, en las montañas de Valdecebollas (vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica) el ascenso es de casi 7°C aunque su adscripción al último máximo glaciar global no está basada en ninguna datación (Serrano y González Trueba, 2004). En el caso del macizo de Cotiella el ascenso calculado es de $7,69^{\circ}\text{C}$. En todas estas zonas se aprecia por tanto un ascenso térmico entre los respectivos máximos locales y la actualidad de entre 7 y 8°C . La confirmación o realización de nuevas dataciones en el futuro permitirá comprobar si esta cifra es generalizable para distintos macizos de la montaña mediterránea.

En cualquier caso, las condiciones climáticas que parecen favorecer el avance de los glaciares en las montañas del sur de Europa no son las de temperaturas frías extremas. Generalmente esos momentos corresponden también con una mayor aridez en la cuenca mediterránea. Por tanto, momentos de temperaturas bajas pero previos a los de mayor descenso, y en los que las precipitaciones aún son altas, son los idóneos para alcanzar las extensiones más grandes (Hughes *et al.*, 2006a).

10.3 Del último máximo glaciar pirenaico (65-60 ka) al Holoceno (11,7 ka)

Tras el periodo en el que los glaciares pirenaicos, y entre ellos los de Cotiella, alcanzan su máxima extensión en el MIS 4 (65-60 ka), comienza un retroceso paulatino. Esto conducirá al progresivo acantonamiento de los procesos morfogenéticos glaciares al ámbito estricto de la alta montaña. En zonas bajas otros procesos irán modelando el relieve y superponiendo sus efectos a la impronta glaciar que, en cualquier caso, sigue siendo la que junto al modelado estructural dirige hoy los rasgos del paisaje.

El contexto climático global viene marcado por la sucesión de eventos de Heinrich (estadales) fríos y eventos de Dansgaard-Oeschner (interestadales) cálidos (Dansgaard *et al.*, 1993). Dichos eventos son característicos del Atlántico Norte y han ocurrido a una escala más rápida que la propia de los forzamientos orbitales, implicando variaciones en los casquetes glaciares y la circulación oceánica (Masson-Delmotte *et al.*, 2005). La tendencia general será a un progresivo enfriamiento que culminará entre los 21 y 18 ka BP, momento en el que los glaciares alpinos y del casquete escandinavo alcanzan su máxima extensión. El descenso térmico va acompañado también, sobre todo a partir de los 30 ka BP, de una mayor aridez que merma la extensión de los glaciares (García-Ruiz *et al.*, 2010).

Durante los MIS 3 y 2 no hay evidencia de crecimientos de espeleotemas en Cotiella. Las condiciones climáticas continúan siendo frías y los aportes de humedad cada vez más escasos. Aunque progresivamente el hielo fue liberando la salida de los conductos inferiores del macizo, todas las áreas de infiltración están dominadas por procesos glaciares y periglaciares. La infiltración y circulación de agua, la precipitación química y el encajamiento del endokarst son mínimos durante este periodo de tiempo.

El patrón de la deglaciación ha quedado bien registrado en todo el macizo pero especialmente en los complejos sedimentarios glaciares que rodean al Ibón de Plan y los de la zona de Ordizez. En total se han discriminado cuatro fases de estabilidad dentro del retroceso en el macizo de Cotiella.

La primera de ellas, fase Ordizez, presenta una disminución de los glaciares apreciable en el acortamiento y estrechamiento de las lenguas (Ordizez y Angón). Los lóbulos que durante la fase Salinas desbordaban algunos valles menguan o desaparecen (Ordizez y glaciar de l'Ibón, respectivamente). Las grandes lenguas del macizo siguen conectando con la del Cinqueta y la ELA se sitúa a 1.962 m de altitud. El ascenso

térmico respecto al máximo del MIS 4 es de 0,76°C. Por analogía con las dataciones existentes en el Pirineo oscense, atribuimos esta actividad a la fase Senegüé (35,7 ka, MIS 3) (Peña *et al.*, 2003) (Figura 10.1).

Remontando los valles aparece un conjunto de morrenas muy visible en varios de ellos, englobadas en la fase Basa de la Mora. Se caracteriza por presentar morrenas de gran tamaño, en ocasiones con tres o más arcos frontales muy próximos entre sí (Azitolar, Basa de la Mora, Labasar). También se observa en algunos puntos cómo estas morrenas cortan morrenas menores más antiguas (Angón), denotando que se trata de un avance importante respecto a estabilizaciones del retroceso anteriores. La presencia de morrenas altas en Labasar e inmediaciones del Ibón de Plan indican que los glaciares de Cotiella ya se han desconectado de la lengua del Cinqueta. Muy probablemente también esta lengua ha abandonado la zona de estudio en dirección a las cabeceras. Esto abre el periodo en el que puede situarse el enorme desprendimiento que obturó el valle y colmató la zona de Plandescún. Un total de 16 glaciares ocupan el macizo de Cotiella. El mayor número comparado con la Fase Salinas se debe a la separación de algunas lenguas en el retroceso. La superficie total glaciada es en esta fase de 1.565 Ha, con una ELA a 2.065 m de altitud. El ascenso térmico respecto a la Fase Salinas es de 1,38°C. Cronológicamente puede coincidir esta fase con el último máximo glaciar global, por tanto ya en el MIS 2.

El retroceso glaciar se hace más patente en los miles de años que separan el último máximo glaciar global del Holoceno. Los picos de frío más característicos son el Dryas antiguo y el Dryas reciente, comprendidos entre los 14 y los 11,7 ka BP y separados por el periodo cálido del Bölling-Alleröd. Al Dryas antiguo le atribuimos las morrenas de la fase Colladeta I. Representa la disyunción del glaciar del Ibón, que se estabiliza justo detrás del actual lago pero en una sola lengua proveniente del circo de la Colladeta Ibón. Las otras tres lenguas, unidas en las fases anteriores, se acantonan por encima de los resaltes estructurales que separan sus circos de la cubeta de sobreexcavación del Ibón de Plan. Las lenguas de Ordizez y El Tarteral también se escinden en esta fase, aunque permanecen próximas separadas sólo por una enorme morrena muy bien conservada.

Los grandes circos de Armeña y Entremón ven muy disminuido el volumen de hielo, en parte explicado por la escasa protección frente a la insolación en un contexto de menores precipitaciones que en otros momentos del Pleistoceno superior. En el valle

de Labasar, el retroceso del glaciar, ligado seguramente a un desprendimiento, permite la formación del glaciar rocoso del valle.

La desconexión generalizada de glaciares, a medida que el retroceso los va confinando en las inmediaciones de sus circos, hace que en la Fase Colladeta I existan 24 aparatos distintos. La superficie total glaciada en esta fase es de 483 Ha y la ELA se sitúa a 2.091 m de altitud. El ascenso térmico respecto a la Fase Salinas es de 1,54°C.

El último pulso de actividad glaciar tiene lugar durante el Dryas reciente, caracterizado no sólo por frío sino por condiciones de aridez en el noreste peninsular (González-Sampérez *et al.*, 2008). Los glaciares a escala global avanzan si bien no todos al mismo tiempo, observándose un retardo en los de Escocia y Escandinavia (MacLeod *et al.*, 2011). En Cotiella el número de glaciares es muy pequeño (3 blancos y dos cubiertos) y se encuentran sólo en posiciones donde las condiciones topoclimáticas son muy favorables, como en el circo de la Peña de la Una o el de Armeña bajo la cima más alta del macizo. En la Colladeta Ibón persistió inicialmente un pequeño glaciar alimentado por avalanchas y el viento E-O. En la vertiente norte de las peñas de las Onze y d'el Mediodía se desarrollan dos glaciares cubiertos (LIG SO04). Las enormes paredes de los circos que los limitan, sometidas a un clima duro, frío y seco, propiciaron una elevada producción de crioclastos que cubrió los glaciares de la Fueba y El Tarteral. Éste último, merced a su buena orientación y la respetable altura de su pico de cabecera, aún alcanzó una longitud superior al kilómetro. El recubrimiento de clastos, como ya se ha comentado previamente, ejercía una protección adicional del hielo disminuyendo la ablación e influyendo positivamente en el balance de masa del glaciar. En otros circos menores y cotas más bajas se desarrollan varios glaciares rocosos. Es el caso del vecino glaciar de Ordizez, libre ya de hielo glaciar, o de la Pllana Angón y el Paso de las Garcas. También en las proximidades de la Colladeta Ibón se genera un glaciar rocoso lobulado. No es descartable que los pequeños circos afluentes de Batiziellas, expuestos al norte, alberguen pequeños glaciares blancos. En total, la superficie glaciada durante esta última fase decrece hasta las 32 Ha, situándose la ELA a 2.380 m.s.n.m. El ascenso de temperatura desde el máximo de la fase Salinas es de 3,3°C.

En este contexto de actividad glaciar recluida en los fondos de circos mejor orientados del macizo, los procesos periglaciares actúan en amplias zonas del macizo. Se puede asignar a este periodo la formación de la mayoría de los depósitos de derrubios estratificados del macizo (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico). En el Paso

de las Debotas existe una datación indicando que uno de estos depósitos es anterior a 11 ka BP (García Ruiz *et al.*, 2000). Las similares posiciones y características de otros depósitos, indican que se han formado en un mismo rango temporal.

Estas últimas fases frías previas al Holoceno se han englobado tradicionalmente dentro del término Tardiglacial (Bordonau, 1992). Una de las características de esta etapa en el Pirineo es la abundancia de glaciares rocosos. Ese rasgo, acompañado de la escasa extensión de los glaciares blancos, dibuja un marco climático de condiciones frías y con bajas precipitaciones. Las morfologías generadas en esta etapa en Cotiella, con pequeños glaciares blancos, dos glaciares negros, varios rocosos y abundantes derrubios estratificados, son indicadoras también de esas condiciones. La ausencia de influencia glacial en la base del sondeo del Ibón de Plan (9.800 cal BP) indica que para el comienzo del Holoceno ya han desaparecido todos los glaciares que drenaban a la gran cubeta de sobreexcavación en la que se haya el ibón. Por tanto, podemos afirmar que el Dryas reciente es el último periodo en el que existe la actividad glacial en el Macizo de Cotiella.

A medida que el hielo se retira el volumen de agua disponible para la infiltración aumenta. La actividad endokárstica es más erosiva que de precipitación todavía y no se han encontrado en Cotiella espeleotemas correspondientes a este periodo.

Al enfriamiento brusco del Dryas reciente le sigue una mejora progresiva del clima que conduce al óptimo climático del Holoceno (Cacho *et al.*, 2010).

10.4 El Holoceno y la dinámica actual

En comparación con los estadios isotópicos anteriores, el MIS 1 (correspondiente al Holoceno, últimos 11,7 ka) presenta unas condiciones climáticas bastante uniformes. Sin embargo, a escala interna existe una variabilidad notable con cambios generalmente abruptos (Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008, 2011). La mejor conservación de los distintos registros paleoclimáticos (ver Leyenda del Mapa Geomorfológico) hace posible una información más detallada y una reconstrucción más precisa de las oscilaciones climáticas, si bien no siempre es posible encontrar patrones de ciclicidad o ahondar en los mecanismos de los cambios (Bond *et al.*, 1997; Denton y Broecker, 2008).

a) El Holoceno inferior

Los registros disponibles en el macizo de Cotiella que cubren el Holoceno inferior son los sedimentos del Ibón de Plan y las tobas del barranco de San Bizién (cuenca del río Irués) (Figura 10.2). Ambos registros señalan un Holoceno inferior de carácter húmedo y templado en la zona de estudio.

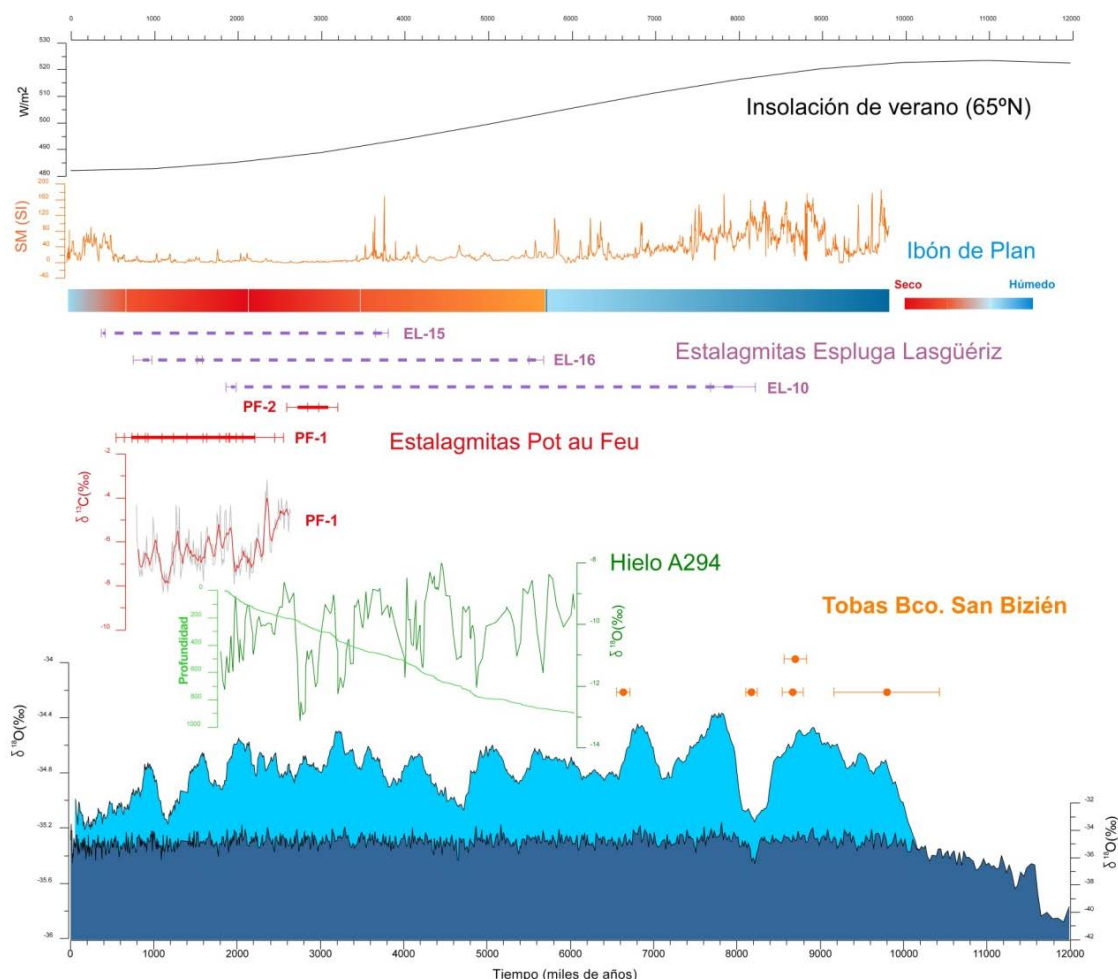


Figura 10.2. Datos paleoclimáticos para el Holoceno del macizo de Cotiella. Se han representado como referencias el sonde de hielo GISP2 (Meese *et al.*, 1997) (azul oscuro) y su media móvil de 300 años (azul claro), así como la insolación de verano en la latitud 65°N (Solanki *et al.*, 2004).

En el registro sedimentario del Ibón de Plan, la unidad 1 (9.800-5.700 años BP) indica el periodo más húmedo de toda la secuencia a partir de indicadores sedimentológicos (facies) (Figura 10.3 A). Así, entre los 9,8 y los aproximadamente 7,3 ka se encuentran los mayores valores de susceptibilidad magnética, representados por las facies 6 (limos carbonatados grises laminados con alta susceptibilidad magnética) y 7 (limos carbonatados gris claro bandeados con susceptibilidad magnética muy alta, >150 SI) (Figura 10.2). Esto representa un aumento del aporte de agua al ibón desde los

arroyos afluentes. Dado que el agua proviene de la recarga de acuíferos por fusión nival podemos hablar de precipitaciones abundantes en invierno y fusión de la nieve en el verano. Entre los 7,3 y los 5,7 ka (facies 5, limos carbonatados grises oscuros laminados) estas condiciones se mantienen si bien el descenso de la susceptibilidad magnética marca una progresiva disminución de la disponibilidad hídrica.

El análisis polínico de la secuencia sedimentaria permite situar algunos momentos fríos y secos intercalados en el marco húmedo descrito. Dichos momentos sucedieron hace 9,7; 9,3; 8,8 y 8,3 ka cal BP y están caracterizados por un descenso en las mesófitas (*Betula*, *Corylus* o *Quercus*). El evento sucedido hace 8,3 ka además representa el mínimo en cuanto a abundancia y diversidad de vegetación en el área (Pérez-Sanz *et al.*, 2013).

Las tobas son unos registros de gran sensibilidad a la presencia de agua y la temperatura, constituyendo unos buenos indicadores paleoclimáticos (Henning *et al.*, 1983; Durán, 1989; Martín-Algarra *et al.*, 2003; Rico-Herrero *et al.*, 2013). En el barranco de San Bizién la mayor parte de las dataciones se concentran entre los 8.000 y los 10.000 años BP, apoyando la existencia de condiciones térmicas benignas y suficientes precipitaciones. El escenario paleoambiental estaría conformado por un paisaje donde predominan las condiciones de biostasia, caracterizado por una cobertera vegetal más o menos consolidada, desarrollo de suelos y descargas de agua subterránea químicamente activa. La toba datada más reciente coincide con el final de la parte más húmeda y templada del Holoceno (6.637 ± 78 cal BP).

El hecho de que no se hayan encontrado estalagmitas creciendo antes del 8.000 BP puede deberse simplemente al escaso número de muestras extraídas. Por otro lado, las estalagmitas de Lasgüeriz no permiten realizar una detallada reconstrucción paleoambiental del Holoceno porque su tasa de crecimiento es muy lenta (entre 0,01 y 0,03 mm/año) y, por tanto, la resolución de los análisis isotópicos realizados es muy baja como para apreciar la presencia o ausencia de cambios climáticos rápidos. En cualquier caso, el hecho de encontrar en la cueva una generación de estalagmitas que corresponde con el Holoceno (aproximadamente desde 8 ka a 0,4 ka BP) indica un periodo de crecimiento más favorable que los precedentes y, por tanto, apoya la hipótesis de un clima más benigno en la primera parte del Holoceno. El tiempo que separa el final del Dryas reciente del inicio del crecimiento espeleotémico puede estar relacionado con la transición entre las condiciones periglaciares que predominaban en la

zona de infiltración y el desarrollo de suelo en el nuevo contexto climático del Holoceno inferior. La composición isotópica de los espeleotemas indica para el Holoceno condiciones más benignas que en los MIS 11 y 7, siendo éste último el que parece haber tenido un menor desarrollo de suelo y vegetación en la zona del Entremón.

Tras el enfriamiento rápido del Dryas reciente, las temperaturas remontan de manera prácticamente continuada hasta alcanzar un máximo térmico y de precipitaciones en la primera parte del Holoceno (Genty *et al.*, 2006). A escala peninsular, las condiciones climáticas del Holoceno inferior parecen ser muy benignas (Pérez-Obiol *et al.*, 2011), si bien diversos registros indican que no lo son tanto en cuanto a temperaturas como a disponibilidad hídrica (Cacho *et al.*, 2010). Los registros estudiados en Cotiella concuerdan con este escenario. La primera parte del Holoceno está caracterizada por el crecimiento de tobas en San Bizién y la dinámica hidrológica en el entorno del Ibón de Plan.

Esta época coincide con un máximo en la radiación solar que daba lugar a veranos más cálidos e inviernos más fríos que en la actualidad. Estas condiciones climáticas suaves se vieron interrumpidas por episodios fríos breves como el del 8,2 ka BP que parecen estar ligados a cambios en la circulación termohalina del Océano Atlántico provocados por la entrada de agua dulce al fusionarse el hielo glaciar del manto de hielo Laurentino (Alley *et al.*, 1997). Este episodio no está reflejado en el registro sedimentario detrítico pero sí en el polínico (Pérez-Sanz *et al.*, 2013). Un clima holoceno suave en general y húmedo se mantiene hasta aproximadamente el 6.000 BP (Wanner *et al.*, 2011).

b) El Holoceno medio y superior

La segunda mitad del Holoceno presenta unas características muy diferentes. A escala global, a partir de los 6.300 años BP el clima se enfría en lo que se ha denominado Neoglacial (Wanner *et al.*, 2008; Davis *et al.*, 2009) y que tiene características más secas en la región Mediterránea. Así, en ámbitos próximos al Pirineo, como el valle del Ebro, se constata un Holoceno medio árido, muy contrastado con el Holoceno inferior húmedo (González-Sampériz *et al.*, 2008). En el macizo de Cotiella igualmente se registra el paso a condiciones más frías y secas (Figura 10.2). La unidad 2 del registro sedimentario del Ibón de Plan representa este intervalo de tiempo. Dicha unidad está compuesta por las facies 2 (limos carbonatados negros, masivos con

materia orgánica terrestre), 3 (limos carbonatados de color gris claro masivos) y 4 (limos carbonatados marrón claro, masivos a bandeados). Estas facies acusan una disminución de la susceptibilidad magnética y un aumento del carbono inorgánico total, reflejando una disminución en los aportes de agua al ibón. Paralelamente, en la cavidad A294 comienza el depósito de hielo subsuperficial (LIG RI03). El factor desencadenante que hace posible la acumulación de hielo es el aumento de las precipitaciones de nieve en invierno y el descenso de las temperaturas en verano. De ese modo se asegura una acumulación suficiente de nieve y su preservación durante la estación cálida. Sin embargo, en el Ibón de Plan estas condiciones implican la no fusión del manto nival durante el verano. Esto limita fuertemente la infiltración kárstica y por tanto el agua que por escorrentía acaba llegando al ibón (Figura 10.3 B). La cuenca que drena al ibón es muy reducida, y el mecanismo que controla la hidrología del ibón es la escorrentía del agua previamente infiltrada en el acuífero kárstico y que proviene de la fusión nival.

