Editores: Juan José González Trueba y Enrique Serrano Cañadas.
Autores: Juan José González Trueba, Enrique Serrano Cañadas, María González García, Manuel Gómez Lende y Jesús Ruiz Fernández.
© Texto y fotos: Juan José González Trueba y Enrique Serrano Cañadas.
© Foto de Portada: Juan José González Trueba.
Reflejos sobre el Lago de Enol.

Edita: Organismo Autónomo Parques Nacionales.
Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino

NIPO: 781-11-016-7
ISBN: 978-84-8014-802-3
Depósito Legal: BI-1.205-2011

Imprime: GRAFO, S.A.

PEFC Certificado
Este producto (o parte de él o nombre de producto) procede de bosques gestionados de forma sostenible y fuentes controladas
www.pefc.es

GEOMORFOLOGÍA DEL MACIZO OCCIDENTAL DEL PARQUE NACIONAL PICOS DE EUROPA

Juan José González Trueba & Enrique Serrano Cañadas
(Editores)

Organismo Autónomo Parques Nacionales
Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino
Madrid, 2011

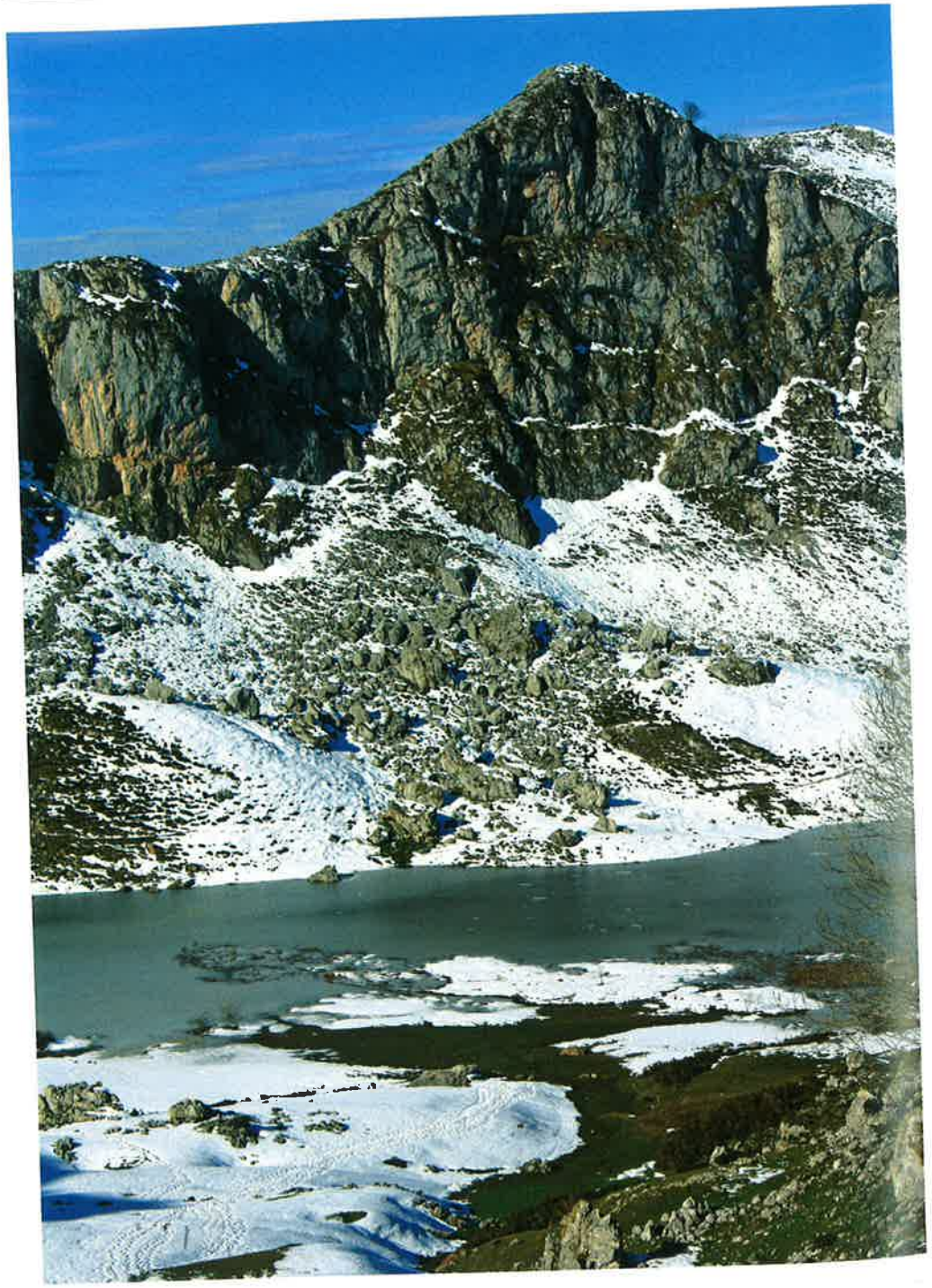

Figura 76. Desprendimiento del Bricial, en la pared SE del Picu el Bricial (1.247 m), junto al lago de La Ercina.