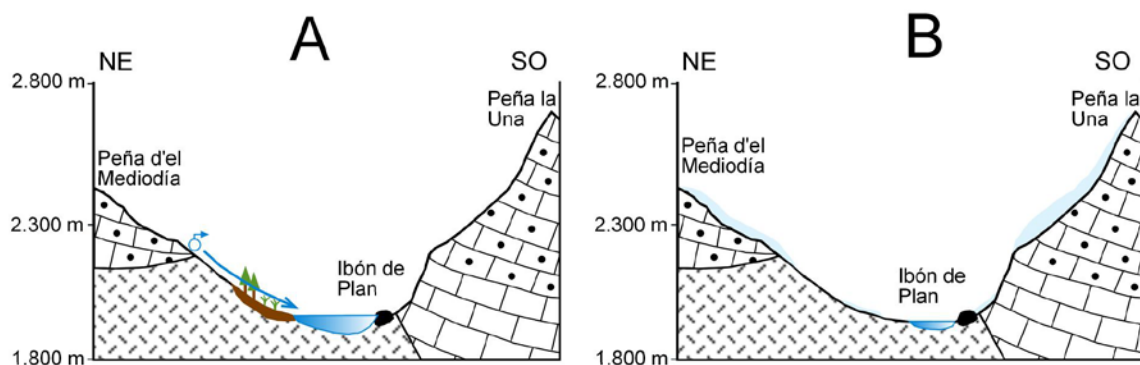


Figura 10.3. Situación del Ibón de Plan a lo largo del Holoceno. A: Holoceno temprano. En verano se produce la fusión del manto nival, la alimentación de los acuíferos y la aportación de éstos al drenaje superficial que llena el ibón. B: Holoceno medio y superior. El descenso en las temperaturas estivales impide la fusión de todo el manto nival y limita la disponibilidad de agua de escorrentía. El volumen de agua del ibón baja.

Por otro lado, las morrenas de nevero de la cara norte de la Peña d'el Mediodía (morrena inferior) y la más baja de las del valle de la Ribereta estarían relacionadas con la presencia del manto de nieve durante el verano que no llega a fundirse. Cabe añadir que en la cara norte del cercano circo de Tromouse (macizo de L'Almunia) hay evidencias de avances glaciares datados en el 5.100 ± 90 BP (Gellatly *et al.*, 1992).

El registro del ibón indica una progresiva reducción de los aportes hídricos que se hace máxima en el intervalo 3.540-2.200 años BP. Conviene insistir en que estas

reducciones de la humedad no pueden interpretarse como aridez ya que, simultáneamente, se está produciendo precipitación en las cavidades con crecimiento de estalagmitas (Lasgüeriz y Pot au Feu) y acumulación de hielo en la cavidad A294.

Entre los 2.300 y los 1.800 años BP coinciden tres registros muy diferentes en el macizo de Cotiella. Por un lado, el sondeo del Ibón de Plan marca un tramo de escasa llegada de agua al lago que finaliza hacia el 2.200 BP. Condiciones de bajas precipitaciones están registradas también en la estalagmita PF-1, marcada en un mayor enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del hielo subsuperficial son los más elevados de ese tramo, marcando también menores precipitaciones e indicando el efecto del Periodo Frío de la Edad del Hierro en el macizo. Posteriormente estos tres registros viran hacia condiciones más húmedas, coincidentes con el Periodo Húmedo Ibero-Romano (Cacho *et al.*, 2010). En el ibón se aprecia un repunte de la susceptibilidad magnética y los isótopos de ^{13}C y de ^{18}O en la estalagmita inician una tendencia al empobrecimiento, indicando un aumento en la disponibilidad hídrica que conllevaría más escorrentía en el entorno del lago, más carbono procedente del recubrimiento edáfico sobre la cueva Pot au Feu y más acumulación de nieve en la cavidad A294.

El Periodo Húmedo Ibero-Romano (2.300-1.600 BP) está caracterizado plenamente en el ibón y en la estalagmita PF-1 pero ya no en la cavidad A294. Pasado este periodo, y ya sin prácticamente registros datados en Cotiella, se alternan las condiciones frías de la Edad Oscura (Dark Ages), las más benignas de la Anomalía Climática Medieval (Moreno *et al.*, 2012b) y de nuevo en enfriamiento más crudo que culmina en la Pequeña Edad del Hielo. En este periodo, ocurrido entre los siglos XIV y XIX (Andersen y Borns, 1997) avanzan los glaciares a escala global y también en el Pirineo, incluyendo macizos próximos a Cotiella como Treserols (Monte Perdido), L'Almunia, Llardana y Maladeta (Chueca *et al.*, 1998). Aunque también se desarrollaron glaciares en montañas como los Picos de Europa (González-Trueba, 2005) de menor altitud que Cotiella, en nuestro macizo, probablemente, la mayor lejanía al Atlántico no propició una llegada suficiente de precipitaciones. Sí se observa una profusión de morfologías relacionadas con procesos fríos como varias morrenas de nevero (Peña d'el Mediodía, Ribereta, Armeña). Sin embargo, la morfología más interesante es el glaciar rocoso de la cara NE de Cotiella, en la parte más alta del circo de Armeña. El Ibón de Plan registra un nuevo repunte en la susceptibilidad magnética

representado por las facies 1 (limos carbonatados gris a gris oscuros, bandeados a laminados), indicando mayor alimentación de agua desde los torrentes circundantes.

c) Los procesos activos

Tras la Pequeña Edad del Hielo, las temperaturas inician un ascenso irregular a lo largo del siglo XX.

En lo que respecta a procesos periglaciares, las morrenas de nevero en la actualidad han dejado de ser plenamente funcionales y muchas empiezan a mostrar un ligero recubrimiento de vegetación. Tan solo los cordones más elevados del circo de Armeña, mantienen una funcionalidad parcial ligada a veranos frescos que posibilitan la permanencia de algunos neveros. En relación con la crioclastia y la nivación, tanto los canchales como los aludes son plenamente funcionales en las zonas más elevadas del macizo.

El glaciar rocoso de Cotiella constituye una de las morfologías de ambientes fríos de mayor valor del macizo. Desarrollado en unas condiciones límite, es el glaciar rocoso activo más meridional del Pirineo. Constituye uno de los LIGs inventariados en el macizo (RI01).

Los procesos kársticos, tanto erosivos como constructivos, son plenamente activos en el macizo. La tasa de denudación actual media del macizo es de 10,51 mm/ka, siendo mayor en el fondo de dolinas, que en suelo o en superficie. La disolución se concentra especialmente entre 1.900 y 2.200 m de altitud y en orientaciones N y NE. Las dolinas forman campos que cubren grandes extensiones. El del circo de Armeña constituye el LIG RI02. La precipitación química es limitada y tiene lugar en distintas cavidades, como Lasgüeriz, y en el exterior formando tobas como en San Bizién y algunas surgencias de Lierny en el valle del Irués.

La formación de hielo subsuperficial es plenamente funcional pero no la acumulación del mismo. Hielo de congelación se genera al final de la primavera y parte del otoño en la cavidad A294, A69 o C150, entre otras. Sin embargo, a lo largo del periodo estival la ablación es mayor que el hielo formado, ofreciendo un balance de masa negativo. La pérdida de hielo estimada en la A294 es de 12,5 m³/año. De mantenerse esta tasa de fusión, en unos 20 años puede haber desaparecido todo el depósito.

Los fuertes gradientes altitudinales configuran un marco adecuado para la actividad de diversos procesos de ladera. Son habituales desprendimientos de distinta escala. Algunos lugares habituales son el entorno de la inclusa o el de la Colladeta Ibón, así como el cauce del Irués. Especialmente abundantes son las coladas de derrubios. Son frecuentes en áreas de alta montaña, movilizand o los crioclastos acumulados en los canchales. El ejemplo más llamativo es sin embargo la colada de derrubios de Sarabillo (LIG SO05), que desciende desde Peña Lierga hasta los prados de Biasún, junto a la mencionada localidad.

El transporte de sedimentos a través de canales, con formación de conos en su salida, es activo y visible en áreas de fondos de los valles principales. Una concentración elevada de estas morfologías se dan en la margen derecha del Cinqueta, bajo la Peña de Sin o La Planota (SO09).

11. Conclusiones

“Yo he visto ser mar lo que antes era solidísima tierra, y he visto tierras que han nacido del mar; lejos del mar se han desenterrado conchas marinas, y en las cumbres de las montañas se han encontrado antiguas anclas.”

Ovidio, *Metamorfosis*, libro XV

Del análisis geomorfológico del macizo de Cotiella se han extraído las siguientes conclusiones:

- Se presenta una cartografía geomorfológica inédita a escala 1:25.000 realizada con ArcGis del macizo de Cotiella, una zona del alto Pirineo que carecía de investigaciones geomorfológicas previas.
- Las líneas generales de la geomorfología del macizo de Cotiella están condicionadas por las directrices estructurales. Sobre el armazón litoestructural se han sobrepuesto morfologías esencialmente glaciares, periglaciares y kársticas, en un contexto de continuo encajamiento de la red de drenaje.
- Dentro de las formas erosivas glaciares, destacan 26 circos y dos zonas de acumulación que no han llegado a adquirir morfología de circo. Las aristas que los delimitan son generalmente amplias y poco definidas. La morfometría de los circos revela una altitud media de 2.200 m, orientaciones preferentes N y NE y un desarrollo longitudinal que prima sobre el de profundidad. La mayor correlación entre los parámetros medidos se da entre $H_{\text{máx}}$ (profundidad entre el pico más alto y el fondo del circo) con L (longitud), W (anchura), H (diferencia de cota entre el punto más bajo de la cresta y el fondo del circo) y el área. En general, el relieve erosivo glaciar no ha alcanzado un elevado grado de madurez.
- En el macizo de Cotiella se han definido seis fases de actividad glaciar denominadas San Miguel, Salinas, Ordizez, Basa de la Mora, Colladeta I y Colladeta II. Aunque no se disponen de edades absolutas (salvo la fase Salinas), se pueden situar por correlación con fases frías regionales, respectivamente, en los Estadios Isotópicos Marinos MIS 6 (155,8 ka), MIS 4 ($62,7 \pm 2,9$ ka), MIS 3, MIS 2 (LGM), MIS 2 (Dryas antiguo) y MIS 2 (Dryas reciente).
- La reconstrucción detallada de 11 paleoglaciares ha permitido el cálculo de las correspondientes paleoELAs por los métodos AAR y Kurowski. La paleoELA según el método AAR se situaba en los 1.838 m (Fase Salinas), 1.962 m (Fase Ordizez), 2.065 m (Fase Basa de la Mora), 2.091 m (Fase Colladeta I) y 2.380 m (Fase Colladeta II). El ascenso térmico estimado entre la Fase Salinas y la actualidad es de 7,69°C.
- Del Ibón de Plan se ha extraído un testigo de 12 m de sedimento, que cronológicamente abarca todo el Holoceno. El análisis sedimentológico del mismo ha permitido diferenciar siete facies y tres unidades sedimentarias. La

Unidad inferior (3) indica un entorno del ibón poco vegetado y con importantes precipitaciones que ocasionan una alta tasa de sedimentación. La Unidad 2 muestra un régimen lacustre más estable, aunque con importantes oscilaciones en el nivel de agua. La Unidad 1 supone una vuelta a condiciones generales de frecuentes avenidas y una menor cubierta vegetal.

- Dentro de las numerosas morfologías periglaciares, destaca el glaciar rocoso de Armeña. Situado entre los 2.630 y los 2.500 m de altitud, ocupa una posición favorable por orientación y protección de la radiación solar. La instalación de un termómetro en el suelo indica la existencia de permafrost y, por consiguiente, un probable *status* de glaciar rocoso activo.
- Los grandes circos que rodean al pico de Cotiella muestran un exokarst muy desarrollado. Hasta cuatro tipos distintos de dolinas (disolución, colapso, base de pozo decapitado y sufosión), además de macrodolinas y depresiones glaciokársticas, se encuentran por el macizo. La densidad de dolinización es máxima en Armeña y Batiziellas, con 98,4 y 83,9 dolinas/km², respectivamente. Se han descrito 18 tipos de lapiaces, ubicados entre los 700 y 2.700 m de altitud.
- En la Canal de San Bizién existen varios afloramientos de tobas de surgencia, cuya formación se concentra entre los 9.800 ± 633 y los 6.637 ± 78 años BP. Hay una ligera formación actual de tobas en San Bizién, Fornos y Rianzés. Las aguas de estos enclaves son bicarbonatadas cálcicas y la composición isotópica de agua y carbonato en primavera es la propia de aguas frías, reflejando la influencia de la fusión nival. Las aguas de otoño son cálidas, influidas por las precipitaciones estivales.
- Se ha calculado una tasa media de denudación kárstica de 10,51 mm/ka mediante la colocación de 219 tabletas durante tres años en hasta tres localizaciones distintas (superficie, suelo y fondo de dolina) en 19 puntos de control. Las condiciones más favorables para la denudación son los fondos de dolina situados entre 1.800 y 2.400 m y orientados al N y NE. Las calizas con prealveolinas son la litología más susceptible a la denudación, seguida de la Fm Maciños y la Fm Baziero.
- La datación de 11 espeleotemas de dos cavidades (Lasgüeriz y Pot au Feu) indica crecimiento espeleotémico en Cotiella en los MIS 15, 12, 11, 9, 7, 5 y 1. Las condiciones paleoambientales durante estas fases apuntan hacia escenarios favorables biostáticos que alternan con los periodos de tendencia fría,

evidenciados por los registros glaciares. En la actualidad, la dinámica espeleotémica es reducida. El análisis de isótopos estables de agua de goteo y carbonato muestra un patrón estacional bien marcado. Los isótopos más pesados corresponden al otoño y los más ligeros a la primavera, lo que implica una temperatura del agua más baja influida por el deshielo del manto de nieve.

- El drenaje subterráneo del macizo concentra su salida principalmente en el sistema de surgencias de Fornos, en el valle del Irués. La estalagmita más antigua (PF-3, 529 ± 62 ka) evidencia una captura anterior a tal fecha del drenaje subterráneo de Armeña en dirección Fornos.
- En varias cuevas del macizo, y particularmente en la Espluga Lasgüeriz, se han descrito espeleotemas de yeso. El análisis isotópico del ^{34}S sugiere un origen sedimentario de la piritita de la que procede. El estado de conservación del yeso es malo, predominando la alteración frente a la precipitación, con unas deficientes condiciones de ventilación de la cavidad insuficientes para mantener en vigor el proceso de formación del yeso.
- Se estudia de manera sistemática por primera vez una cueva helada. La cavidad A294 es una cueva estatodinámica que aloja un depósito de hielo subsuperficial formado por hielo de neviza y, en menor medida, de congelación. La edad del hielo, datada mediante radiocarbono, ofrece edades calibradas de entre 6.095 y 1.900 años BP. Su composición isotópica relaciona la acumulación de hielo con las precipitaciones invernales, constituyendo un interesante registro paleoclimático. Los periodos de mayor acumulación de hielo se detectan entre los 4.900-4.785, 4.250-4.000 y 3.210-3.120 años BP, indicando un incremento de las precipitaciones nivales.
- En la actualidad, diversos procesos morfogenéticos de tipo gravitacional, fluvial, kárstico y periglacial están activos. Algunos representan riesgos que deberían ser considerados en los planes de ordenación territorial. Especial interés muestran el flujo de derrubios de Sarabillo, las canales de aludes en el acceso a Armeña, los desprendimientos de Las Debotas y Peña de Artiés y la dinámica fluvial del Cinqueta.
- El estudio geomorfológico detallado del macizo de Cotiella ha sido la base de un inventario sistemático-temático de su patrimonio geológico relacionado con la Geomorfología. Éste ha permitido identificar 12 Lugares de Interés Geológico.

Son elementos del relieve o depósitos sedimentarios de origen glaciar, periglaciar, kárstico y de laderas.

Bibliografía

“¡Cuántas cosas no han pasado en España desde que estos libros fueron encerrados aquí! Guerras, revoluciones, incendios, saqueos, cambios de regímenes... Todo o casi todo se ha movido –incluso, quizás, la geología- y algunas cosas se moverán todavía, pero a este armatoste no lo ha podido mover nadie. ¿Será el sino de algunas bibliotecas el mantener una incolumidad intrínseca?”

Josep Pla, *Viaje en autobús*

- Alley, R.B.; Mayewski, P.A.; Sowers, T.; Stuiver, M.; Taylor, K.C. y Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 years ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Allred, K. (2004). Some carbonate erosion rates of Southeast Alaska. *Journal of Cave and Karst Studies*, 66, 89-97.
- Alonso, V. (1994). Análisis de los circos glaciares en las cabeceras de los ríos Narcea, Ibias y Sil. Cordillera Cantábrica (NW de la Península Ibérica). *Cuaternario y Geomorfología*, 8(1-2), 109-121.
- Andersen, B.G. y Borns, H.W. (1997). *The Ice Age World*. Scandinavian University Press, 208p.
- Andrews, J.E. (2006). Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, 75, 85-104.
- Andrews, J.T. (1975). *Glacial systems. An approach to glaciers and their environments*. Duxbury Press, 191p.
- Arche, A.; Evans, G. y Clavell, E. (2010). Some considerations of the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or Pre-Messinian? *Journal of Iberian Geology*, 36, 73-85.
- Arenas, C., Osácar, C.; Sancho, C.; Vázquez-Urbez, M.; Auqué, L. y Pardo, G. (2010). Seasonal record from recent fluvial tufa deposits (Monasterio de Piedra, NE Spain): sedimentological and stable isotope data. En Pedley, M. y Rogerson, M. (eds.): *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls*. Geological Society of London, Special Publication, 336, 119-142.
- Babault, J. ; Van Den Driessche, J. ; Bonnet, S. ; Castelltort, S. y Crave, A. (2005). Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24, TC2010, doi :10.1029/2004TC001697.
- Babault, J. ; Loget, N. ; Van Den Driesschen, J. ; Castelltort, S. ; Bonnet, S. y Davy, P. (2006). Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian Salinity Crisis? *Geomorphology*, 81, 155-165.
- Babault, J. y Teixell, A. (2007). El relieve de los Pirineos. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15(2), 135-150.

- Badino, G. (2010). Underground meteorology. What's the weather underground? *Acta Carsologica*, 39(3), 427-448.
- Bakalowicz, M. (1979). *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris V, 269p.
- Baker, A., Smart, P.L., Ford, D.C., 1993. Northwest European paleoclimate as indicated by growth frequency variations of secondary calcite deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100, 291-301.
- Baldini, J.U.L.; McDermott, F. y Fairchild, I.J. (2006). Spatial variability in cave drip water hydrochemistry: Implications for stalagmite paleoclimate records. *Chemical Geology*, 235, 390-404.
- Ball, J.W. y Nordstrom, D.K. (2001). *User's manual for WATEQ4F, with revised thermodynamic data base and test cases for calculating speciation of major, trace and redox elements in natural waters*. Open File Report, US Geological Survey, USA, 91-183.
- Barnolas, A.; Robador, A.; Serra-Kiel, J. y Caus, E. (Orgs.) (1990). *Introduction to the early Paleogene of the South Pyrenean Basin*. Field-trip guidebook. ITGE. 159p.
- Barnolas, A.; Samsó Escolà, J.M.; Teixell, A.; Tosquella, J. y Zamorano, M. (1991). *Evolución sedimentaria entre la Cuenca Graus-Tremp y la Cuenca de Jaca-Pamplona*. I Congreso del Grupo Español del Terciario. Guía de campo. 123p.
- Barnolas, A. y Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 233-241.
- Barsch, D. (1977). Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth surface processes*, 2, 231-245.
- Barsch, D. (1987). The problem of the ice-cored rock glacier. In Giardino, J.R., Scroder, J.F., and Vitek, J.D. (eds.) *Rock glaciers*, 45-53.
- Barsch, D. (1996). *Rock glaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environment*. Springer Verlag, 331p.
- Barsch, D. y Caine, N. (1984). The nature of mountain geomorphology. *Mountain Research and Development*, 4, 287-298.

- Belmonte Ribas, A. (2011). Geoparque de Sobrarbe: el patrimonio geológico como factor de desarrollo en el Pirineo español. En Schilling, M. y Toro, K. (Eds.) *Actas del I Simposio de Geoparques y Geoturismo en Chile*, 6-10. Melipeuco (Araucanía, Chile).
- Benito, G. (1989). *Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego*. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 764p.
- Benito, G.; Sancho, C.; Peña, J.L.; Machado, M.J. y Rhodes, E.J. (2010). Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain: climatic and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2694-2704.
- Benn, D.I. y Owen, L.A. (2002). Himalayan glacial sedimentary environments: a framework for reconstructing and dating the former extent of glaciers in high mountains. *Quaternary International*, 97-98, 3-25.
- Benn, D.I. y Evans, D.J.A. (2003). *Glaciers & Glaciation*, Arnold, Londres, 734p.
- Benn, D.I.; Owen, L.A.; Osmaston, H.A.; Seltzer, G.O.; Porter, S.C. y Mark, B. (2005). Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139, 8-21.
- Bennet, M.R. y Glasser, N.F. (2009). *Glacial Geology*, Wiley-Blackwell, 385p.
- Berástegui, X.; García-Senz, J. y Lozanitos, M. (1988). Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain), during the Lower Cretaceous. *Bulletin Société Géologique de France* (8), VI, n°2, 251-264.
- Berthling, I. (2011). Beyond confusión: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology*, 131, 98-106.
- Bertran, P.; Coutard, J.P.; Francou, B.; Ozouf, J.C. y Texier, J.P. (1992). Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 46(1), 97-112.
- Bini, A. y Pellegrini, A. (1998). Il carsismo del Moncodeno. *Geologia Insubrica*, 3 (2), 296p.
- Blaauw, M. y Christen, J.A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6, 457-474.
- Bögli, A. (1960). Kalklösung und Karrengildung. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 2, 4-21.

- Bond, G.; Showers, W.; Cheseby, M.; Lotti, R.; Almasi, P.; de Menocal, P.; Priore, P.; Cullen, H.; Hajdas, I. y Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, 251p. Logroño.
- Borsato, A.; Miorandi, R. y Onelio, F. (2004). Age and evolution of two cave ice deposits in the Brenta Dolomites (Italian Alps). *1st International Workshop on Ice Caves (IWIC-I)*. Volume of Abstracts, p14.
- Bottrell, S.H. (1991). Sulphur isotope evidence for the origin of cave evaporates in Ogof y daren Cilau, south Wales. *Mineralogical Magazine*, 55, 209-210.
- Boulton, G.S. (1977). A multiple till sequence formed by a late Devensian Welsh ice cap: Glanllynau, Gwynned. *Cambria*, 4, 10-31.
- Bradley, R.S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*. International Geophysics series, 68. Elsevier Academic Press, San Diego (EE.UU.).
- Brocx, M. y Semeniuk, V. (2007). Geoheritage and geoconsevation – history, definition, scope and scale. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 90, 53-87.
- Brook, G.A.; Ellwood, B.B.; Railsback, L.B. y Cowart, J.B. (2006). A 164 ka record of environmental change in the American Southwest from a Carlsbad Cavern speleothem. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 237, 483-507.
- Brückner, E. (1886). Die Hohern Tauern und ihre Eisbedeckung. *Zeitschrift des Deutsch-Österreichische Alpenvereins*, 17, 163-187.
- Brückner, E. (1887). Die Höhe der Schneelinie und ihre Bestimmung. *Meteorologische Zeitschrift*, 4, 31-32.
- Brückner, E. (1906). Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firnloinie im allgemeinen. *Vierteljahrsschrift der Naturf. Ges. Zürich*, 51, 50-54.
- Bull, P. (1983). Chemical sedimentation in caves. En: Goudie, A.S. y Pye, K. (Eds.), *Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residua in the Near-Surface Environment*. Academic Press, London, 301-319.
- Cabrit, E. (2012). Les trois grandes cavités de l'Ereta de las Brujas. *Cotiella*, 3, 25-44.

- Cacho, I.; Valero-Garcés, B. y González-Sampériz, P. (2010). Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial. En Pérez, F.F. y Boscolo, R. (Eds.): *Clima en España: pasado, presente y futuro. Informe de evaluación del cambio climático regional*. Red Temática Clivar-España, 9-24.
- Cailleux, A. (1948). *Etudes de cryopédologie*. CDU, 68p. París.
- Calaforra, J.M. (1998). *Karstología de yesos*. Monografías Ciencia y Tecnología, 3. Universidad de Almería-Instituto de Estudios Almerienses, 384p.
- Calvet, M.; Gunnell, Y. y Delmas, M. (2008). Geomorphogenese des Pyrénées. En Canérot, J.; Colin, J.-P.; Platel, J.-P. y Bilotte, M. (Eds.): *Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, 129-143.
- Campo, R. y Maroto, I. (2000). *Estudio hidrogeológico del macizo de Cotiella*. Confederación Hidrográfica del Ebro. Documento inédito.
- Canérot, J. (2008). Les Pyrénées alpines: histoire geologique et genese de la chaine. En Canérot, J.; Colin, J.-P.; Platel, J.-P. y Bilotte, M. (Eds.): *Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, 37-53.
- Carcavilla, L.; López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2007). *Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Cuadernos del Museo Geominero, 7, 360p.
- Carcavilla, L.; Durán, J.J.; García-Cortés, A. y López-Martínez, J. (2009). Geological Heritage and Geoconservation in Spain: Past, Present and Future. *Geoheritage*, DOI 10.1007/s12371-009-0006-9.
- Carcavilla, L.; Díaz-Martínez, E.; García-Cortés, A. y Vegas, J. (2011). Legislación para el inventario de lugares de interés geológico en las Comunidades Autónomas. En: Fernández-Martínez, E. y Castaño de Luis, R. (Eds.), *Avances y retos en la conservación del patrimonio geológico en España*. IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (SGE), 56-61.
- Carcavilla, L., García-Cortés, Á, Belmonte, Á y Ruiz, A. (2012). Análisis del patrimonio geológico del Geoparque de Sobrarbe (Huesca) y aplicaciones para la gestión. *Geotemas*, 13, 4 pp. VIII Congreso Geológico de España.
- Carcavilla, L., García-Cortés, Á, Belmonte, Á y Ruiz, A. (2013). El Plan Director de Geoconservación del Geoparque de Sobrarbe (Huesca): una herramienta para la gestión. En Díaz-Martínez, E. y Salazar, E.

Comunicaciones de la X Reunión de la Comisión de Patrimonio Geológico. 7 pp.
Instituto Geológico y Minero de España (en prensa).

- Cardona, F. (1989). *Les grans cavitats de Catalunya. I, la Serralada Pirenenca*. Espeleo Club de Gracia, 198p.
- Carrasco, R.M.; Pedraza, J.; Domínguez-Villar, D.; Villa, J. y Willenbring, J.K. (2012). The plateau glacier in Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2012.03.019.
- Casas, A.; Kearey, P.; Rivero, L. y Adam, C.R. (1997). Gravity anomaly map of the Pyrenean region and a comparison of the deep geological structure of the western and eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 65-78.
- Cheng, H.; Edwards, L.R.; Hoff, J.; Gallup, C.D.; Richards, D.A. y Asmerom, Y. (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169, 17-33.
- Choukroune, P.; Mattauer, M. y Ríos, L.M. (1980). Estructura de los Pirineos. *Boletín Geológico y Minero*, t. XC-I. 213-248.
- Chueca, J. (1989). Características de los glaciares rocosos del área meridional del batolito de Panticosa (Pirineo oscense). *Geographicalia*, 26, 61-74.
- Chueca, J. (1991a). Análisis de la distribución espacial de los glaciares rocosos en el Pirineo central oscense. *Geographicalia*, 28. 85-99.
- Chueca, J. (1991b). El sistema de prótalus ramparts de la Coma de San Adrián (macizo del Turbón, Huesca): caracterización cronológica mediante la utilización de técnicas liquenométricas. *XIV Encuentro de Jóvenes Geógrafos*. 114-128. Zaragoza.
- Chueca, J. (1992). *Geomorfología de la Alta Ribagorza aragonesa. Análisis de la dinámica de procesos en el ámbito supraforestal*. Tesis Doctoral, Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio, Universidad de Zaragoza, 391p + mapas.
- Chueca, J. y Julián, A. (1991). Génesis de glaciares rocosos a partir de desprendimientos rocosos masivos: macizo del Turbón (Pirineo Oscense). *Alisios*, 1. 71-80.
- Chueca, J. y Lampre, F. (1994). *Los glaciares altoaragoneses*. Cuadernos Altoaragoneses de Trabajo, 21, I.E.A., Huesca, 34p.
- Chueca, J. y Julián, A. (1998). Procesos de karstificación en depósitos morrénicos de la Pequeña Edad del Hielo: Glaciares de Infiernos, Pirineo Central. *Lurralde*, 21, 35-44.

- Chueca, J.; Peña, J.L.; Lampre, F.; García Ruiz, J.M. y Martí, C. (1998). *Los glaciares del Pirineo Aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. 104p. Universidad de Zaragoza.
- Chueca, J.; Julián, A. y Peña, J.L. (2000). El periglacialismo funcional de las Sierras Exteriores Oscenses. En Peña, J.L., Sánchez-Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, 97-112, Teruel.
- Citterio, M.; Turri, S.; Persoiu, A.; Bini, A. y Maggi, V. (2005). Radiocarbon ages from two ice caves in the Italian Alps and the Romanian Carpathians and their significance. *Glacier Caves and Glacial Karst in High Mountains and Polar Regions*. Ed. B.R. Mavlyudov, 87-92.
- Coe, J.; Kimer, D. y Godt, J. (2008). Initiation condition for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology*, 96, 270-297.
- Coleman C.G.; Carr, S.J. y Parker, A.G. (2009). Modelling topoclimatic controls on palaeoglaciers: implications for inferring palaeoclimate from geomorphic evidence. *Quaternary Science Reviews*, 28, 249-259.
- Coltorti, M. y Dramis, F. (1987). Sedimentological characteristics of stratified slope-waste deposits in the Umbria-Marche Apennines (central Italy) and their genetic implications. *Processus et mesures de l'érosion*, CNRS, 145-152.
- Coltorti, M. y Dramis, F. (1988). The significance of stratified slope-waste deposits in the Quaternary of Umbria-Marche Apennines, Central Italy. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band 71, 59-70.
- Coney, P.J.; Muñoz, J.A.; McClay, K.R. y Evenchick, C.A. (1996). Syntectonic Burial and Post-Tectonic Exhumation of The Southern Pyrenees Foreland Fold-Thrust Belt. *Journal of the Geological Society of London*, 153, 9-16.
- Coussot, P. y Meunier, H. (1996). Recognition, classification and mechanical descriptions of debris flows. *Earth Science Reviews*, 40, 209-227.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133 (3465), 1702-1703.
- Cucchi, F.; Forti, F. y Ulcigrai, F. (1994). Valori di abbassamento per dissoluzione carsiche. *Acta Carsologica*, 23, 55-62.

- Cocchi, F.; Forti, F. y Furlani, S. (2006). Lowering rates of limestone along the western Istrian shoreline and the Gulf of Trieste. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 29, 61-69.
- Cuchí, J.A. y Sancho, C. (1990). *El karst de la provincia de Huesca*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 189p.
- Daansgard, W.; Johnsen, S.J.; Clausen, H.B.; Dahl-Jensen, D.; Gundestrup, N.S.; Hammer, C.U.; Hvidberg, C.S.; Steffensen, J.P.; Sveinbiörnsdóttir, A.E.; Jouzel, J. y Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-Kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Dahl, S.O.; Bakke, J.; Lie, O. y Nesje, A. (2003). Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275-287.
- Davis, P.T.; Menounos, B. y Osborn, G. (2009). Holocene and latest Pleistocene alpine glacier fluctuations: a global perspective. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2021-2033.
- De Blasio, F. (2002). Note on simulating the size distribution of glacial cirques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 109-114.
- Debon, F.; Enrique, P. y Autran, P. (1996). Magmatisme Hercynien. En: *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Vol. 1. Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien (A. Barnolas, J.C. Chiron y B. Guérangué, Eds.). BRGM-ITGE, 361-499.
- Del Valle, J. (1997). La precipitación media anual en el sector alto de la cuenca del Cinca (Pirineo Aragonés, España). *Pirineos*, 149-150, 121-144.
- Delaloye, R. (2004). *Contibution a l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Geofocus, vol. 10, Université de Fribourg, 240p.
- Delmas, M.; Gunnell, Y.; Braucher, R.; Calvet, M. y Boulès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glaciations in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231-241.
- Delmas, M.; Calvet, Gunnell, Y.; Braucher, R. y Boulès, D. (2011). Palaeogeography and ¹⁰Be exposure age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 109-122.

- Delmas, M.; Calvet, Gunnell, Y.; Braucher, R. y Bourlès, D. (2012). Les glaciations quaternaires dans les Pyrénées Ariégeoises: Approche historiographique, données paleogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire*, 23, 61-81.
- Denton, G.H. y Broecker, W.S. (2008). Wobbly ocean conveyor circulation during the Holocene? *Quaternary Science Reviews*, 27, 1939-1950.
- Díaz-Martínez, E.; Ortega, J.A.; Pérez-López, R. y Rodríguez Pascua, M.A. (2011). Patrimonio geológico efímero: singularidades de su estudio y gestión. En: Fernández-Martínez, E. y Castaño de Luis, R. (Eds.), *Avances y retos en la conservación del patrimonio geológico en España*. IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (SGE), 97-103.
- Domínguez-Villar, D., Vázquez-Navarro, J.A., Cheng, H., Edwards, R.L. (2011). Freshwater tufa record from Spain supports evidence for the past interglacial being wetter than the Holocene in the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 77, 129-141.
- Domínguez-Villar, D.; Vázquez-Navarro, J.A. y Carrasco, R.M. (2012). Mid-Holocene erosive episodes in tufa deposits from Trabaque Canyon, central Spain, as a result of abrupt arid climate transitions. *Geomorphology* 161–162, 15–25.
- Dorale, J. y Liu, Z. (2009). Limitations of Hendy test criteria in judging the paleoclimatic suitability of speleothems and the need for replication. *Journal of Cave and Karst Studies*, 71 (1), 73-80.
- Dramis, F. y Smiraglia, C. (1986). I rock glaciers. Problemi e metodi di studio. *Rivista Geografica Italiana*, 93, 209-228.
- Dramis, F. y Kotarba, A. (1994). Geomorphological evidences of high mountain permafrost in Central Apennines. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 17, 29-36.
- Dramis, F.; Giraudi, C. y Guglielmin, M. (2003). Rock glacier distribution and paleoclimate in Italy. En Phillips, M., Springman, S.M. y Arenson, L.U. (eds.): *Permafrost*, 199-204.
- Durán, J.J. (1989). Riesgos geológicos ligados al karst en España. En: Durán, J.J. y López-Martínez, (Eds.). *El Karst en España*. Monografía 4, 243-256. Sociedad Española de Geomorfología.
- Embleton, C. y King, C.A.M. (1975a). *Glacial Geomorphology*. Edward Arnold, Londres, 573p.

- Embleton, C. y King, C.A.M. (1975b). *Periglacial Geomorphology*. Edward Arnold, Londres, 203p.
- Embleton, C. y Hamann, C. (1988). A comparison of cirque forms between the Austrian Alps and the Highlands of Britain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Band 70, 75-93.
- EPICA community members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628.
- 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. (2006). Local aspect asymmetry of mountain glaciation: A global survey of consistency of favoured directions for glacier numbers and altitudes. *Geomorphology*, 73, 166-184.
- Evans, I.S. y Cox, N.J. (1974). Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 6-2, 150-153.
- Evans, I.S. y Cox, N.J. (1995). The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39-2, 175-202.
- Eyles, N.; Eyles, C.H. y Miall, A.D. (1983). Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30, 393-410.
- Fairbanks, R.G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Federici, P.R. y Spagnolo, M. (2004). Morphometric analysis on the size, shape and areal distribution of glacial cirques in the Maritime Alps (Western French-Italian Alps). *Geografiska Annaler*, 86A3, 235-248.
- Fernández-Mosquera, D.; Marti, K.; Vidal Romaní, J.R. y Weigel, A. (2000). Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ²¹Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 172, 832-837.
- Feurdean, A.; Persiou, A.; Pazdur, A. y Onac, B.P. (2011). Evaluating the palaeoecological potential of pollen recovered from ice in caves: A case study from Scarisoara Ice Cave, Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 165, 1-10.

- Fitzgerald, P.G.; Muñoz, J.A.; Coney, P.J. y Baldwin, S.L. (1999). Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.
- Ford, D.C.; Harmon, R.S.; Schwarcz, H.P.; Wigley, T.M.L. y Thompson, P. (1976). Geohydrologic and thermometric observations in the vicinity of the Columbia Icefield, Alberta and British Columbia, Canada. *Journal of Glaciology*, 16 (74), 219-230.
- Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman & Hall, 602p.
- Ford, D. y Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, 562p.
- Ford, T.D. y Pedley, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews*, 41, 117-175.
- French, H.M. (2007). *Periglacial Environment*. Wiley, 458p.
- Gabrovsek, F. (2007). On denudation rates in karst. *Acta Carsologica*, 36, 7-13.
- Gabrovsek, F. (2009). On concepts and methods for the estimation of dissolutional denudation rates in karst areas. *Geomorphology*, 106, 9-14.
- Galdenzi, S. (2004). Nuovi dati sui depositi de gesso della grotta di Faggeto Tondo (Monte Cucco, Italia Centrale). *Le Grotte d'Italia*, Istituto Italiano di Speleologia y Società Speleologica Italiana, serie V, n°5, 69-80.
- Galdenzi, S. (2005). *Frasassi and H2S caves in central Italy*. Field-trip guide book. Istituto Italiano di Speleologia, 32p.
- Gams, I. (2004). *Kras v Solveniji v prostoru in casu, 515*. ZRC Publishing, Ljubljana.
- García-Castellanos, D.; Vergés, J.; Gaspar-Escribano, J. y Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), 2347-2364.
- García-Cortés, A. y Carcavilla, L. (2013). *Documento metodológico para la elaboración del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG)*, 64p. www.igme.es/internet/patrimonio/novedades/METODOLOGIA%20web.pdf (consultado el 1/11/2013).

- García Ruiz, J.M.; Puigdefábregas, J. y Creus, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Colección de Estudios Altoaragoneses, 2, 224p.
- García Ruiz, J.M.; Puigdefábregas, J. y Creus, J. (1986). La acumulación de nieve en el Pirineo Central y su influencia hidrológica. *Pirineos*, 127, 27-72.
- García Ruiz, J.M. y Martí Bono, C. (1994). Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo Aragonés. En Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (Eds.): *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, 17-31 y 1 mapa. Logroño.
- García Ruiz, J.M. y Martí Bono, C. (2001). *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Serie Técnica, Madrid, 106pp. + 2 mapas.
- García Ruiz, J.M. y Martí Bono, C. (2011). Los depósitos glaciares del valle del Aragón Subordán. Pirineo Centro-occidental español. *Cuaternario y Geomorfología*, 25(1-2), 57-81.
- García Ruiz, J.M.; Gómez Villar, A.; Ortigosa, L. y Martí Bono, C. (1999). Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo central español), análisis morfométrico y variaciones espaciales. *Cuaternario y Geomorfología*, 13(1-2), 95-108.
- García Ruiz, J.M.; Martí, C.; Valero, B.; González, P.; Lorente, A., Beguería, S. y Edwards, L. (2000a). 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*. Instituto de Estudios Turolenses, 63-79. Teruel.
- García Ruiz, J.M.; Gómez Villar, A.; Ortigosa, L. and Martí Bono, C. (2000b). Morphometry of glacial cirques in the central Spanish Pyrenees. *Geografiska Annaler*, 82(A), 433-442.
- García-Ruiz, J.M.; Valero-Garcés, B.L.; Martí-Bono, C. y González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18(1), 61-72.
- García-Ruiz, J.M.; Moreno, A.; González-Sampériz, P.; Valero-Garcés, B. y Martí-Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciario en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Revista Cuaternario & Geomorfología*, 24(1-2), 35-46.

- García-Ruiz, J.M.; Peña-Monné, J.L.; Martí-Bono, C.; Gómez-Villar, A.; Constante-Orrios, A. y Espinalt-Brillas, M. (2011). *El relieve del Alto Aragón occidental. Cartografía y síntesis geomorfológica*. Publicaciones del Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Serie Investigación, 58, 91p.
- García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Peña-Monné, J.L.; Sancho, C.; Rhodes, E.J.; Valero-Garcés, B.; González-Sampériz, P. y Moreno, A. (2012). Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: chronology of the Pyrenean late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. DOI: 10.1111/j.1468-0459.2012.00478.x
- García-Sansegundo, J. (1992). *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorza*. Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, IGME, 167p.
- García Senz, J. (2002). *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, 310p.
- García-Senz, J. (2004). Estructura extensiva de edad cretácica en los Pirineos centrales. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 330-331.
- Garrido Megías, A. (1968). Sobre la estratigrafía de los conglomerados de Campanué (Santa Liestra) y formaciones superiores del Eoceno (extremo occidental de la cuenca Trem-Graus, Pirineo Central, provincia de Huesca). *Acta Geológica Hispánica*, t. (III), nº2, 39-43.
- Garrido-Megías, A. y Ríos, L.M. (1972). Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente surpirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXIII-I. 1-47.
- Garzón, G. (2010a). Significado de los ríos en roca y la importancia de su preservación. En: J.A. Ortega y J.J. Durán (Eds.), *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geología y Geofísica, 4, 17-36.
- Garzón, G. (2010b). Génesis y evolución de los cañones fluviales. En: J.A. Ortega y J.J. Durán (Eds.), *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geología y Geofísica, 4, 79-99.
- Gauyet, J.C. (2010a). Description zones du massif. *Cotiella*, 2, 2-13.

- Gauyet, J.C. (2010b). Travails Zone C. *Cotiella*, 2, 14-29.
- Gauyet, J.C. (2012). Présentation des premiers resultants lurographe Graners I. *Cotiella*, 3, 5-11.
- Gellatly, A.F.; Grove, J.M. y Switsur, V.R. (1992). Mid-Holocene glacial activity in the Pyrenees. *The Holocene*, 2-3, 266-270.
- Genty, D.; Blamart, D.; Ouahdi, R.; Gilmour, M.; Baker, A.; Jouzel, J. y Van-Exter, S. (2003). Precise dating of Dansgaard-Oeschger climatic oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, 421, 833-837.
- Genty, D.; Blamart, D.; Ghaleb, B.; Plagnes, V.; Causse, Ch.; Bakalowicz, M.; Zouari, K.; Chkir, N.; Hellstrom, J.; Wainer, K. y Bourges, F. (2006). Timing and dynamics of the last deglaciation from European and North African $\delta^{13}C$ stalagmite profiles – comparison with Chinese and South Hemisphere stalagmites. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2118-2142.
- Gibson, M.; Sinclair, H.D.; Lynn, G.J. y Stuartz, F.M. (2007). Late- to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modeling. *Basin Research*, 19, 323-334.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. y Kelts, K.R. (2000). *Lake basins through space and time. Studies in Geology*, 46. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa (EE.UU.), 648p.
- Gillieson, D. (1996). *Caves: Processes, Development and Management*. Blackwell, Oxford, 324p.
- Ginés, A. (2002). Geoecología de las formas de lapiaz y correlación entre ecosistemas kársticos. En: Carrasco, F.; Durán, J.J. y Andreo, B. (Eds.), *Karst and Environment*, 401-407.
- Giraudi, C. y Frezzotti, M. (1997). Late Pleistocene glacial events in the Central Appenines, Italy. *Quaternary Research*, 48, 280-290.
- Gómez Ortiz, A. (1988). *Contribució feomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161p.
- Gómez-Ortiz, A.; Palacios, D.; Palade, B.; Vázquez-Selem, L. y Salvador-Franch, F. (2012). The deglaciation of Sierra nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 159-160, 93-105.

- González-Sampérez, P.; Valero-Garcés, B.; Moreno, A.; Jalut, G.; García-Ruiz, J.M.; Martí-Bono, C.; Delgado-Huertas, A.; Navas, A.; Otto, T. y Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- González-Sampérez, P.; Valero-Garcés, B.L.; Moreno, A.; Morellón, M.; Navas, A.; Machín, J. y Delgado-Huertas, A. (2008). Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 157-181.
- González-Trueba, J.J. (2005). La Pequeña Edad del Hielo en los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). Análisis morfológico y reconstrucción del avance glaciario histórico. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 19 (3-4), 79-94.
- González Trueba, J.J. (2007). *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional de Picos de Europa*. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, MMA, Serie técnica, 231p.
- Gracia Prieto, F.J. (1991). Criterios de clasificación morfométricas de campos de dolinas. *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 65-76.
- Guillien, Y. (1951). Les grèzes litées de Charentes. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 22 (2-3), 154-162.
- Guillien, Y. (1962). Grave, Grèze, Gress. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 303-304, 79-81.
- Guillien, Y. (1964). Les grèzes comme dépôt cyclothemique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement Band, 5. 53-58.
- Gunn, J. (1981). Limestone solution rates and processes in the Waitomo district, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 427-445.
- Gunnell, Y.; Zeyen, H.; Calvet, M.; Carter, A. y Blichau, S. (2008a). Lithospheric slab breakoff and topographic regrowth of the Eastern Pyrenees: linking surface morphology with subcrustal processes through thermochronology. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU General Assembly.
- Gunnell, Y.; Zeyen, H. y Calvet, M. (2008b). Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: Consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 276, 302-313.
- Gutiérrez, M. (2001). *Geomorfología Climática*. Ed. Omega. 641p. Barcelona.

- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1981). Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 92, 101-110.
- Haeberli, W. (1985). *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich Nr 77.
- Halliday, W.R. (1966). *Depths of Earth*. Harper & Row, 398p.
- Hambrey, M. (1994). *Glacial environments*, UCL Press, 296p.
- Hamilton, C. (1988). The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif, Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 131, 43-56.
- Hawkins, F.J. (1985). Equilibrium line altitude and paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, N.W.T. Canada. *Journal of Glaciology*, 31(109), 205-213.
- Haynes, V.M. (1968). The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland. *Geografiska Annaler*, 50A, 221-234.
- Hellstrom, J. (2006). U-TH dating of speleothems with high initial ^{230}Th using stratigraphical constraint. *Quaternary Geochronology*, 1, 289-295.
- Hendy, C.H. (1971). The isotopic geochemistry of speleothems-I: The calculations of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as paleoclimate indicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 35, 801-824.
- Henning, G.J., Grun, R., Brunnacker, K., 1983. Speleothems, Travertins and Paleoclimates. *Quaternary Research*, 20, 1-29.
- Hercman, H.; Gasiorowski, M.; Gradzinski, M. y Kicinska, D. (2010). The first dating of cave ice from the Tatra Mountains, Poland and its implication to palaeoclimate reconstructions. *Geochronometria*, 36, 31-38.
- High, C. y Hanna, F.K. (1970). *A method for the direct measurement of erosion on rock surfaces*. British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 5, 24p.
- Hilario, A. (2004). *Relación entre magmatismo y deformación en la transversal de Benasque a Luchon (Zona Axial del Pirineo)*. Tesis doctoral, Universidad del País Vasco, 300p.

- Hill, C.A. (1987). *Geology of Carlsbad Cavern and other caves in the Guadalupe Mountains, New Mexico and Texas*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Bulletin, 117, 150p.
- Holmlund, P.; Onac, B.P.; Hansson, M.; Holmgren, K.; Mörrth, M.; Nyman, M. y Perşoiu, A. (2005). Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of the Scarisoara ice cave (Romania). *Geografiska Annaler*, 87A(1), 193-201.
- Hughes, P.D. (2004). *Quaternary Glaciation in the Pindus Mountains, Northwest Greece*. Tesis doctoral, Universidad de Cambridge, 341p.
- Hughes, P.D.; Woodward, J.C. y Gibbard, P.L. (2006a). Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 50, 83-98.
- Hughes, P.D.; Woodward, J.C. y Gibbard, P.L. (2006b). Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30, 334-364.
- Hughes, P.D. y Woodward, J.C. (2009). Glacial and Periglacial Environments. En Woodward, J.C. (Ed.): *The Physical Geography of the Mediterranean Basin*. Oxford University Press, 353-383.
- Hughes, P.D.; Gibbard, P.L. y Ehlers, J. (2013). Timing of glaciations during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*, 125, 171-198.
- Izard, M.; Casanova, H.; Devau, P. y Autou, G. (1984). Continentalité et notion de zone interne dans les Pyrénées. *Acta Biologica Montana*, 4, 227-229.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Basin Blackell, 293 p.
- Jiménez-Sánchez, M.; Durán, J.J.; López-Martínez, J.; Martos, E. y Arrese, B. (2004). Estudios geomorfológicos en cavidades kársticas de España. *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Hidrogeología y Aguas Subterráneas, 12, 333-349.
- Johnson, P.G. (1978). Rock glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Science*, 15, 1496-1507.
- Jolfre, J. (1990). *Pyrénées Souterraines*. Ed. Sud-Ouest, 94p.
- Jounaux, A. (1976). Les grèzes du Châtillonnais. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 48-49, 123-138.

- Julián, A. y Chueca, J. (1999). Cartografía de zonas probables de aludes en el Valle de Ordesa (Pirineo Aragonés). *Geographicalia*, 37, 73-86.
- Julián, A.; Chueca, J. y Peña, J.L. (2000). El relieve del Alto Gállego (Pirineo Aragonés). *Boletín Glaciológico Aragonés*, 1, 45-79.
- Julian, M. (1977). Ages et origine des glaciers rocheux des Alpes-Maritimes. *Coll. Sur le periglaciaire d'altitude du domaine méditerranéen et abords*, 45-52.
- Kazimierz Rozanski, K.; Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Geophysical Monograph Series*, 78, 1-36.
- Kelts, K.R. (2003). Components in lake sediments: smear slide identifications. En: B.L. Valero Garcés (Editor), *Limnogeología en España: un tributo a Kerry Kelts*. Biblioteca de Ciencias, Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.), Madrid (España), 59-72.
- Kern, Z.; Fórizs, I.; Nagy, B.; Kázmér, M.; Gál, A.; Szánto, Z.; Palcsu, L. y Molnár, M. (2004). Late Holocene environmental changes recorded at Ghetarul de la Focul Viu, Bihor Mountains, Romania. *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 51-60.
- Kern, Z.; Molnár, M.; Svingor, É.; Perşoiu, A. y Nagy, B. (2009). High-resolution, well-preserved tritium record in the ice of Bortig Ice Cave, Bihor Mountains, Romania. *The Holocene*, 19(5), 729-736.
- Kern, Z. y Perşoiu, A. (2013). Cave ice – the imminent loss of untapped mid-latitude cryospheric palaeoenvironmental archives. *Quaternary Science Reviews*, 67, 1-7.
- Kirkbride, M.P. y Winkler, S. (2012). Correlation of Late Quaternary moraines: impact of climate variability, glacier response and chronological resolution. *Quaternary Science Reviews*, 46, 1-29.
- Klimchouk, A.; Lowe, D.; Cooper, A. y Sauro, U. (Eds.) (1996). Gypsum karst of the world. *International Journal of Speleology*, 25 (3-4), 307p.
- Kotarba, A.; Hercman, H. y Dramis, F. (2001). On the age of Campo Imperatore glaciations, Gran Sasso Massif, Central Italy. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 24, 65-69.
- Kuhleman, J.; Frisch, W.; Székely, B.; Dunkl, I.; Danisik, M. y Krumei, I. (2005). Würmian maximum glaciations in Corsica. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 97, 68-81.

- Kunaver, J. (1979). Some experiences in measuring the surface karst denudation in high Alpine environment. *Actes du symposium international sur l'érosion karstique*. UIS Commission de erosion du karst, Aix-en-Provence-Marseille-Nimes, 75-85.
- Kurowski, L. (1891). Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorngruppe. *Geographische Abhandlungen*, 5(1), 115-160.
- Kyrle, G. (1923). Höhleneis. *En Grundriss der theoretischen Speläologie*. Österreichische Staatsdruckerei, Wien, 110-163.
- Lampre, F. (1994). La línea de equilibrio glacial y los suelos helados en el Macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés): Evolución desde la Pequeña Edad del Hielo. En Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (eds.), *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, 125-142.
- Lampre, F. (1998). *Estudio geomorfológico de Ballibierna (Macizo de la Maladeta, Pirineo Aragonés). Modelado glacial y periglacial*. Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón, Serie Investigación, nº11, 190p.
- Lampre, F.; Peña, J.L. y Chueca, J. (1997). Aproximación al conocimiento de los glaciares rocosos en la vertiente meridional del Pirineo Central y Oriental. En GÓMEZ Ortiz, A. y Pérez Alberti, A (eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. 291-306. Universidade de Santiago de Compostela.
- Lauriol, B. y Clark, I. (1993). An approach to determine the origin and age of massive ice blockage in two arctic caves. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 77-85.
- Lauritzen, S.; Baastad, L.; Bjorlien, J. y Holmlund, P. (2010). Savarthammarhola, a dynamic ice cave in northern Norway. En: Spötl, C.; Luetscher, M. y Rittig, P. (Eds.), *4th International Workshop on Ice Caves*, Volume of Abstracts, p18.
- Lewis, C.J.; McDonald, E.V.; Sancho, C.; Peña, J.L. y Rhodes, E.J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.
- López-Martínez, J. (1986). *Geomorfología del macizo kárstico de la Piedra de San Martín*. Tesis Doctoral, Fac. Ciencias Universidad de Zaragoza (inérita), 2t., 529p. + 1 mapa 1:25.000.

- López-Martínez, J. (1987a). Longitudes de fracturas y cavidades en el karst de Larra (Pirineos). *Geogaceta*, 2, 32-34.
- López-Martínez, J. (1987b). Relaciones entre la fracturación y el karst en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental). *Estudios geológicos*, 43, 217-225.
- López-Martínez, J. (1988). Disolución de rocas carbonatadas. Cuantificación del proceso actual de karstificación en el macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo occidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 2(1-4), 127-138.
- López-Martínez, J. y Freixes, A. (1989). El karst en los Pirineos españoles. En: Durán, J.J. y López-Martínez, (Eds.). *El Karst en España*. Monografía 4, 131-144. Sociedad Española de Geomorfología.
- López Mir, B. (2013). *Extensional salt tectonics in the Cotiella post-rift basin (south-central Pyrenees): 3D structure and evolution*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona. 302p.
- Lopez-Moreno, J.I. (2000). *Los glaciares del alto valle del Gállego (Pirineo central) desde la Pequeña Edad del Hielo. Implicaciones en la evolución de la temperatura*. Geoforma Ediciones, 77p.
- Lorente, A.; Beguería, S.; Bathurst, J.C. y García Ruiz, J.M. (2003). Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, 3, 683-692.
- Lozano, M.V.; Sancho, C.; Arenas, C.; Vázquez-Úrbez, M.; Ortiz, J.E.; de Torres, T.; Pardo, G.; Osácar, M.C. y Auqué, L. (2012). Análisis preliminar de las tobas cuaternarias del río Ebrón (Castielfabib, Valencia, Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 51, 51-54.
- Luetscher, M. (2007). Evolution des glacières dans un contexte climatique changeant. *Actes du 12e Congrès national de Spéléologie*, 75-80.
- Luetscher, M. & Jeannin, P.Y. (2004a). A process-based classification of mid-latitude, low-altitude ice caves. *Theoretical and applied karstology*, 17, 5-10.
- Luetscher, M. & Jeannin, P.Y. (2004b). The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations: an example from Monlési ice cave (Switzerland). *Theoretical and Applied Karstology*, 17, 19-25.
- Luetscher, M.; Bolius, D.; Schiwikowski, M.; Schotterer, U. y Smart, P. (2007). Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 53, 374-384.

- MacLeod, A.; Palmer, A.; Lowe, J.; Rose, J.; Bryant, C. y Merrit, J. (2011). Timing of glacier response to Younger Dryas climatic cooling in Scotland. *Global and Planetary Change*, 79, 264-274.
- Maire, R. (1990). La haute montagne calcaire. *Karstologia Mémoires*, 774p.
- Mallada, L. (1878). *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 439p.
- Mallada, L. (1904). *Explicación del Mapa Geológico de España, Sistemas Infracretáceo y Cretáceo*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo V, Madrid, 519p.
- Mardones, M. y Jalut, G. (1983). La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrénées): approche paleoécologique des 45,000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25, 163-212.
- Marshall, P. y Brown, M.C. (1974). Ice in Coulthard Cave, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, II(4), 510-518.
- Martí Bono, C. (1996). *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 254p. Colección de Tesis Doctorales Microfitxades, nº 3.708.
- Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (1993). La extensión del glaciario cuaternario en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. *Geographicalia*, 30. 271-282.
- Martin, H.E. y Whalley, W.B. (1987). Rock glaciers, part 1: rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, vol. II, 2, 260-282.
- Martín-Algarra, A.; Martín-Martín, M.; Andreo, B.; Julià, R. y González-Gómez, C. (2003). Sedimentary patterns in perched spring travertines near Granada (Spain) as indicators of the paleohydrological and paleoclimatological evolution of a karst massif. *Sedimentary Geology*, 161, 217-228.
- Martín Duque, J.F.; Caballero García, J. y Carcavilla Urquí, L. (2010). Organización de información geomorfológica orientada a la ordenación y gestión de espacios naturales. El caso de Covalagua y Las Tuerces (Palencia, España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección de Geología*, 104, 71-92.
- Martín-Puertas, C.; Valero-Garcés, B.L.; Brauer, A.; Mata, M.P.; Delgado-Huertas, A. y Dulski, P. (2009). The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zóñar Lake varve record (Andalucía, Southern Spain). *Quaternary Research*, 71, 108-120.

- Martín Serrano, A.; Salazar, A.; Nozal, F. y Suárez, A. (2004). *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración*. IGME, 128p.
- Martínez-Castroviejo, R.; Gómez-Villar, A. y García-Ruiz, J.M. (1990). Le transport de sédiments dans des bassins de montagne en Espagne. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 61(2), 305-316.
- Martínez de Pisón, E. (1988). *El Valle de Benasque. Estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 198p. (en microficha).
- Martínez Peña, B. (1991). *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis doctoral. 380p. + planos. Inédita.
- Martínez Peña, B. Millán, H. y Pocoví, A. (1992). Láminas cabalgantes del sector central del Pirineo Meridional (Provincia de Huesca). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Tomo 2, 130-139. Salamanca.
- Martínez-Peña, M.B. y Casas-Sainz, A.M. (2003). Cretaceous-Tertiary tectonic inversion of the Cotiella Basin (Southern Pyrenees, Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 92, 99-113.
- Martinson, D.G.; Pisias, N.G.; Hays, J.D.; Imbrie, J.; Moore, T.C. y Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 21, 1-29.
- Martrat, B.; Grimalt, J.O.; López-Martínez, C.; Cacho, I.; Sierro, F.J.; Flores, J.A.; Zahn, R.; Canals, M.; Curtis, J.H. y Hodell, D.A. (2004). Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science*, 306(5702), 1762-1765.
- Martrat, B.; Grimalt, J.O.; Shackleton, N.; De Abreu, L.; Hutterli, M.A. y Stocker, T.F. (2007). Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, 317, 502-507.
- Massaglia, L. (1995). Il circhi glaciali del Piemonte. *Accademia delle Scienze di Torino-Memorie Scienze Fisiche*, 19-20 (1995-1996), 21-47.
- Masson-Delmotte, V.; Landais, A.; Combourieu-Nebout, N.; von Grafenstein, U.; Jouzel, J.; Caillon, N.; Chappellaz, J.; Dahl-Jensen, D.; Johnsen, S.J. y Stenni, B. (2005). Rapid climate variability during warm and cold periods in polar regions and Europe. *C.R. Geoscience*, 337, 935-946.

- Matsuoka, J.; Kano, A.; Oba, T.; Watanabe, T.; Sakai, S. y Seto, K. (2001). Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 31-44.
- May, B.; Spötl, C.; Wagenbach, D.; Dublyansky, Y. y Liebl, J. (2011). First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere*, 5, 81-93.
- Mayewski, P.A.; Meeker, L.D.; Twickler, M.S.; Whitlow, S.; Yang, Q.; Lyons, W.B.; Prentice, M. (1997). Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000 year-long glachiochemical series. *Journal of Geophysical Research*, 102(26), 345-366.
- Mayewski, P.A.; Rohling, E.E.; Stager, J.C.; Karlén, W.; Maasch, K.A.; Meeker, L.D.; Meyerson, E.A.; Gasse, F.; van Kreveld, S.; Holmgren, K.; Lee-Thorp, J.; Rosqvist, G.; Rack, F.; Staubwasser, M.; Schneider, R.R. y Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- McClay, K.; Muñoz, J.A. y García-Senz, J. (2004). Extensional salt tectonics in a contractional origen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. *Geology*, 32-9, 737-740.
- McDermott, F. (2004). Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, 901-918.
- McLung, D. y Schaerer, P. (1996). *Avalanchas*. SUA Edizioak y Ediciones Desnivel, 307p.
- Meese, D.A.; Gow, A.J.; Alley, R.B.; Zielinski, G.A.; Grootes, P.; Ram, M.; Taylor, K.C.; Mayewski, P.A. y Bolzan, J.F. (1997). The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research*, 102, 26411-26423.
- Meierding, T.C. (1982). Late Pleistocene glacial equilibrium line altitudes in the Colorado Front Range : a comparison of methods. *Quaternary Research*, 18(3): 289-310.
- Meir, M.F. y Post, A.S. (1962). Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. En : *Comm. Des Neiges et des Glaces*. Union Geodesique et Geophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientist, 63-77.
- Millán, H. (2006). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores aragonesas*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 395p. Huesca.

- Millán, H.; Martínez Peña, B.; Aurell, M.; Pocoví, A.; Arenas, C.; Pardo, G. y Meléndez, A. (1995). Sierras Exteriores y sector del Cinca en el Pirineo Aragonés: estructura y depósitos sintectónicos. *II Congreso G.E.T.*, excursión postcongreso. 207-248.
- Mirouse, R.; Lucas, C. y Ríos, L.M. (1980). Corte geológico pedestre Norte-Sur en el Pirineo Central. *Boletín Geológico y Minero*, t. XC-I. 143-178.
- Montserrat, J. (1992). *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinológico*. Instituto Pirenaico de Ecología.
- Morellón, M. (2009). *Paleohidrología y cambios climáticos abruptos en el Noreste de la Península Ibérica durante los últimos 20.000 años: el registro lacustre de Estanya (Huesca)*. Tesis Doctoral, IPE-CSIC, Zaragoza (España), 323p.
- Morellón, M.; Valero-Garcés, B.L.; Vegas, T.; González-Sampérez, P.; Delgado-Huertas, A.; Mata, P.; Moreno, A.; Rico, M. y Corella, J.P. (2009). Late glacial and Holocene palaeohydrology in the Western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 28, 2582-2599.
- Moreno, A.; Cacho, I.; Canals, M.; Grimalt, J.O.; Sánchez-Goñi, M.F.; Shackleton, N. y Sierro, F. (2005). Links between marine and atmospheric processes oscillating in a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1623-1636.
- Moreno, A.; Giralt, S.; Valero-Garcés, B.; Sáez, A.; Bao, R.; Prego, R.; Pueyo, J.J.; González-Sampérez, P. y Taberner, C. (2007). A 14kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, 161, 4-21.
- Moreno, A.; González-Sampérez, P.; Morellón, M.; Valero-Garcés, B.L. y Fletcher, W.J. (2012a). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 36, 139-153.
- Moreno, A.; Pérez, A.; Frigola, J.; Nieto-Moreno, V.; Rodrigo-Gámiz, M.; Martrat, B.; González-Sampérez, P.; Morellón, M.; Martín-Puertas, C.; Corella, J.P.; Belmonte, A.; Sancho, C.; Cacho, I.; Herrera, G.; Canals, M.; Grimalt, J.O.; Jiménez-Espejo, F.; Martínez-Ruiz, F.; Vegas-Vilarrúbia, T. y Valero-Garcés, B.L. (2012b). The Medieval Climate Anomaly in the Iberian Peninsula reconstructed from marine and lake records. *Quaternary Science Reviews*, 43, 16-32.

- Moreno, A.; Belmonte, A.; Bartolomé, M.; Sancho, C.; Oliva, B.; Stoll, H.; Edwards, L.R.; Cheng, H. y Hellstrom, J. (2013). Formación de espeleotemas en el Noreste Peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 31(1), 25-47.
- Muñoz, A.; Osácar, M.C.; Sancho, C. y Moreno, A. (2010). Dinámica espeleotémica actual en las Cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja). En Durán, J.J. y Carrasco, F. (Eds.). *Cuevas: Patrimonio, Naturaleza, Cultura y Turismo*, 371-382. Cuevatur-2010. Asociación de Cuevas Turísticas Españolas, Aracena.
- Muñoz, J.A. (1992). *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental*. Servei Geològic de Catalunya, Monografies núm. 1. 227p.
- Muñoz, J.A. (2002). The Pyrenees. En Gibbons, W. & Moreno, T. (Eds.): *Geology of Spain*. Geological Society, Londres, 370-385.
- Mutti, E.; Séguret, M. y Sgavetti, M. (1988). *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees*. A.A.P.G. Mediterranean Basins Conference. Field Trip 7, 170p. Niza.
- Nemeth, K., (1963). Photometric determination of sulphate in soil extracts. *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde*, 103, 193-196.
- Nieto, L.M. (2001). Geodiversidad: propuesta de una definición integradora. *Boletín Geológico y Minero*, 112(2), 3-11.
- Nussbaum, F. (1949). Sur les traces des glaciers Quaternaires dans le région de l'Aragon. *Pirineos*, 13-14, 497-518.
- Ohmura, A.; Kasser, P. y Funk, M. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology*, 38(130), 397-411.
- Oliva-Urcia, B. y Pueyo, E. (2007). Rotational basement kinematics deduced from remagnetized cover rocks (Internal Sierras, southwestern Pyrenees). *Tectonics*, 26, TC4014, doi:10.1029/2006TC001955.
- Ortega, J.A. (2010). Tipos de ríos en roca. Clasificaciones. En: J.A. Ortega y J.J. Durán (Eds.), *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie Geología y Geofísica, 4, 37-54.

- Osácar, M.C.; Arenas, C.; Auqué, L.; Sancho, C. y Vázquez, M. (2008). Análisis isotópico de depósitos tobáceos recientes en el Monasterio de Piedra (Zaragoza): controles estacionales. *Macla*, 9, 179-180.
- Osácar, M.A., Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Sancho, C. Auqué, L. and Pardo, G. (2013). Environmental factors controlling the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations of recent fluvial tufas: a 12-year records from the Monasterio de Piedra Natural Park (NE Iberian Peninsula). *Journal of Sedimentary Research*, 83, 309-322.
- Osmaston, H. (2006). Should Quaternary sea-level changes be used to correct glacier ELAs, vegetation belt altitudes and sea level temperatures for inferring climate changes? *Quaternary Research* 65, 244-251.
- Ozouf, J.C.; Coutard, J.P. y Lautridou, J.P. (1995). Grèzes, Grèzes Litées: Historique des Définitions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6, 85-87.
- Palacios, D.; de Andrés, N.; de Marcos, J. y Vázquez-Selem, L. (2012a). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 139-140, 67-78.
- Palacios, D.; de Andrés, N.; de Marcos, J. y Vázquez-Selem, L. (2012b). 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.
- Palade, B.; Palacios Estremera, D. y Gómez-Ortiz, A. (2011). Los glaciares rocosos de Sierra Nevada y su significado paleoclimático. Una primera aproximación. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 37(2), 95-118.
- Pallàs, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Carcailler, J.; Ortuño, M.; Bordonau, J.; Bourlés, D.; Vilaplana, J.M.; Masana, E. y Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937-2963.
- Pallàs, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Bourlés, D.; Delmas, M.; Calvet, M. y Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38, 891-894.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A.J. (1999). User's Guide to PHREEQC (Version 2), a computer program for especiation, batch-reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. *Water Resources Research Investigations*, Report 99-4259, 312p.

- Pedley, H.M. (1990). Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68, 143-154.
- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Ed. Rueda, 414p. Madrid.
- Penck, A. (1885). La période glaciaire dans les Pyrénées. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 19, 105-200.
- Peña, J.L. (1983). *La Conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana, estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses, 370p.
- Peña, J.L. (1995). Los Pirineos. En Gutiérrez, M. (coord.) *Geomorfología de España*, Ed. Rueda, Madrid, 159-225.
- Peña, J.L.; Pellicer, F.; Chueca, J. y Julián, A. (1997a). Leyenda para mapas geomorfológicos a escalas 1:25.000/1:50.000. En Peña, J.L. (Ed.): *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Geofoma Ediciones, 227p.
- Peña, J.L.; Chueca, J. y Lampre, F. (1997b). Estado actual del conocimiento del glaciario pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo Central. En Gómez Ortiz, A. y Pérez Alberti, A (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, Universidad de Santiago de Compostela, 211-238.
- Peña, J.L.; Chueca, J. y Julián, A. (1998). Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: cronología y límites altitudinales. En Gómez Ortiz, A.; Salvador, F.; Schulte, L. y García, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Publicaciones de la Universitat de Barcelona. 205-216. Barcelona.
- Peña-Monné, J.L.; Lozano, M.V.; Sánchez Fabre, M.; Jiménez, A.; Longares, L.A.; Chueca, J. y Julián, A. (2000). Las acumulaciones de clima frío de la Sierra de Albarracín en el contexto de la Cordillera Ibérica oriental. En Peña, J.L.; Sánchez-Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, Instituto de Estudios Turolenses, 127-147.
- Peña, J.L.; Sancho, C.; Lewis, C.; McDonald, E. y Rhodes, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.

- Peña, J.L.; Sancho, C.; Lewis, C.; McDonald, E. y Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvioglaciares (Pirineo de Huesca). En: Peña, J.L.; Longares, L.A. y Sánchez, M. (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, 71-84.
- Peña, J.L. y Sancho, C. (2011). Aproximación a las fases frías cuaternarias en las cuencas centrales pirenaicas a partir de la correlación de registros paleoclimáticos. *El Cuaternario en España y áreas afines. Resúmenes de la XIII Reunión Nacional de Cuaternario*, 37-38.
- Pérez-Sanz, A. (2009). *Reconstrucción paleoambiental del Ibón de la Basa de la Mora (Pirineo Central): primeros resultados del análisis palinológico*. Trabajo de fin de máster, Universidad de Zaragoza, Zaragoza (España).
- Pérez-Sanz, A.; González-Sampériz, P.; Moreno, A.; Valero-Garcés, B.; Gil-Romera, G.; Rieradevall, M.; Tarrats, P.; Lasheras-Álvarez, L.; Morellón, M.; Belmonte, A.; Sancho, C.; Sevilla-Callejo, M. y Navas, A. (2013). Holocene climate variability, vegetation dynamics and fire régime in the Central Pyrenees: The Basa de la Mora sequence (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, remitido.
- Pérez-Obiol, R.; Jalut, G.; Julià, R.; Pèlachs, A.; Iriarte, M.J.; Otto, T. y Hernández-Beloqui, B. (2011). Mid-Holocene vegetation and climatic history of the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 21(1), 75-93.
- Perşoiu, A.; Feier, I.; Citterio, M.; Turri, S. y Maggi, V. (2007). Preliminary data on air temperature in Focul Viu Ice Cave (Bihor Mts., Romania). En: Zelinka, J. (Ed.): *Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves*. Liptovsky Mikulás, 62-64.
- Perşoiu, A. (2011a). *Palaeoclimatic significance of perennial ice accumulations in caves: an example from Scarisoara Ice Cave, Romania*. Tesis Doctoral.
- Perşoiu, A. y Pazdur, A. (2011b). Ice génesis and its long-term mass balance and dynamics in Scarisoara Ice Cave, Romania. *The Cryosphere*, 5, 45-53.
- Perşoiu, A.; Onac, B.P. y Perşoiu, I. (2011c). The interplay between air temperature and ice mass balance in Scariosara Ice Cave, Romania. *Acta Carsologica*, 40(3), 445-456.
- Petit, J.R.; Jouzel, J.; Raynaud, D.; Barkov, N.I.; Barnola, J.-M.; Basile, I.; Bender, M.; Chappellaz, J.; Davis, M.; Delaygue, G.; Delmotte, M.; Kotlyakov, V.M.; Legrand, M.; Lipenkov, V.Y.; Lorius, c.; Pépin, L.; Ritz, C.; Saltzman, E. y Stievenard, M. (1999).

- Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Plan, L. (2005). Factors controlling carbonate dissolution rates quantified in a field test in the Austrian Alps. *Geomorphology*, 68, 201-212.
- Plan, L. y Decker, K. (2006). Quantitative karst morphology of the Hochschawb plateau, Eastern Alps, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Vol. 147, 29-54.
- Planas, X.; Ponsa, A. y Belmonte, A. (2008). El substrat preromà en la toponímia relacionada amb inestabilitats de vessant en l'àmbit geogràfic nord-oriental de la Península Ibérica i zones properes. *Fontes Linguae Vasconum*, 109, 481-509.
- Porter, S.C. (1975). Equilibrium line altitudes of Late Quaternary glaciers in the Southern Alps, New Zealand. *Quaternary Research*, 5, 27-47.
- Porter, S.C. (1977). Present and past glaciations threshold in the Cascade Range, Washington USA: Topographic and climate control, and paleoclimática implications. *Journal of Glaciology*, 18(78), 101-116.
- Porter, S.C. (2001). Snowline depression in the tropics during the last glaciations. *Quaternary Science Review*, 20(10), 1067-1091.
- Potter, N. (1972). Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *Bulletin of the Geological Society of America*, 83, 3025-3058.
- Puigdefábregas, J. (1969). Avances para el estudio climático del Alto Aragón. *Actas del V Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos*, 79-80.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, P. (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, 173-203.
- Pulinova, M.Z. y Pulina, M. (1972). Phénomènes cryogènes dans les grottes et gouffres des Tatras. *Biuletyn Peryglacjalny*, 21, 201-235.
- Racovita, G. (1994). Eléments fondamentaux dans la dynamique des spéléothèmes de glace de la grotte Scarisoara, en relation avec la météorologie externe. *Theoretical and Applied Karstology*, 7, 133-148.
- Reimer, P.; Baillie, M.; Bard, E.; Bayliss, A.; Beck, J.; Blackwell, P.; Bronk Ramsey, C.; Buck, C.; Burr, G.; Edwards, R.; Friedrich, M.; Grootes, P.; Guilderson, T.; Hajdas, I.; Heaton, T.; Hogg, A.; Hughen, K.; Kaiser, K.; Kromer, B.; McCormac, F.; Manning, S.; Reimer,

- R.; Richards, D.; Southon, J.; Talamo, S.; Turney, C.; van der Plicht, J.; Weyhenmeyer, C. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Riba, O.; Reguant, S. y Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En *Libro Jubilar de J.M. Ríos, Geología de España*, Instituto Geológico y Minero de España, v.II, 131-159.
- Richter, E. (1885). Beobachtungen an den Gletschern des Ostalpen. II. Die Gletscher der Ötztaler Gruppe im Jahre 1883. *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, 16, 54-65.
- Rico-Herrero, M.; Sancho-Marcén, C.; Arenas-Abad, M.C.; Vázquez-Úrbez, M. y Valero-Garcés, B.L. (2013). El sistema de barreras tobáceas holocenas de Las Parras de Martín (Cordillera Ibérica, Teruel). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 39(1), 141-158.
- Riechelmann, D.F.C.; Schröder-Ritzrau, A.; Scholz, D.; Fohlmeister, J.; Spötl, C.; Richter, D.K. y Mangini, A. (2011). Monitoring Bunker Cave (NW Germany): A prerequisite to interpret geochemical proxy data of speleothems from this site. *Journal of Hydrology*, 409, 682-695.
- Ríos, L.M. (1983). La terminación-amortiguación occidental del manto del Cotiella y puesta al día de su marco geológico, Pirineos, provincia de Huesca. *Libro Homenaje a Carlos Felgueroso, C.G.S.*, 217-227.
- Ríos, L.M.; Beltrán, F.J.; Lanaja, J.M. y Marín, F.J. (1979). Contribución a la geología de la Zona Axial Pirenaica, valles del Cinca y Ésera, provincia de Huesca. *Acta Geològica Hispànica*. Homenatge a Lluís Solé Sabarís, t. 14. 271-279.
- Ríos, L.M.; Lanaja, J.M.; Ríos, J.M. y Marín, F.J. (1982). *Mapa geológico de España 1:50.000 Segunda serie. Hoja 179 / Bielsa*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Robador, A. y Zamorano, M. (1999). *Mapa geológico de España 1:50.000 Segunda serie. Hoja 212 / Campo*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Rodríguez-Rodríguez, L.; Jiménez-Sánchez, M.; Domínguez-Cuesta, M.J.; Rico, M.T. y Valero-Garcés, B. (2011). Last deglaciation in northwestern Spain: New chronological and geomorphologic evidence from the Sanabria región. *Geomorphology*, 135, 48-65.
- Rodríguez-Rodríguez, L.; Jiménez-Sánchez, M.; Domínguez-Cuesta, M.J.; Rinterknecht, V.; Pallàs, R; Bourlès, D. y Valero-Garcés, B. (2014). A multiple dating-method approach

- applied to the Sanabria Lake moraine complex (NW Iberian peninsula, SW Europe). *Quaternary Science Reviews*, 83, 1-10.
- Rodríguez Vidal, J. (1986). *Geomorfología de las Sierras Exteriores Oscenses y su piedemonte*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, Colección de Estudios Altoaragoneses, 4, 172p.
- Rudberg, S. (1984). Fossil glacial cirques or cirque problematica at lower levels in Northern and Central Sweden. *Geografiska Annaler*, 66A (1-2), 29-39.
- Sancho, C. (1988). *Geomorfología de la cuenca baja del río Cinca*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 743p.
- Sancho, C. (2011). Algunas consideraciones sobre la configuración del relieve del valle del río Cinca (Pirineo central y Cuenca del Ebro). *XII Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero*, SEDPGYM, 27-38.
- Sancho, C.; Peña, J.L. y Meléndez, A. (1997). Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 41, 289-307.
- Sancho, C.; Osácar, M.C.; Peña, J.L.; Mandado, J.; Mikkan, R. y Quinif, Y. (2002). Los espeleotemas yesíferos de la Caverna Las Brujas (Cordillera de los Andes, Provincia de Mendoza, Argentina): origen y significado paleoambiental. *Boletín Geológico y Minero*, 113 (4), 339-349.
- Sancho, C.; Peña, J.L. ; Lewis, C. ; McDonald, E. & 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-Zapata, B. (Ed.): *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Universidad de Alcalá de Henares, 1-5.
- Sancho, C.; Peña, J.L.; Lewis, C.; McDonald, E. & Rhodes, E. (2004a). Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). En Colombo, F. et al. (Eds): *VI Congreso Geológico de España. Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*, Zaragoza, 181-205.
- Sancho, C.; Peña, J.L.; Mikkan, R.; Osácar, C. y Quinif, Y. (2004b). Morphological and speleothemic development in Brujas Cave (Southern Andean Range, Argentine): palaeoenvironmental significance. *Geomorphology*, 57, 367-384.

- Sancho, C.; Arenas, C.; Pardo, G.; Vázquez, M.; Hellstrom, J.; Ortiz, J.E.; Rhodes, E.J.; Osácar, M.C. y Auqué, L. (2010). Ensayo cronológico de las tobas cuaternarias del río Piedra (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 48, 31-34.
- Sancho, C.; Peña-Monné, J.L.; Rhodes, E.; Arenas, C.; Pardo, G.; García-Ruiz, J.M. y Martí-Bono, C. (2011). El registro glaciolacustre de Linás de Broto (Valle del Ara, Pirineo Central, Huesca): nuevas aportaciones. *Resúmenes de la XIII Reunión Nacional de Cuaternario Andorra 2011*, 67-70.
- Sancho, C.; Belmonte, A.; López-Martínez, J.; Moreno, A.; Bartolomé, M.; Calle, M. y Santolaria, P. (2012). Potencial paleoclimático de la cueva helada A294 (Macizo de Cotiella, Pirineos, Huesca). *Geogaceta*, 52, 101-104.
- Santos, R. y Marquínez, J. (2005). Las formas del lapiaz en el Macizo del Cornión, Picos de Europa. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 19(1-2), 35-47.
- Sauro, U. (2003). Dolines and sinkholes: aspects of evolution and problems of classification. *Acta Carsologica*, 32(2)-4, 41-52.
- Schnurremberger, D.S.; Russell, J.M. y Kelts, K.R. (2003). Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology*, 29, 141-154.
- Schroeder, J. (1977). Les formes de glaces des grottes de la Nahanni, Territoire du Nord-Ouest, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 1179-1185.
- Schroeder, J. (1979). *Le développement des grottes dans la region du Premier Canyon de la Riviere Nahanni, Sud, T.N.O.* Université Ottawa PhD thesis, 265p.
- Seal, R.R. II; Rye, R.O. y Alpers, C.N. (2000). Stable isotope systematic of sulfate minerals. *Review of Mineral Geochemistry*, 40, 541-602.
- Séguret, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et series décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. Publications de USTELA, Série Géologie Structural, 2, 155p. Montpellier.
- Seret, G.; Dricot, J. y Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346, 453-456.
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo Aragonés)*. Institución Fernando El Católico, 501p.

- Serrano, E. y Martínez de Pisón, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo aragonés oriental. En Martí Bono, C. y García Ruiz, J.M. (Eds.): *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, 33-64.
- Serrano, E. y Agudo, C. (1998). Glaciares rocosos activos de los Pirineos. Implicaciones ambientales. En Gómez Ortiz, F.; Salvador Franch, F.; Schultz, A. y García Navarro, A. (eds.). *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*, 133-154.
- Serrano, E.; Martínez de Pisón, E. y Agudo, C. (2000). El medio periglaciario en el Pirineo Central: aportaciones recientes. En Peña, J.L., Sánchez-Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, 45-62. Teruel.
- Serrano, E. y González, J.J. (2004a). El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30, 7-34.
- Serrano, E. y Agudo, C. (2004b). Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 99 (1-4), 159-172.
- Serrano, E.; San José, J.J. y Agudo, C. (2006). Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: Flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 74, 285-296.
- Serrano, E.; González-Trueba, J.J. y González-García M. (2012a). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research*, 78, 303-314.
- Serrano, E.; González Trueba, J.J.; Pellitero, R.; González García, M. y Gómez Lende, M. (2012b). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain), *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2012.05.001.
- Sharp, M.; Gemmell, J.C. y Tison, J-L. (1989). Structure and stability of the former subglacial drainage system of the Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, 119-134.
- Simó, A. (2004). El Cretácico superior de la Unidad Surpirenaica Central. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 296-299.

- Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 30, 423-443.
- Smith, G.W.; Nance, R.D. y Genes, A.N. (1997). Quaternary glacial history of Mount Olympus, Greece. *GSA Bulletin*, 109, 809-824.
- Solanki, S.K.; Usoskin, I.G.; Kromer, B.; Schüssler, M. y Beer, J. (2004). An unusually active Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431, 1084-1087.
- Soler, M. y Garrido, A. (1970). La terminación occidental del manto de Cotiella. *Pirineos*, 98, 5-12.
- Stock, G.M.; Granger, D.E.; Sasowsky, I.D.; Anderson, R.S. y Finkel, R.C. (2005). Comparison of U-Th, paleomagnetism, and cosmogenic burial methods for dating caves: Implications for landscape evolution studies. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 388-403.
- Stoffel, M.; Luetscher, M.; Bollschweiler, M. y Schlatter, F. (2009). Evidence of NAO control on subsurface ice accumulation in a 1200 yr old cave-ice sequence, St. Livres ice cave, Switzerland. *Quaternary Research*, 72, 16-26.
- Stone, J. y Vasconcelos, J. (2000). Studies of geomorphic rates and processes with cosmogenic isotopes –examples from Australia. *Goldschmidt 2000, Journal of Conference Abstracts*, volume 5(2), 961.
- Storaunet, K.O. y Rolstad, J. (2004). How long do Norway spruce snags stand? Evaluating four estimation methods. *Canadian Journal of Forest Research*, 34, 376-383.
- Sweeting, M.M. (1972). *Karst landforms*. Macmillan Press, 362p.
- Teixell, A. (1990). Structural setting. En *Introduction to the early Paleogene of the South Pyrenean Basin. Field trip Guidebook*, IGCP Project 286 (Early Paleogene Benthos), IUGS-UNESCO, 13-23.
- Tricart, J. y Cailleux, A. (1967). *Le modelé des régions periglaciaires*. SEDES, 512p. París.
- Trudgill, S.T. (1975). Measurements of erosional weight loss of rock tablets. *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin*, 17, 13-19.
- Unwin, D.J. (1973). The distribution and orientation of corries in northern Snowdonia, Wales. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 58, 85-97.

- Valcárcel, M. y Pérez Alberti, A. (2002). La glaciación finpleistocena en el sector NO de las montañas leonesas: la Sierra de Ancares. En J.M. Redondo, A. Gómez Villar, R.B. González y P. Carrera (coords.): *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. León, 67-102.
- Valero-Garcés, B.L.; González-Sampériz, P.; Navas, A.; Machín, J.; Delgado-Huertas, A.; Peña-Monné, J.L.; Sancho-Marcén, C.; Stevenson, T. y Davis, B. (2004). Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International*, 122, 43-55.
- Valero-Garcés, B.L.; Moreno, A.; Morellón, M.; Corella, J.P.; González-Sampériz, P. y Mata, P. (2008). Cronología de las tobas de ladera del río de Las Parras (Cordillera Ibérica, Teruel). En Benavente, J. y Gracia, J. (Eds.): *Trabajos de Geomorfología en España, 2006-2008*. Sociedad Española de Geomorfología, 71-74.
- Varnes, D.J. (1978). Slope movements, type and processes. In Schuster, R.L. y Krizek, R.J. (Eds.): *Landslide analysis and control*. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Special Report, 176.
- Vaudour. (1986). Travertins holocènes et pression anthropique. *Méditerranée* 1-2, 168-173.
- Vázquez-Úrbez, M.; Arenas, C.; Sancho, C.; Auqué, L.; Osácar, M.C. y Pardo, G. (2010). Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 1027-1049.
- Vázquez-Úrbez, M.; Arenas, C.; Sancho, C.; Auqué, L.; Osácar, M.C. y Pardo, G. (2011). Quaternary and present-day tufa Systems of the Rivers Piedra and Añamaza (Iberian Range, Spain). En ARENAS, C., POMAR, L. y COLOMBO, F. (Eds). *Post-Meeting Field trips 28th IAS Meeting, Zaragoza. Geo-Guías*, 8, 241-274. International Association of Sedimentologists-Sociedad Geológica de España.
- Vegas, J.; García-Cortés, A.; Lozano, G.; Carcavilla, L. y Díaz-Martínez, E. (2012). Valoración de los Lugares de Interés Geológico de Enguídanos (Cuenca) y su aplicación para la geoconservación. En: Fernández-Martínez, E. y Castaño de Luis, R. (Eds.), *Avances y retos en la conservación del patrimonio geológico en España*. IX Reunión Nacional de la Comisión de Patrimonio Geológico (SGE), 271-276.
- Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990). Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bulletin de la Societée Geologique de France*, 8 (6-2), 265-271.

- Viehmann, I. y Racovita, G. (1968). Stalagmite de ghetă termindicatoare. *D.S. Sed. Inst. Geol.*, 54, 353-363.
- Vilaplana, J.M. (1983). Quaternary glacial geology of Alta Ribagorçana Basin (Central Pyrenees). *Acta Geológica Hispánica*, 18, 217-233.
- Viles, H. y Pentecost, A. (2008). Tufa and travertine. In *Geochemical Sediments and Landscapes* (eds. D.J. Nash y S.J. McLaren), Blackwell Publishing Ltd., 173-199.
- Waldner, F. (1933). Studien an Eiskristallen im Parsifaldom der Dachsteinrieseneishöhle bei Obertraun (O.-OÖ). *Speleologisches Jahrbuch*, 13/14, 122-124.
- Wanner, H.; Beer, J.; Bütikofer, J.; Crowley, T.J.; Cubasch, U.; Flückiger, J.; Goose, H.; Grosjean, M.; Joos, F.; Kaplan, J.O.; Küttel, M.; Müller, S.A.; Prentice, C.; Solomina, O.; Stocker, T.F.; Tarasov, P.; Wagner, M. y Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- Wanner, H.; Solomina, O.; Grosjean, M.; Ritz, S.P. y Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3109-3123.
- Washburn, A.L. (1979). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, 406 p. London.
- Wasson, R.J. (1979). Stratified debris slope deposit in the Hindu Kush, Pakistan. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23 (3), 301-320.
- Whalley, W.B. (1974). Rock glaciers and their formation as part of a glacier debris-transport system. *Geographical Paper*, 24.
- Whalley, W.B. y Martin, H.E. (1992). Rock glaciers: II models and mechanisms. *Progress in Physical Geography* 16(2), 127-186.
- White, W.B. (1969). Conceptual models for carbonate aquifers. *Ground Water*, 7(3), B97515-21.
- White, W.B. (1988). *Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains*. Oxford University Press, 464p.
- White, W.B. (2000). Dissolution of limestone from field observations. In: Klimchouk, A.; Ford, D.C.; Palmer, A.N. y Dreyboed, W. (Eds.). *Speleogenesis-Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, 149-155.

- White, W.B. y White, E.L. (1995). Correlation of contemporary karst landforms with paleokarst landforms: the problem of scale. *Carbonates and Evaporites*, 10(2), 131-137.
- Wohl, E.E. (1998). Bedrock channel morphology in relation to erosional processes. En K.J. Tinkler y E.E. Wohl (Eds.), *Rivers over Rock: Fluvial processes in Bedrock channels. American Geophysical Monograph*, 107, 133-151.
- Yonge, C.J. y MacDonald, W.D. (1999). The potential of perennial cave ice in isotope palaeoclimatology. *Boreas*, 28, 357-362.
- Zák, K.; Onac, B.P. y Perşoiu, A. (2008). Cryogenic carbonates in cave environments: A review. *Quaternary International*, 187, 84-96.
- Zeyen, H. y Fernández, M. (1994). Integrated lithospheric modeling combining thermal gravity and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotranssect. *Journal of Geophysical Research*, 99, 18089-18102.

Anexos

Anexo I

Mapa geomorfológico del macizo de Cotiella (ver contraportada)

Anexo II

Datos de hidroquímica de las surgencias de Fornos, Rianzés y la Canal de San Bizién

MUESTRA	Temp (°C)	pH	TDS (calc, mg/L)	ppm HCO3-	ppm Cl-	ppm SO42-	ppm Ca	ppm Mg	ppm Na	ppm K
Otoño 06										
Fornos	18,20	7,77	197,00	142,93	0,32	4,37	43,10	2,18	0,80	0,98
Riances	20,00	7,90	155,17	106,53	0,16	10,22	33,70	1,79	0,79	1,55
Primavera 07										
Fornos	21,10	7,96	127,25	79,61	0,53	14,78	30,50	1,38	0,33	0,20
Riances	21,00	8,05	116,01	69,62	0,61	16,41	28,10	1,20	0,39	0,16
San Bizien	21,40	8,11	246,45	158,46	1,15	28,41	52,60	6,29	1,31	0,58
Otoño 07										
Fornos	23,10	8,02	169,31	117,64	0,58	12,21	37,40	2,04	0,30	0,00
Riances	23,00	8,16	169,90	106,78	0,26	18,29	35,00	1,92	0,20	0,20
San Bizien	22,90	8,08	317,40	220,88	1,00	24,72	62,90	8,71	1,80	0,70
Primavera 08										
Fornos	22,90	7,95	218,94	137,96	0,39	25,93	53,10	1,59	0,24	0,24
Riances	23,00	8,14	170,80	94,83	0,38	33,26	42,10	1,37	0,19	0,20
San Bizien	22,90	7,99	338,34	213,31	1,17	41,98	76,40	5,90	1,02	0,55
Otoño 08										
Fornos	21,30	7,99	220,14	139,64	0,00	27,69	50,70	2,57	0,31	0,00
Riances	21,30	8,18	183,60	107,58	0,00	23,64	42,20	1,99	0,24	0,00
San Bizien	21,40	7,98	335,30	223,05	0,55	31,74	73,60	6,55	1,29	0,12
Primavera 09										
Fornos	25,00	8,09	149,90	85,42	0,31	27,53	36,00	1,30	0,44	0,01
Riances	25,30	8,13	159,10	94,21	0,36	26,83	37,40	1,56	0,25	0,01
San Bizien	24,40	8,14	328,20	216,00	0,58	34,88	71,90	6,93	2,55	0,02

MUESTRA	CIT (ppm)	CIT (mol/L)	si_CO2(g)	si_Calcite	si_Gypsum	si_Dolomite	PWP	Fuerza Ionica (molal)	pct_err
Otoño 06									
Fornos	29,04	2,42E-03	-2,6586	0,0638	-3,0123	-0,91	5,68E-09	0,00354798	-1,10916
Riances	21,39	1,78E-03	-2,9038	-0,0037	-2,7249	-0,998	-6,26E-09	0,00287484	-1,59782
Primavera 07									
Fornos	15,90	1,33E-03	-3,0829	-0,0918	-2,5948	-1,229	-1,57E-08	0,00253032	0,864334
Riances	13,82	1,15E-03	-3,2321	-0,0948	-2,5764	-1,2617	-1,77E-08	0,00235191	0,754657
San Bizien	31,21	2,60E-03	-2,9483	0,5384	-2,1745	0,4593	1,41E-07	0,00480886	-0,112816
Otoño 07									
Fornos	23,35	1,95E-03	-2,9666	0,237	-2,6209	-0,4629	5,00E-08	0,00315848	-3,6787
Riances	21,00	1,75E-03	-3,1518	0,3006	-2,471	-0,3344	6,16E-08	0,00304338	-5,63194
San Bizien	43,49	3,62E-03	-2,7698	0,7317	-2,1959	0,9308	2,37E-07	0,00589143	-2,74389
Primavera 08									
Fornos	27,48	2,29E-03	-2,8333	0,36	-2,1889	-0,4803	1,02E-07	0,00424329	-0,275786
Riances	18,64	1,55E-03	-3,1859	0,2955	-2,1537	-0,5726	7,63E-08	0,00349015	-0,704265
San Bizien	42,25	3,52E-03	-2,6953	0,7014	-1,9011	0,6152	2,51E-07	0,00648513	-0,568329
Otoño 08									
Fornos	27,76	2,31E-03	-2,8779	0,3614	-2,1788	-0,2698	8,90E-08	0,00424343	-2,05256
Riances	21,09	1,76E-03	-3,1859	0,4526	-2,2262	-0,2108	1,28E-07	0,00394453	10,9064
San Bizien	44,27	3,69E-03	-2,6736	0,6795	-2,0301	0,6137	2,20E-07	0,00633481	-0,750923
Primavera 09									
Fornos	16,85	1,40E-03	-3,1651	0,1737	-2,2838	-0,7469	4,82E-08	0,00303355	-1,58498
Riances	18,53	1,54E-03	-3,1628	0,2719	-2,2852	-0,4838	7,24E-08	0,00316939	-2,72352
San Bizien	42,24	3,52E-03	-2,8353	0,848	-2,005	1,0247	3,37E-07	0,00625923	-0,164667

Anexo III

Medidas de peso de las tabletas y diferencias anuales

(B: Fm Baziero, M: Fm Maciños, C: Calizas con prealveolinas, R: tasa de denudación kárstica)

PUNTO	EMPLAZAMIENTO	CÓDIGO	R1	R2	R3	RT
PUNTO 1	DOLINA	B43	6,36			
		B70	4,34	6	9,23	19,6
		B83	5,27	6,7	3,76	15,7
		B134	1,39	2,62	10,22	14,2
		B137	1,54	3,66	5,74	10,9
	SUELO	B115	6,95	4,13	5,19	16,3
		B120	7,96	2,24	4,22	14,4
		B140	12,95	2,79	4,2	19,9
		B150	8,94	2,32	3,59	14,8
		B151	9,65	2,95	3,16	15,8
	SUPERFICIE	B45	9,5	6,05	3,84	19,4
		B113	9,32	7,96	6,03	23,3
B149		6,82	6,16	6,38	19,4	
PUNTO 2	SUELO	B44			6,22	
		B90			9,31	
		B97			8,13	
		B136	0,53		6,63	7,2
		B148			8,7	
	SUPERFICIE	B29		4,01	6	13,4
		B32	4,25	3,3	5,2	12,7
		B34	3,72	4,18	12,31	20,2
		B58	2,92	2,77		
		B60	3,72	4,92	6,4	15
PUNTO 3	SUELO	B73	3,99	5,85	6,8	16,6
		B109		5,51	11,27	
		B116		3,47	8,71	
		B117		3,53	7,23	
	SUPERFICIE	B46	4,07	6,07	6,14	12,9
		B80	4,14	7,47	6,83	18,4
		B93	4,1	5,06	6,99	16,2
		B101	3,43	7,12	5,9	16,4
		B142	4,43	7,99	7,77	20,2
PUNTO 4	SUELO	B47	0,67	2,72	4,01	7,4
		B49	2,84	5,93	7,41	16,2
		B64	3,16	6,65	5,4	15,2
		B67	0,23	3,17	6,96	10,4
		B69	1,14	3,7	6,64	11,5

PUNTO	EMPLAZAMIENTO	CÓDIGO	R1	R2	R3	RT
PUNTO 5	SUELO	B39		1,04	4,26	4,4
		B41	0,27	1,66	2,4	4,3
		B105	1,92	0,83	2,24	5
		B119	1,7	0,43	2,7	4,8
	SUPERFICIE	B42	5,84	6,91	6,72	19,5
		B108	4,37	6,7	5,85	16,9
		B132	3,97	6,5	5,59	16,1
		B139	4,84	6,01	6,83	17,7
PUNTO 6	SUELO	B1			7,24	14,7
		B2			4,24	12,8
		B3			3,44	11,3
		B122			6,01	9,8
	SUPERFICIE	B24	2,45	3,98	6,94	13,4
		B52	3,64	6,33	10,08	20,1
		B128	5,55	2,43	5,29	13,3
		B65	4,09	2,61		
B53			7,01			
PUNTO 7	SUELO	B26	0,53	4,73	9,39	14,7
		B51	3,46	3,55	6,88	13,9
		B54	8,09	3,86	6,33	18,3
		B62	3,79	1,58	9,72	15,1
		B63	3,07	3,19	8,35	14,6
	SUPERFICIE	B74	1,48	7,17	12,26	20,9
		B78	2,07	8,41	10,25	20,7
		B123	2,2	7,11	9,73	19
B124	1,8	7,5	11,62	20,9		
PUNTO 8	DOLINA	M33	5,96	7,35	12,65	26
		M34	5,39	5,1	9,11	19,6
		M44	9,59	12,5	16,43	38,5
		M46	3,01	8,21	8,41	20,8
	SUELO	M3	5,06	14,4	17,56	37,6
		M7	3,96	15,1	21,23	40,9
		M28	4,69	10,9	17,91	33,7
		M35	4,98	12,9	16,86	36,3
		M36	2,87	11,4	24,47	39,1
		M52	4,66	13,4	23,7	42
	SUPERFICIE	M9	3,75	6,86	13,48	24,1
		M10	8,13	4,68	12,73	25,8
		M16	7,56	9,33	12,52	29,4
M21		6,34	1,08	12,33	19,6	
M53		4,78	4,06	12,49	21,7	

PUNTO	EMPLAZAMIENTO	CÓDIGO	R1	R2	R3	RT
PUNTO 9	DOLINA	B30	9,65	6,1	11,93	27,7
		B50	12,17	2,49	9,02	23,7
		B68	13,08	2,68	16,87	32,6
		B125	15,8	10,92	14,52	41,2
	SUPERFICIE	B99	3,56	3,05	9,22	15,8
		B27	1,87	1,71	11,05	14,6
		B103	3,7	1,88	10,16	15,7
		B126	4,79	1,09	9,58	15,5
PUNTO 10	DOLINA	B131	5,35	1,64	12,24	19,2
		C10	10,63	6,92	7,97	25,5
		C35	10,42	8,19	11,51	30,1
		C37	10,82	4,79	7,41	23
		C44	8,36	9,29	13,9	31,6
	SUELO	C46	13,79	8,65	5,77	28,2
		C6	11,34	26,44	31,75	69,5
		C14	11,02	32,93	42,04	86
		C15	14,3	37,1	34,2	85,6
		C49	10,14	25,02	27,74	32,9
		C53	6,79	20,98	34,32	62,1
		C61	10,96	26,33	35,78	73,1
	SUPERFICIE	C23	8,6	8,86	8,55	26
		C24	9,61	11,54	15,28	36,4
		C25	9,85	12,84	12,12	34,8
		C39	7,48	9,75	10,09	27,3
C45		9,47	9,64	9,26	28,4	
C75		9,78	6,97	8,39	25,1	
PUNTO 11-C	DOLINA	C11	15,81	19,49	35,54	70,6
		C17	20,1	29,94	49,96	100
		C32	15,99	33,75	24,79	74,5
		C50	13,27	24,7	21,93	59,9
		C54	18,29	33,18	38,56	90
	SUELO	C13	12,62	20,08	23,01	61,6
		C18	11,05	16,98	20,02	48
		C21	7,51	10,71	23,97	42,2
		C40	22,27	20,87	25,19	68,3
		C47	5,11	14,96	14,96	35
		C62	8,89	14,76	25,02	48,7
	SUPERFICIE	C8	21,62	18,4	14,18	54,2
		C16	18,4	14,36	15,4	48,2
		C33	10,67	6,87	12,09	29,6
		C41	11,72	7,12	6,03	24,9
		C42	13,85	6,47	7,33	27,7

PUNTO	EMPLAZAMIENTO	CÓDIGO	R1	R2	R3	RT
PUNTO 11-M	DOLINA	M18	6,61	22,55	27,72	56,9
		M19	10,59	24,15	21,52	56,3
		M20	23,34	33,58	36,84	93,7
		M32	8,77	23,57	17,02	49,4
		M43				73,6
		M51	23,49	16,66	17,04	57,2
	SUELO	M2	10,3	16,95	19,87	47,1
		M4	7,33	20,79	33,95	62,1
		M29	7,39	10,58	25,4	43,4
		M39	4,61	12,53	31,27	48,4
		M45	7,21	10,57	22,76	40,5
		M55	5,05	13,21	28,18	46,4
	SUPERFICIE	M13	7,25	7,7	8,9	23,9
		M25	6,01	6,12	9,66	21,8
		M27	6,56	4,44	10,44	21,4
		M31	7,9	5,66	11,4	25
		M37	8,18	4,58	9,07	21,8
		M42	1,28	9,2	11,5	22
PUNTO 12	DOLINA	M12	10,97	12,65	24,52	48,1
		M15	11,36	17,88	22,9	52,1
		M30	10,03	15,06	16,53	41,6
		M49	11,7			
		M54	13,9	17,39	22,66	53,9
	SUELO	M1	8,45	11,22	18,99	38,7
		M14	6,83	13,68	15,1	35,6
		M22	8,42	7,34	10,5	26,3
		M23	5,75	10,47	11,88	28,1
		M47	5,02	12,31	16,47	33,8
		M50	5,93	7,44	13,09	26,5
	SUPERFICIE	M5	7,13	4,68	6,41	18,2
		M8	5,69	5,87	8,99	20,5
		M17	10,42	7,05	10,5	28
		M24	5,19			
		M26	6,92	5,67	9,33	21,9
		M38	3,93	6,12	14,07	24,1

PUNTO	EMPLAZAMIENTO	CÓDIGO	R1	R2	R3	RT
PUNTO 13	DOLINA	C4	12,98	10,49	12,13	35,6
		C9	8,73	5,24	7,87	21,8
		C34	12,8	4,57	7,66	25
		C36	9,76			
		C57	9,78	9,99	9,02	28,8
		C65	8,81	3,41	8,49	20,7
	SUELO	C28	1,93	6,62	7,31	15,9
		C31	2,04	5,79	7,36	15,2
		C51	3,39	5,59	11,44	20,4
		C55	3,66	4,52	8,46	16,6
		C58	3,78	5,91	5,22	14,9
		C60	9	10,24	4,96	24,2
	SUPERFICIE	C2	7,16	12,5	6,95	26,6
		C3	6,53	8,76	5,28	20,6
		C26	7,5	10,06	8,22	25,8
C30		10,61	10,36	9,05	30	
C63		6,49	10,92	6,58	24	
PUNTO 14	DOLINA	C19	34,89	30,73	31,14	96,8
		C38	31,53	24,73	31,59	87,9
		C43	35,82	22,65	31,41	89,9
	SUELO	C22	5,06	3,04	1,87	10
		C27	5,37	3,5	2,28	11,2
		C66	5,45	3,14	4,18	12,08
	SUPERFICIE	C5	8,3	8,53	6,1	22,9
		C7	7,57	10,16	6,2	23,9
		C12	12,01	14,33	12,25	38,6
		C29	8,18		5,23	37
PUNTO 15	SUELO	B36		7,64	11,87	16,1
		B96		2,03	4	4,4
		B127		2,48		
		B135		2,5	6,13	7,4
		B145		4,13	10,38	12,3
	SUPERFICIE	B35	1,97	5,69	11,81	19,5
		B37	0,2	3,47	12,65	16,3
		B55	0,52	5,5	10,93	16,9
		B141	1,27			
		B152	2,98			
		B127			9,78	

PUNTO	EMPLAZAMIENTO	CÓDIGO	R1	R2	R3	RT
PUNTO 16	SUPERFICIE	B40		2,67	7,51	
		B79		1,59	7,16	
		B106		3,05	7,16	
		B133		3,26	8,15	
		B146		7,27		
PUNTO 17	DOLINA	B82		1,38	4,68	
		B84		2,15	6,79	
		B94		0,93	4,59	
		B104			3,73	
		B144		1,72	3,93	
PUNTO 18	SUELO	B38		22,76		
		B86		19,42		
		B89		15,76		
PUNTO 19	SUELO	B87		8,73	7,75	
		B92		5,85	8,64	
		B130		8,31	7,08	
		B33		5,88	10,52	
	SUPERFICIE	B72		5,91	4,19	
		B102		3,48	6,49	
		B111		3,97	5,96	
		B121		6,71	4,61	

Anexo IV

Datos de hidroquímica de la Espluga Lasgüeriz y precipitaciones.

MUESTRA	Temp (°C)	pH	TDS (calc, mg/L)	ppm HCO3-	ppm Cl-	ppm SO42-	ppm Ca	ppm Mg	ppm Na	ppm K
Otoño 06										
5A-1	18,90	7,89	242,70	153,77	1,54	27,17	45,40	9,60	2,52	2,13
5A-2	20,40	7,93	189,50	127,98	0,40	16,65	34,10	7,95	0,46	1,68
5A-3	20,20	8,18	220,30	158,35	0,76	10,22	51,20	1,79	0,21	0,67
5A-4	20,50	8,16	217,60	157,87	1,22	6,12	49,80	2,00	1,46	1,78
Lluvia	20,80	5,27	45,03	2,47	0,57	3,79	1,90	0,09	0,75	0,54
Primavera 07										
5A-1	18,80	8,05	209,08	96,78	1,06	60,58	35,20	14,56	1,26	0,39
5A-2	19,50	8,08	166,10	94,56	0,54	33,32	29,10	8,80	0,33	0,30
5A-3	20,10	8,09	179,80	111,48	0,70	21,87	44,90	1,52	0,46	0,13
5A-4	20,70	8,05	181,70	109,00	0,82	25,68	44,60	1,50	0,59	0,43
Lluvia	21,40	6,20	6,39	1,96	0,44	0,05	0,50	0,03	0,26	0,25
Nieve	21,40	6,56	9,77	4,10	0,90	0,05	1,30	0,12	0,29	0,47
Otoño 07										
5A-1	21,50	8,06	267,23	144,00	0,58	65,57	41,70	14,93	2,01	0,00
5A-2	21,60	8,19	248,90	145,22	0,38	50,45	42,10	11,57	1,50	0,50
5A-3	22,20	8,30	212,00	143,88	0,76	19,57	49,40	1,83	0,50	0,00
5A-4	22,40	8,19	200,00	137,04	0,93	16,68	45,00	2,43	0,60	0,00
Primavera 08										
5A-1	21,80	8,24	263,30	127,41	0,65	73,02	47,80	15,18	1,82	0,52
5A-2	22,40	8,09	176,00	104,80	0,38	29,42	34,20	7,45	0,70	0,30
5A-3	22,60	8,23	229,10	147,23	0,76	25,93	56,10	1,81	0,41	0,40
5A-4	22,80	8,06	229,00	150,83	0,72	22,09	54,60	1,69	0,46	0,43
Lluvia	23,30	6,43	20,95	6,38	0,40	6,81	2,00	0,00	0,04	0,14
Nieve	23,00	6,20	47,20	5,22	0,59	22,09	11,50	0,10	0,17	0,33
Otoño 08										
5A-1	19,30	8,14	275,33	139,15	0,00	70,77	50,60	15,24	1,79	0,00
5A-2	20,80	8,27	260,14	145,71	0,00	56,78	49,60	10,52	1,19	0,07
5A-3	20,70	8,32	234,53	148,50	0,16	32,11	56,20	1,69	0,45	0,00
5A-4	21,10	8,26	244,22	157,61	0,99	27,32	57,00	2,07	0,83	2,39
Nieve	21,10	7,35	33,50	8,50	0,00	15,54	8,70	0,04	0,02	0,00
Primavera 09										
5A-1	24,40	8,26	260,60	128,87	0,42	73,40	45,50	14,59	0,94	0,41
5A-2	24,50	8,13	198,70	117,88	0,34	35,23	39,10	7,25	0,89	0,01
5A-3	24,90	8,29	228,14	147,42	0,59	27,53	54,40	1,73	0,75	0,17
5A-4	25,20	8,08	171,90	113,49	0,35	17,38	40,30	1,37	0,50	0,01
Nieve	23,80	7,33	43,50	7,08	0,33	23,68	9,90	0,16	1,73	0,00

MUESTRA	CIT (ppm)	CIT (mol/L)	si_ CO2(g)	si_ Calcite	si_ Gypsum	si_ Dolomite	PWP	Fuerza Ionica (molal)	pct_err
Otoño 06									
5A-1	30,86	2,57E-03	-2,7498	0,216	-2,2484	0,0261	3,36E-08	0,00474936	1,47841
5A-2	25,61	2,13E-03	-2,8564	0,0964	-2,5401	-0,1494	5,99E-09	0,003653	-0,867948
5A-3	31,08	2,59E-03	-3,024	0,5957	-2,5985	0,0243	1,53E-07	0,00407966	-1,88436
5A-4	31,03	2,59E-03	-3,0027	0,5704	-2,8295	0,0381	1,44E-07	0,0040103	0,177098
Lluvia	7,48	6,23E-04	-1,8219	-5,3434	-4,2149	-11,7177	-3,92E-07	0,000236663	4,48909
Primavera 07									
5A-1	19,20	1,60E-03	-3,1136	0,052	-2,0158	-0,0128	-1,52E-09	0,00467624	2,57788
5A-2	18,73	1,56E-03	-3,1445	0,0289	-2,308	-0,1848	-9,41E-09	0,00347256	-1,4271
5A-3	22,04	1,84E-03	-3,0816	0,307	-2,3063	-0,5704	6,74E-08	0,00359272	1,92094
5A-4	21,60	1,80E-03	-3,0471	0,262	-2,2419	-0,6552	5,92E-08	0,00362902	0,914425
Lluvia	0,97	8,10E-05	-2,8916	-5,11	-6,6392	-11,14	-1,48E-07	6,02E-05	-0,492676
Nieve	1,33	1,11E-04	-2,9399	-4,031	-6,2412	-8,795	-1,30E-07	0,000134608	2,97448
Otoño 07									
5A-1	28,47	2,37E-03	-2,9391	0,3291	-1,9386	0,5165	6,00E-08	0,00542808	-5,20545
5A-2	28,46	2,37E-03	-3,0669	0,4747	-2,0315	0,6952	1,00E-07	0,00495497	-5,04921
5A-3	27,97	2,33E-03	-3,1796	0,6753	-2,3355	0,2334	1,96E-07	0,00401678	-2,89493
5A-4	26,86	2,24E-03	-3,0827	0,5216	-2,4337	0,0941	1,34E-07	0,00377345	-3,02833
Primavera 08									
5A-1	24,84	2,07E-03	-3,1784	0,5062	-1,8459	0,8228	1,25E-07	0,00568904	1,47879
5A-2	20,70	1,72E-03	-3,0947	0,1913	-2,3025	0,0373	3,26E-08	0,00361819	0,383889
5A-3	28,72	2,39E-03	-3,0963	0,6718	-2,1762	0,1735	2,14E-07	0,00445903	0,0378205
5A-4	29,79	2,48E-03	-2,9085	0,5141	-2,2511	-0,158	1,51E-07	0,00436422	-1,0296
Lluvia	2,31	1,93E-04	-2,609	-3,7734	-3,9483		-1,39E-07	0,000300112	-42,2392
Nieve	2,48	2,07E-04	-2,4744	-3,3787	-2,7575	-8,4968	-1,51E-07	0,0010646	3,18512
Otoño 08									
5A-1	27,37	2,28E-03	-3,0513	0,4372	-1,8343	0,6278	9,30E-08	0,00588345	1,45988
5A-2	28,38	2,37E-03	-3,155	0,6047	-1,9216	0,8323	1,52E-07	0,00529417	-2,72491
5A-3	28,77	2,40E-03	-3,1861	0,7584	-2,088	0,3178	2,53E-07	0,00453683	-2,52004
5A-4	30,71	2,56E-03	-3,1069	0,7119	-2,1518	0,2857	2,16E-07	0,00466184	-1,13969
Nieve	1,84	1,53E-04	-3,4268	-2,1572	-3,0081	-6,3549	-1,12E-07	0,000810548	-2,78889
Primavera 09									
5A-1	25,04	2,09E-03	-3,1787	0,545	-1,8645	0,9368	1,49E-07	0,00551663	-1,9828
5A-2	23,17	1,93E-03	-3,0747	0,3566	-2,186	0,3243	8,59E-08	0,00401518	-1,77897
5A-3	28,58	2,38E-03	-3,1448	0,7461	-2,1649	0,3448	2,66E-07	0,00438581	-2,01359
5A-4	22,39	1,87E-03	-3,0322	0,3355	-2,4447	-0,4456	9,09E-08	0,00329038	-2,04244
Nieve	1,53	1,28E-04	-3,4719	-2,1761	-2,7918	-5,8127	-1,15E-07	0,00106533	-3,08316

Anexo V

Caracterización de los Lugares de Interés Geológico de tipo geomorfológico del macizo de Cotiella

					RI 01	RI 02	RI 03	So 01	So 02	So 03	So 04	So 05	So 06	So 07	So 08	So 09
Representatividad	VALOR	VALOR CIENTIFICO	VALOR DIDACTICO	VALOR TURISTICO												
Poco útil como modelo para representar, aunque sea parcialmente, un rasgo o proceso	0															
Útil como modelo para representar parcialmente un rasgo o proceso	1															
Útil como modelo para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	2	2			2	2		2	2	2	2	2	2		2	2
Mejor ejemplo conocido, a nivel del dominio geológico considerado, para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	4						4							4		
		x30	x5													
Carácter de localidad tipo																
Localidad de referencia regional	4															
Localidad de referencia utilizada internacionalmente, o localidad tipo de fósiles o biozonas de amplio uso	2															
Estratotipo aceptado por la IUGS o localidad tipo mineralógica reconocida por la IMA	1															
No cumple con estas premisas	0				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
		x10	x5													
Grado de conocimiento científico del lugar																
No existen trabajos publicados ni tesis doctorales sobre el lugar	0															
Existen trabajos publicados y/o tesis doctorales sobre el lugar	1				1	1	1		1	1	1	1	1	1	1	1
Investigado por varios equipos científicos y objeto de trabajos publicados en revistas científicas nacionales	2															
Investigado por varios equipos científicos y objeto de trabajos publicados en revistas internacionales	4	x15					4									
Estado de conservación																
Fuertemente degradado: el lugar está prácticamente destruido	0															
Degradado: el lugar presenta deterioros importantes	0															
Alterado: con deterioros que impiden apreciar algunas características de interés	1										1					
Favorable con alteraciones: algunos deterioros que no afectan de manera determinante al valor o interés del LIG	2															
Favorable: el LIG en cuestión se encuentra bien conservado, prácticamente íntegro	4				4	4	4	4	4	4	4		4	4	4	4
		x10	x5													
Condiciones de observación																
Con elementos que enmascaran fuertemente las características de interés	0															
Con elementos que enmascaran el LIG y que impiden apreciar algunas características	1															

de interés																			
Con algún elemento que no impide observar el LIG en su integridad, aunque sea con dificultad	2															2			
Perfectamente observable en su integridad con facilidad	4				4	4	4	4	4	4	4	4				4	4	4	
		x10	x5	x5															
Rareza																			
Existen bastantes lugares similares en la región	0																		0
Uno de los escasos ejemplos conocidos a nivel regional	1				1	1	1	1			1	1	1					1	
Único ejemplo conocido a nivel regional	2															2	2		
Único ejemplo conocido a nivel nacional (o internacional)	4																		
		x15	x5																
Diversidad																			
El LIG sólo presenta el tipo de interés principal	0				0														
El LIG presenta otro tipo de interés, además del principal, no relevante	1					1	1	1	1				1	1	1	1	1	1	1
Presenta 2 tipos de interés, además del principal, o uno sólo pero relevante	2											2	2						
Presenta 3 o más tipos de interés, además del principal, o sólo dos más pero ambos relevantes	4																		
		x10	x10																
Contenido didáctico / uso didáctico detectado																			
No cumple con estas premisas	0																		
Ilustra contenidos curriculares universitarios	1				1		1										1		
Ilustra contenidos curriculares de cualquier nivel del sistema educativo o está siendo utilizado en actividades didácticas universitarias	2					2		2	2	2	2	2	2	2				2	2
Está siendo utilizado habitualmente en actividades didácticas de cualquier nivel del sistema educativo	4																		
			x20																
Espectacularidad o belleza																			
Amplitud de relieve alta o bien cursos fluviales caudalosos/grandes láminas de agua (o hielo) o bien variedad cromática notable. También fósiles y/o minerales vistosos	1				1	1	1					1	1	1	1				
Coincidencia de dos de las tres primeras características. También fósiles o minerales espectaculares	2								2	2								2	2
Coincidencia de las tres primeras características	4							4											
No cumple con estas premisas	0																		
			x5	x20															

				x10														
Infraestructura logística																		
No cumple con estas premisas	0																	
Alojamiento y restaurante para grupos de hasta 20 personas a menos de 25 km	1																	
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 25 km	2					2	2	2	2						2			
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 5 km	4									4	4	4	4			4	4	4
				x15		x5												

Análisis de la vulnerabilidad

					RI01	R I0 2	RI03	So 01	So 02	So 03	So 04	So 05	So 06	So 07	So 08	So 09
Amenazas antrópicas																
Lugar no amenazado	0				0	0	0	0	0		0		0	0		
Lugar situado a menos de 100 m de una carretera principal, de 1 km de una actividad industrial, minera, a menos de 2 km de suelo urbano en ciudades de menos de 100.000 habitantes o a menos de 5 km en poblaciones mayores	1															
Lugar colindante con una actividad industrial o minera, colindante a suelo urbano no urbanizado o situado a menos de 25 m de una carretera 2	2														2	
Lugar situado en una explotación minera (tanto activa como abandonada), en el talud de una carretera o en suelo urbano 4	4									4		4				4
		x 1 5														
Interés para la explotación minera																
Sin interés o de escaso interés y sin explotaciones en la zona	0				0	0	0	0	0		0		0	0	0	
Sustancia de escaso o moderado interés y de la que hay ya explotaciones en la zona 1	1									1		1				1
Sustancia de gran interés y de la que hay ya explotaciones en la zona 2	2															
Sustancia de gran interés y de la que no hay explotaciones alternativas en la zona 4	4															
		x 1 5														
Amenazas naturales																
Lugar no vulnerable	0					0						0				
Rasgo(s) vulnerable(s) a la meteorización	1															
Lugar afectado por procesos activos (erosión, inundaciones, movimientos del terreno, etc.) de intensidad moderada	2				2		2	2	2							2
Lugar afectado por procesos activos (erosión, inundaciones, movimientos del terreno, etc) intensos	4											4	4	4		4
		x 1 5														
Tamaño del LIG																
Rasgos kilométricos (difícilmente deteriorables por actividades humanas)	0					0		0	0							
Rasgos hectométricos (podrían sufrir cierto deterioro por actividades humanas)	1									1	1				1	
Rasgos decamétricos (no vulnerables por las visitas pero sensibles a actividades antrópicas más agresivas)	2				2		2		2				2	2		2

Rasgos métricos (vulnerables por las visitas, como espeleotemas, etc.)	4																		
		x 5	x 1 5																
Régimen de protección del lugar																			
Lugar situado en parques nacionales o naturales, reservas naturales u otra figura con plan de ordenación y guardería.																			
Lugar con figura de protección no sujeta a plan de ordenación y sin guardería; también bienes de interés cultural en razón a su contenido paleontológico / arqueológico	1																		
Lugar situado en suelo rural preservado de su transformación mediante la urbanización, por la ordenación territorial y urbanística.	2																		
Lugar carente de figura alguna de protección	4			4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
		x 1 0																	
Protección física o indirecta																			
Lugar no fácilmente accesible	0																		
Lugar fácilmente accesible pero situado lejos de sendas y camuflado por la vegetación	1																		
Lugar fácilmente accesible, solo camuflado por la vegetación	2												2						
Lugar carente de todo tipo de protección indirecta	4			4	4	4	4	4	4	4	4	4		4	4	4	4	4	4
		x 1 0																	
Accesibilidad																			
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas (carretera asfaltada sin posibilidad de aparcar, senda o camino, pista TT, barco, etc.)	0			0	0	0	0	0						0	0				
Acceso directo por pista sin asfaltar pero transitable por turismos	1											1	1						
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para turismos	2																		
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para autocar	4										4							4	4
		x 1 0	x 1 0																
Régimen de acceso y propiedad																			
Lugar situado en áreas de acceso libre	4																		
Lugar situado en áreas de acceso restringido y propiedad privada	2																		
Lugar situado en áreas de acceso restringido y propiedad pública	1			4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

			x 5	x 5															
Densidad de población (agresión potencial) Puntos																			
Menos de 100.000 habitantes en un radio de 50 km					0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Entre 100.000 y 200.000 habitantes en un radio de 50 km	1																		
Entre 200.000 y 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	2																		
Más de 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	4																		
			x 5																
Cercanía a zonas recreativas (agresión potencial) Puntos																			
Lugar situado a menos de 5 km de un área recreativa (campings, playas frecuentadas, etc.) 1	1				1	1	1	1	1					1	1				
Lugar situado a menos de 2 km de un área recreativa 2	2										2						2	2	
Lugar situado a menos de 500 m de un área recreativa 4	4										4		4						
			x 5																
Vulnerabilidad al expolio																			
Yacimiento paleontológico o mineralógico de escaso valor y fácil expolio	4																		
Yacimiento paleontológico o mineralógico de valor, con numerosos ejemplares y fácil expolio	2																		
Yacimiento paleontológico o mineralógico, con escasos ejemplares y fácil expolio	1																		
No hay yacimiento paleontológico ni mineralógico o son de difícil expolio	0				0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Uso y seguimiento																			
Sin problemas para su utilización didáctica						X			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Con incidencias para su utilización didáctica (comentario):					Acceso complejo														
Sin problemas para su utilización turística o recreativa					X	X			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Con incidencias para su utilización turística o recreativa (comentario):																			
Tipo de acceso																			
Accesos sin senda ni camino					X														
Pista sin asfaltar acceso todo terreno											X								
Carretera asfaltada sin aparcamiento próximo																			

Carretera asfaltada con aparcamiento autobús									X						X	X
Barco																
Camino o senda acceso a pie						X	X	X	X				X	X		
Tren turístico																
Carretera asfaltada aparcamiento turismo																
Pista sin asfaltar acceso turismo												X				

Cuantificación del valor científico

Representatividad	Puntos	Valor científico	RI01	RI02	RI03	So01	So02	So03	So04	So05	So06	So07	So08	So09
Poco útil como modelo para representar, aunque sea parcialmente, un rasgo o proceso	0	X 30												
Útil como modelo para representar parcialmente un rasgo o proceso	1	X 30												
Útil como modelo para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	2	X 30	60	60		60	60	60	60	60	60		60	60
Mejor ejemplo conocido, a nivel del dominio geológico considerado, para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	4	x 30			120							120		
Carácter de localidad tipo														
No cumple, por defecto, con estas rtres siguientes premisas	0	x 10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Localidad de referencia regional	1	x 10												
Localidad de referencia (metalogénica, petrológica, mineralógica, tectónica, estratigráfica etc.) utilizada internacionalmente, o localidad tipo de fósiles, o biozonas de amplio uso científico	2	x 10												
Estratotipo aceptado por la IUGS o localidad tipo de la IMA	4	x 10												
Grado de conocimiento científico del lugar														
No existen trabajos publicados ni tesis doctorales sobre el lugar	0	x 15												
Existen trabajos publicados y/o tesis doctorales sobre el lugar	1	x 15	15	15	15		15	15	15	15	15	15	15	15
Investigado por varios equipos científicos y objeto de tesis doctorales y trabajos publicados referenciados en revistas científicas nacionales	2	x 15												
Investigado por varios equipos científicos y objeto tesis doctorales y trabajos publicados referenciados en revistas científicas internacionales	4	x 15				60								
Estado de conservación														
Fuertemente degradado: el lugar está prácticamente destruido	0	x 10												
Degradado: el lugar presenta deterioros importantes	0	x 10												
Alterado: con deterioros que impiden apreciar algunas características de interés	1	x 10								10				
Favorable con alteraciones: algunos deterioros que no afectan de manera determinante al valor o interés del LIG	2	x 10												
Favorable: el LIG en cuestión se encuentra bien conservado, prácticamente íntegro	4	x 10	40	40	40	40	40	40	40		40	40	40	40
Condiciones de observación														

Con elementos que enmascaran fuertemente las características de interés	0	x 10												
Con elementos que enmascaran el LIG y que impiden apreciar algunas características de interés	1	x 10												
Con algún elemento que no impiden observar el LIG en su integridad.	2	X 10								20				
Perfectamente observable prácticamente en su integridad con facilidad	4	x 10	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Rareza														
Existen bastantes lugares similares en la región	0	x 15					0							0
Uno de los escasos ejemplos conocidos a nivel regional	1	x 15	15	15	15	15		15	15	15			15	
Único ejemplo conocido a nivel regional	2	x 15									30	30		
Único ejemplo conocido a nivel nacional (o internacional)	4	x 15												
Diversidad														
El LIG sólo presenta el tipo de interés principal	0	x 10	0											
El LIG presenta otro tipo de interés, además del principal, no relevante	1	x 10		10	10	10	10			10	10	10	10	10
El LIG presenta 2 tipos de interés, además del principal, o uno sólo pero relevante	2	x 10						20	20					
El LIG presenta 3 o más tipos de interés, además del principal, o sólo dos más pero ambos relevantes	4	x 10												
Contenido didáctico														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 0												
Ilustra contenidos curriculares universitarios	1	x 0	1		1								1	
Ilustra contenidos curriculares de cualquier nivel del sistema educativo	2	x 0		2		2	2	2	2	2	2	2	2	2
Está siendo utilizado habitualmente en actividades didácticas de cualquier nivel del sistema educativo	4	x 0												
Infraestructura logística														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 0												
Alojamiento y restaurante para grupos de hasta 20 personas a menos de 25 km	1	x 0												
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 25 km	2	x 0	2	2	2	2					2			
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 5 km	4	x 0					4	4	4	4		4	4	4
Densidad de población (demanda potencial inmediata)														
Menos de 200.000 habitantes en un radio de 50 km	1	x 0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Entre 200.000 y 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	2	x 0												
Más de 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	4	x 0												

Accesibilidad																			
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas (carretera asfaltada sin posibilidad de aparcar, senda o camino, pista TT, barco, etc.)	0	x 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Acceso directo por pista sin asfaltar pero transitable por turismos	1	x 0								1	1								
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para turismos	2	x 0																	
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para autocar	4	x 0							4								4	4	
Tamaño del LIG																			
Rasgos métricos (vulnerables por las visitas, como espeleotemas, etc.)	0	x 0		0		0		0											
Rasgos decamétricos (no vulnerables por las visitas pero sensibles a actividades antrópicas más agresivas)	1	x 0								1	1							1	
Rasgos hectométricos (podrían sufrir cierto deterioro por actividades humanas)	2	x 0	2		2		2						2	2					2
Rasgos kilométricos (difícilmente deteriorables por actividades humanas)	4	x 0																	
Asociación con otros elementos del patrimonio natural y/o cultural																			
No existen elementos del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	0	x 0																	
Presencia de un único elemento del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	1	x 0																	
Presencia de varios elementos del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	2	x 0	2	2	2								2						
Presencia de varios elementos tanto del patrimonio natural como del cultural en un radio de 5 km	4	x 0				4	4	4	4	4					4	4	4		
Espectacularidad o belleza																			
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 0																	
1) Amplitud de relieve alta o bien 2) cursos fluviales caudalosos/grandes láminas de agua (o hielo) o bien 3) variedad cromática notable. También fósiles y/o minerales vistosos	1	x 0	1	1	1					1	1	1	1						
Coincidencia de dos de las tres primeras características. También fósiles o minerales espectaculares	2	x 0					2	2										2	2
Coincidencia de las tres primeras características	4	x 0				4													
Contenido divulgativo																			
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 0																	
Ilustra de manera clara y expresiva a colectivos de cierto nivel cultural	1	x 0															1		

Ilustra de manera clara y expresiva a colectivos de cualquier nivel cultural sobre la importancia o utilidad de la Geología	2	x 0	2	2	2				2	2	2			
Está siendo utilizado habitualmente para actividades divulgativas	4	x 0				4	4	4					4	4
Potencialidad para realizar actividades turísticas y recreativas														
Sin posibilidades turísticas ni de realizar actividades recreativas	0	x 0	0											
Posibilidades turísticas o bien posibilidad de realizar actividades recreativas	1	x 0		1					1	1	1	1		1
Posibilidades turísticas y posibilidad de realizar actividades recreativas	2	x 0			2								2	
Existen actividades organizadas	4	x 0				4	4	4						
Proximidad a zonas recreativas (demanda potencial inmediata)														
Lugar situado a más de 5 km de áreas recreativas (campings, playas, etc.)	0	x 0												
Lugar situado a menos de 5 km y más de 2 km de áreas recreativas	1	x 0	1			1	1	1	1			1	1	
Lugar situado a menos de 2 km y más de 500 m de un área recreativa	2	x 0			2					2				
Lugar situado a menos de 500 m de un área recreativa	4	x 0		4							4			4
Entorno socioeconómico														
Comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación superiores a la media regional	0	x 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lugar situado en comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación similares a la media regional pero inferiores a la media nacional	1	x 0												
Lugar situado en comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación inferiores a la media regional	2	x 0												
Lugar situado en comarca con declive socioeconómico	4	x 0												
SUMAS		Ic	182	195	255	247	189	216	208	169	192	271	205	193

Cuantificación del valor didáctico

Representatividad	Puntos	Didáctico	RI01	RI02	RI03	So01	So02	So03	So04	So05	So06	So07	So08	So09
Poco útil como modelo para representar, aunque sea parcialmente, un rasgo o proceso	0	x 5												
Útil como modelo para representar parcialmente un rasgo o proceso	1	x 5												
Útil como modelo para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	2	x 5	10	10		10	10	10	10	10	10		10	10
Mejor ejemplo conocido, a nivel del dominio geológico considerado, para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	4	x 5			20							20		
Carácter de localidad tipo														
No cumple, por defecto, con estas tres siguientes premisas	0	x 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Localidad de referencia regional	1	x 5												
Localidad de referencia (metalogénica, petrológica, mineralógica, tectónica, estratigráfica etc.) utilizada internacionalmente, o localidad tipo de fósiles, o biozonas de amplio uso científico	2	x 5												
Estratotipo aceptado por la IUGS o localidad tipo de la IMA	4	x 5												
Grado de conocimiento científico del lugar														
No existen trabajos publicados ni tesis doctorales sobre el lugar	0	x 0												
Existen trabajos publicados y/o tesis doctorales sobre el lugar	1	x 0	1	1	1		1	1	1	1	1	1	1	1
Investigado por varios equipos científicos y objeto de tesis doctorales y trabajos publicados referenciados en revistas científicas nacionales	2	x 0												
Investigado por varios equipos científicos y objeto tesis doctorales y trabajos publicados referenciados en revistas científicas internacionales	4	x 0				4								
Estado de conservación														
Fuertemente degradado: el lugar está prácticamente destruido	0	x 5												
Degradado: el lugar presenta deterioros importantes	0	x 5												
Alterado: con deterioros que impiden apreciar algunas características de interés	1	x 5								5				
Favorable con alteraciones: algunos deterioros que no afectan de manera determinante al valor o interés del LIG	2	x 5												
Favorable: el LIG en cuestión se encuentra bien conservado, prácticamente íntegro	4	x 5	20	20	20	20	20	20	20		20	20	20	20
Condiciones de observación														

Con elementos que enmascaran fuertemente las características de interés	0	x 5												
Con elementos que enmascaran el LIG y que impiden apreciar algunas características de interés	1	x 5												
Con algún elemento que no impiden observar el LIG en su integridad.	2	x 5									10			
Perfectamente observable prácticamente en su integridad con facilidad	4	x 5	20	20	20	20	20	20	20	20		20	20	20
Rareza														
Existen bastantes lugares similares en la región	0	x 5												
Uno de los escasos ejemplos conocidos a nivel regional	1	x 5	5	5	5	5			5	5	5			5
Único ejemplo conocido a nivel regional	2	x 5										10	10	
Único ejemplo conocido a nivel nacional (o internacional)	4	x 5												
Diversidad														
El LIG sólo presenta el tipo de interés principal	0	x 10	0											
El LIG presenta otro tipo de interés, además del principal, no relevante	1	x 10		10	10	10	10				10	10	10	10
El LIG presenta 2 tipos de interés, además del principal, o uno sólo pero relevante	2	x 10							20	20				
El LIG presenta 3 o más tipos de interés, además del principal, o sólo dos más pero ambos relevantes	4	x 10												
Contenido didáctico														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 20												
Ilustra contenidos curriculares universitarios	1	x 20	20		20								20	
Ilustra contenidos curriculares de cualquier nivel del sistema educativo	2	x 20		40		40	40	40	40	40	40	40		40
Está siendo utilizado habitualmente en actividades didácticas de cualquier nivel del sistema educativo	4	x 20												
Infraestructura logística														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 15												
Alojamiento y restaurante para grupos de hasta 20 personas a menos de 25 km	1	x 15												
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 25 km	2	x 15	30	30	30	30						30		
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 5 km	4	x 15						60	60	60	60		60	60
Densidad de población (demanda potencial inmediata)														
Menos de 200.000 habitantes en un radio de 50 km	1	x 5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Entre 200.000 y 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	2	x 5												
Más de 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	4	x 5												

Accesibilidad														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas (carretera asfaltada sin posibilidad de aparcar, senda o camino, pista TT, barco, etc.)	0	x 10	0	0	0	0	0				0	0		
Acceso directo por pista sin asfaltar pero transitable por turismos	1	x 10							10	10				
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para turismos	2	x 10												
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para autocar	4	x 10						40					40	40
Tamaño del LIG														
Rasgos métricos (vulnerables por las visitas, como espeleotemas, etc.)	0	x 5		0		0		0						
Rasgos decamétricos (no vulnerables por las visitas pero sensibles a actividades antrópicas más agresivas)	1	x 5							5	5			5	
Rasgos hectométricos (podrían sufrir cierto deterioro por actividades humanas)	2	x 5	10		10		10				10	10		10
Rasgos kilométricos (difícilmente deteriorables por actividades humanas)	4	x 5												
Asociación con otros elementos del patrimonio natural y/o cultural														
No existen elementos del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	0	x 5												
Presencia de un único elemento del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	1	x 5												
Presencia de varios elementos del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	2	x 5	10	10	10						10			
Presencia de varios elementos tanto del patrimonio natural como del cultural en un radio de 5 km	4	x 5				20	20	20	20	20		20	20	20
Espectacularidad o belleza														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 5												
1) Amplitud de relieve alta o bien 2) cursos fluviales caudalosos/grandes láminas de agua (o hielo) o bien 3) variedad cromática notable. También fósiles y/o minerales vistosos	1	x 5	5	5	5				5	5	5	5		
Coincidencia de dos de las tres primeras características. También fósiles o minerales espectaculares	2	x 5					10	10					10	10
Coincidencia de las tres primeras características	4	x 5				20								
Contenido divulgativo														
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 0												
Ilustra de manera clara y expresiva a colectivos de cierto nivel cultural	1	x 0										1		

Ilustra de manera clara y expresiva a colectivos de cualquier nivel cultural sobre la importancia o utilidad de la Geología	2	x 0	2	2	2				2	2	2			
Está siendo utilizado habitualmente para actividades divulgativas	4	x 0				4	4	4					4	4
Potencialidad para realizar actividades turísticas y recreativas														
Sin posibilidades turísticas ni de realizar actividades recreativas	0	x 0	0											
Posibilidades turísticas o bien posibilidad de realizar actividades recreativas	1	x 0		1					1	1	1	1		1
Posibilidades turísticas y posibilidad de realizar actividades recreativas	2	x 0			2								2	
Existen actividades organizadas	4	x 0				4	4	4						
Proximidad a zonas recreativas (demanda potencial inmediata)														
Lugar situado a más de 5 km de áreas recreativas (campings, playas, etc.)	0	x 0												
Lugar situado a menos de 5 km y más de 2 km de áreas recreativas	1	x 0	1			1	1	1	1			1	1	
Lugar situado a menos de 2 km y más de 500 m de un área recreativa	2	x 0			2					2				
Lugar situado a menos de 500 m de un área recreativa	4	x 0		4							4			4
Entorno socioeconómico														
Comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación superiores a la media regional	0	x 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lugar situado en comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación similares a la media regional pero inferiores a la media nacional	1	x 0												
Lugar situado en comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación inferiores a la media regional	2	x 0												
Lugar situado en comarca con declive socioeconómico	4	x 0												
SUMAS		Id	139	163	162	193	215	260	225	201	168	204	253	255

Cuantificación del valor turístico o recreativo

Representatividad	Puntos	turístico o recreativo	RI01	RI02	RI03	So01	So02	So03	So04	So05	So06	So07	So08	So09
Poco útil como modelo para representar, aunque sea parcialmente, un rasgo o proceso	0	x 0												
Útil como modelo para representar parcialmente un rasgo o proceso	1	x 0												
Útil como modelo para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	2	x 0	2	2		2	2	2	2	2	2		2	2
Mejor ejemplo conocido, a nivel del dominio geológico considerado, para representar, en su globalidad, un rasgo o proceso	4	x 0			4							4		
Carácter de localidad tipo														
No cumple, por defecto, con estas tres siguientes premisas	0	x 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Localidad de referencia regional	1	x 0												
Localidad de referencia (metalogénica, petrológica, mineralógica, tectónica, estratigráfica etc.) utilizada internacionalmente, o localidad tipo de fósiles, o biozonas de amplio uso científico	2	x 0												
Estratotipo aceptado por la IUGS o localidad tipo de la IMA	4	x 0												
Grado de conocimiento científico del lugar														
No existen trabajos publicados ni tesis doctorales sobre el lugar	0	x 0												
Existen trabajos publicados y/o tesis doctorales sobre el lugar	1	x 0	1	1	1		1	1	1	1	1	1	1	1
Investigado por varios equipos científicos y objeto de tesis doctorales y trabajos publicados referenciados en revistas científicas nacionales	2	x 0												
Investigado por varios equipos científicos y objeto tesis doctorales y trabajos publicados referenciados en revistas científicas internacionales	4	x 0				4								
Estado de conservación														
Fuertemente degradado: el lugar está prácticamente destruido	0	x 0												
Degradado: el lugar presenta deterioros importantes	0	x 0												
Alterado: con deterioros que impiden apreciar algunas características de interés	1	x 0								1				
Favorable con alteraciones: algunos deterioros que no afectan de manera determinante al valor o interés del LIG	2	x 0												
Favorable: el LIG en cuestión se encuentra bien conservado, prácticamente íntegro	4	x 0	4	4	4	4	4	4	4		4	4	4	4

Condiciones de observación															
Con elementos que enmascaran fuertemente las características de interés	0	x 5													
Con elementos que enmascaran el LIG y que impiden apreciar algunas características de interés	1	x 5													
Con algún elemento que no impiden observar el LIG en su integridad.	2	x 5									10				
Perfectamente observable prácticamente en su integridad con facilidad	4	x 5	20	20	20	20	20	20	20	20	20		20	20	20
Rareza															
Existen bastantes lugares similares en la región	0	x 0						0							0
Uno de los escasos ejemplos conocidos a nivel regional	1	x 0	1	1	1	1			1	1	1			1	
Único ejemplo conocido a nivel regional	2	x 0										2	2		
Único ejemplo conocido a nivel nacional (o internacional)	4	x 0													
Diversidad															
El LIG sólo presenta el tipo de interés principal	0	x 0	0												
El LIG presenta otro tipo de interés, además del principal, no relevante	1	x 0		1	1	1	1				1	1	1	1	1
El LIG presenta 2 tipos de interés, además del principal, o uno sólo pero relevante	2	x 0							2	2					
El LIG presenta 3 o más tipos de interés, además del principal, o sólo dos más pero ambos relevantes	4	x 0													
Contenido didáctico															
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 0													
Ilustra contenidos curriculares universitarios	1	x 0	1		1								1		
Ilustra contenidos curriculares de cualquier nivel del sistema educativo	2	x 0		2		2	2	2	2	2	2	2		2	2
Está siendo utilizado habitualmente en actividades didácticas de cualquier nivel del sistema educativo	4	x 0													
Infraestructura logística															
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 5													
Alojamiento y restaurante para grupos de hasta 20 personas a menos de 25 km	1	x 5													
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 25 km	2	x 5	10	10	10	10						10			
Alojamiento y restaurante para grupos de 40 personas a menos de 5 km	4	x 5					20	20	20	20			20	20	20
Densidad de población (demanda potencial inmediata)															
Menos de 200.000 habitantes en un radio de 50 km	1	x 5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Entre 200.000 y 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	2	x 5													

Más de 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	4	x 5													
Accesibilidad															
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas (carretera asfaltada sin posibilidad de aparcamiento, senda o camino, pista TT, barco, etc.)	0	x 10	0	0	0	0	0					0	0		
Acceso directo por pista sin asfaltar pero transitable por turismos	1	x 10								10	10				
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para turismos	2	x 10													
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para autocar	4	x 10							40					40	40
Tamaño del LIG															
Rasgos métricos (vulnerables por las visitas, como espeleotemas, etc.)	0	x 15		0		0			0						
Rasgos decamétricos (no vulnerables por las visitas pero sensibles a actividades antrópicas más agresivas)	1	x 15								15	15			15	
Rasgos hectométricos (podrían sufrir cierto deterioro por actividades humanas)	2	x 15	30		30			30				30	30		30
Rasgos kilométricos (difícilmente deteriorables por actividades humanas)	4	x 15													
Asociación con otros elementos del patrimonio natural y/o cultural															
No existen elementos del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	0	x 5													
Presencia de un único elemento del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	1	x 5													
Presencia de varios elementos del patrimonio natural o cultural en un radio de 5 km	2	x 5	10	10	10							10			
Presencia de varios elementos tanto del patrimonio natural como del cultural en un radio de 5 km	4	x 5					20	20	20	20	20		20	20	20
Espectacularidad o belleza															
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 20													
1) Amplitud de relieve alta o bien 2) cursos fluviales caudalosos/grandes láminas de agua (o hielo) o bien 3) variedad cromática notable. También fósiles y/o minerales vistosos	1	x 20	20	20	20					20	20	20	20		
Coincidencia de dos de las tres primeras características. También fósiles o minerales espectaculares	2	x 20						40	40					40	40
Coincidencia de las tres primeras características	4	x 20					80								
Contenido divulgativo															
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas	0	x 15													
Ilustra de manera clara y expresiva a colectivos de cierto nivel cultural	1	x 15											15		

Ilustra de manera clara y expresiva a colectivos de cualquier nivel cultural sobre la importancia o utilidad de la Geología	2	x 15	30	30	30				30	30	30			
Está siendo utilizado habitualmente para actividades divulgativas	4	x 15				60	60	60					60	60
Potencialidad para realizar actividades turísticas y recreativas														
Sin posibilidades turísticas ni de realizar actividades recreativas	0	x 5	0											
Posibilidades turísticas o bien posibilidad de realizar actividades recreativas	1	x 5		5					5	5	5	5		5
Posibilidades turísticas y posibilidad de realizar actividades recreativas	2	x 5			10								10	
Existen actividades organizadas	4	x 5				20	20	20						
Proximidad a zonas recreativas (demanda potencial inmediata)														
Lugar situado a más de 5 km de áreas recreativas (campings, playas, etc.)	0	x 5												
Lugar situado a menos de 5 km y más de 2 km de áreas recreativas	1	x 5	5			5	5	5	5			5	5	
Lugar situado a menos de 2 km y más de 500 m de un área recreativa	2	x 5			10					10				
Lugar situado a menos de 500 m de un área recreativa	4	x 5		20							20			20
Entorno socioeconómico														
Comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación superiores a la media regional	0	x 10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Lugar situado en comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación similares a la media regional pero inferiores a la media nacional	1	x 10												
Lugar situado en comarca con índices de renta per capita, educación y ocupación inferiores a la media regional	2	x 10												
Lugar situado en comarca con declive socioeconómico	4	x 10												
SUMAS		It	139	131	157	234	230	242	162	163	152	153	246	270

Valoración de la fragilidad y las amenazas

VALORACIÓN DE LA FRAGILIDAD															
Tamaño del LIG	Puntos	Peso	Valor	RI01	RI02	RI03	So01	So02	So03	So04	So05	So06	So07	So08	So09
Rasgos kilométricos (difícilmente deteriorables por actividades humanas)	0	X 40			0		0		0						
Rasgos hectométricos (podrían sufrir cierto deterioro por actividades humanas)	1	X 40								40	40			40	
Rasgos decamétricos (no vulnerables por las visitas pero sensibles a actividades antrópicas más agresivas)	2	X 40		80		80		80				80	80		80
Rasgos métricos (vulnerables por las visitas, como espeleotemas, etc.)	4	X 40													
Vulnerabilidad al expolio															
No hay yacimiento paleontológico ni mineralógico o son de difícil expolio	0	X 30		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yacimiento paleontológico o mineralógico de escaso valor y fácil expolio	1	X 30													
Yacimiento paleontológico o mineralógico de gran valor, con numerosos ejemplares y fácil expolio	2	X 30													
Yacimiento paleontológico o mineralógico, con escasos ejemplares y fácil expolio	4	X 30													
Amenazas naturales															
Lugar no vulnerable	0	X 30			0					0					
Rasgo(s) vulnerable(s) a la meteorización	1	X 30													
Lugar afectado por procesos activos (erosión, avenidas, desprendimientos, deslizamientos, etc) de intensidad moderada	2	X 30		60		60	60	60	60					60	
Lugar afectado por intensos procesos activos (erosión, avenidas, desprendimientos, deslizamientos, etc)	4	X 30									120	120	120		120
		100	F	140	0	140	60	140	60	40	160	200	200	100	200
				140	0	140	60	140	60	40	160	200	200	100	200
VALORACIÓN DE LAS AMENAZAS EXTERNAS															
Proximidad a actividades antrópicas															
Puntos	Peso	Valor													
Lugar no amenazado	0	X 20		0	0	0	0	0		0		0	0		

Lugar situado a menos de 100 m de una carretera principal, de 1 km de una actividad industrial, minera, a menos de 2 km de suelo urbano en ciudades de menos de 100.000 habitantes o a menos de 5 km en poblaciones mayores	1	X 20													
Lugar colindante con una actividad industrial o minera, con suelo urbano no urbanizado o situado a menos de 25 m de una carretera principal.	2	X 20												40	
Lugar situado en una explotación minera, en suelo urbano o en el borde de una carretera principal	4	X 20							80		80				80
Interés para la explotación minera															
Sustancia sin interés o de escaso interés y sin explotaciones en la zona	0	X 15		0	0	0	0	0		0		0	0	0	
Sustancia de escaso o moderado interés y de la que ya hay explotaciones alternativas en la zona	1	X 15							15		15				15
Sustancia de gran interés y de la que ya hay explotaciones alternativas en la zona	2	X 15													
Sustancia de gran interés y de la que no hay explotaciones alternativas en la zona	4	X 15													
Régimen de protección del lugar															
Lugar situado en parques nacionales o naturales, reservas naturales u otra figura con plan de ordenación y guardería	1	X 15													
Lugar con figura de protección pero no sujeta a plan de ordenación y sin guardería También bienes de interés cultural en razón a su contenido paleontológico / arqueológico	2	X 15													
Lugar situado en suelo rural preservado de su transformación mediante la urbanización, por la ordenación territorial y urbanística, o lugar carente de figura alguna de protección	4	X 15		60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Protección física o indirecta															
Lugar no fácilmente accesible	0	X 15													
Lugar situado en zonas de acceso prohibido y protegidas con vallas difícilmente franqueables.	1	X 15													
Lugar situado en zonas de acceso prohibido pero sin vallar o con vallas fácilmente franqueables	2	X 15										30			
Lugar carente de todo tipo de protección física o indirecta	4	X 15		60	60	60	60	60	60	60	60		60	60	60

Accesibilidad (agresión potencial)															
No cumple, por defecto, con las tres siguientes premisas (p.e. carretera asfaltada sin posibilidad de aparcamiento, senda o camino, pista TT, tren turístico, barco, etc.)	0	X 15	0	0	0	0	0	0				0	0		
Acceso directo por pista sin asfaltar pero transitable por turismos	1	X 15							15	15	15				
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para turismos	2	X 15													
Acceso directo por carretera asfaltada con aparcamiento para autocar	4	X 15							60					60	60
Régimen de propiedad del lugar															
Lugar situado en áreas de acceso restringido y propiedad pública	1	X 10													
Lugar situado en áreas de acceso restringido y propiedad privada	2	X 10													
Lugar situado en áreas de acceso libre (propiedad pública o privada)	4	X 10	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Densidad de población (agresión potencial)															
Menos de 100.000 habitantes en un radio de 50 km	0	X 5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Más de 100.000 pero menos de 200.000 habitantes en un radio de 50 km	1	X 5													
Entre 200.000 y 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	2	X 5													
Más de 1.000.000 habitantes en un radio de 50 km	4	X 5													
Proximidad a zonas recreativas (agresión potencial)															
Lugar situado a más de 5 km de áreas recreativas (campings, playas, etc.)															
Lugar situado a menos de 5 km y más de 2 km de áreas recreativas	1	X 5	5	5	5	5	5					5	5		
Lugar situado a menos de 2 km y más de 500 m de un área recreativa	2	X 5								10				10	10
Lugar situado a menos de 500 m de un área recreativa	4	X 5							20		20				
		100	A	165	165	165	165	165	350	185	290	135	165	270	325

Prioridad de protección

INTERÉS	Símbolos				RI01	RI02	RI03	So01	So02	So03	So04	So05	So06	So07	So08	So09	
Interés científico del LIG	Ic				182	195	255	247	189	216	208	169	192	271	205	193	
Interés didáctico del LIG	Id				139	163	162	193	215	260	225	201	168	204	253	255	
Interés turístico-recreativo del LIG	It				139	131	157	234	230	242	162	163	152	153	246	270	
Fragilidad del LIG	F				140	0	140	60	140	60	40	160	200	200	100	200	
Amenazas externas sobre el LIG	A				165	165	165	165	165	350	185	290	135	165	270	325	
Susceptibilidad de degradación del LIG	SD = F+A				305	165	305	225	305	410	225	450	335	365	370	525	
PRIORIDAD DE PROTECCIÓN																	
		Símbolos			Fórmula												
Prioridad de protección por su interés científico	PP _c				$Ic + \frac{1}{2} SD$	334,5	277,5	407,5	359,5	341,5	421	320,5	394	359,5	453,5	390	455,5
Prioridad de protección por su interés didáctico		PP _d			$Id + \frac{1}{2} SD$	291,5	245,5	314,5	305,5	367,5	465	337,5	426	335,5	386,5	438	517,5
Prioridad de protección por su interés turístico-recreativo			PP _t		$It + \frac{1}{2} SD$	291,5	213,5	309,5	346,5	382,5	447	274,5	388	319,5	335,5	431	532,5
Prioridad de protección global:				PP _g	$[(Ic+Id+It)/3] + \frac{1}{2} SD$	305,8	245,5	343,8	337,2	363,8	444,3	310,8	402,7	338,2	391,8	419,7	501,8
FIGURA DE PROTECCIÓN ESPECIFICA																	
		Fórmula															
Innecesaria	PPc, PPd, PPt o PPg < 327					Innecesaria											
Necesaria a medio plazo	327 ≤ PPc, PPd, PPt o PPg ≤ 473								Plazo medio	Plazo medio		Plazo medio		Plazo medio	Plazo medio		
Urgente	PPc, PPd, PPt o PPg > 473																Urgente