V.
EL MODELADO KÁRSTICO EN EL MACIZO DEL CORNIÓN

por Jesús Ruiz Fernández & Enrique Serrano Cañadas

La morfogénesis kárstica consiste en la disolución de los carbonatos que integran diferentes tipos de rocas como las calizas o las dolomías, a partir del ataque químico ejercido por el agua cargada de CO_2 y de ácidos orgánicos. Como ha quedado patente en el apartado referido a la organización litoestratigráfica, las *"calizas de Montaña"* y las *"calizas de Picos de Europa"* (Carbonífero superior) constituyen el roquedo predominante en el Macizo Occidental de los Picos de Europa, no sólo por la gran extensión superficial que alcanzan, sino también por su notable espesor. Por tanto, la hegemonía absoluta de las calizas, junto a la profusa red de fracturas y diaclasas existente y a las importantes precipitaciones que recibe el macizo, han supuesto la formación de un complejo relieve kárstico de gran singularidad y entidad geomorfológica y paisajística, tanto en superficie como en profundidad. Así, el aspecto externo del macizo es áspero, abrupto e intrincado en extremo, proliferando infinidad de morfologías de diferentes escalas debidas a la disolución, o combinado este proceso con colapsos, etc. Las aguas corrientes se infiltran hacia el interior de la masa calcárea a través de innumerables conductos de gran desarrollo vertical, para acabar siendo evacuadas hacia la periferia del Cornión, por lo que no se puede articular una red de drenaje superficial. Esta constante infiltración de las aguas generadas por precipitación directa o por fusión nival hacia el interior de la roca caliza, impidiendo el desarrollo de una escorrentía superficial, se denomina holokarst. Únicamente cabe destacar la existencia de algunos pequeños cauces en los bordes del macizo (Junjumia, Pomperi, Resecu, El Osu, Chico, Peguera, La Farfada, Los Reguerones, etc.), que en numerosas ocasiones tienen su origen en surgencias permanentes o intermitentes.

La karstificación está presente seguramente desde la propia génesis del macizo, aunque el vestigio más antiguo que se conoce en el Cornión es el karst en pináculos presente en las minas de Buferrera bajo depósitos arcillosos con nódulos de hierro, atribuido al Terciario (Castañón, 1989; Hoyos y Herrero, 1989). Pero la disolución de la roca prosigue en la actualidad, muy favorecida por las elevadas precipitaciones y las abundantes aguas de fusión nival, en torno a una tasa de ablación de 10 cm/milenio según la estimación de Collignon (1985). En los ámbitos de alta montaña como el que aquí se estudia, el modelado kárstico evoluciona a expensas de unas condiciones muy favorables para la disolución de la caliza, con precipitaciones realmente elevadas y en gran medida en forma de nieve, y temperaturas bajas. Así, el agua de fusión nival cuenta con una alta concentración de dióxido de carbono, lo que se traduce en una gran capacidad de karstificación de los afloramientos calcáreos. Este tipo de karst, presente en toda su magnitud en el Macizo Occidental de los Picos de Europa, es el nival o de montaña.

El primer trabajo que aborda el estudio de las formas y procesos kársticos en los Picos de Europa es el de Miotke (1968), quién evidencia la existencia de una morfogénesis mixta (kárstica y glaciar), y señala la importancia de la fusión de la nieve y la gelifracción

Figura 77. Paisaje kárstico en ambiente invernal de la vertiente septentrional del macizo del Cornión.

en la evolución de las formas kársticas más recientes (postglaciares). En el cercano Macizo de Ándara, Smart (1984 y 1986) observa igualmente un modelado de tipo glaciokárstico, responsable de la morfología actual de las grandes depresiones cerradas, además de realizar importantes aportaciones sobre la hidrología kárstica, así como tasas de ablación kárstica y de incisión[1]. Castañón (1990), junto con el estudio de las formas glaciares y periglaciares de la Sierra de Cabezu Llerosos, que constituye una prolongación hacia el NE del propio Macizo Occidental de los Picos de Europa, efectuó una valoración del modelado kárstico de dicha alineación y su entorno. Farias *et al.* (1990, 1996) estudiaron las características estructurales del poljé de la Vega de Comeya, así como la composición, edad y potencia de su relleno sedimentario mediante la realización de perfiles geoeléctricos, sondeos y dataciones de C14. En un trabajo de síntesis Frochoso y Castañón (1998) definen el glaciarismo acaecido en todo el conjunto de los Picos de Europa como de tipo glaciokárstico, precisamente por la existencia de grandes depresiones de génesis mixta kárstica y glaciar, que en las áreas de mayor altitud constituyeron ámbitos muy favorables para la acumulación de nieve y su posterior transformación en hielo glaciar. Asimismo, las aportaciones de Marquínez y Adrados (2000) y Serrano y González-Trueba (2004), se refieren a las principales características de modelado kárstico de los Picos de Europa en el primer caso, y a los procesos nivokársticos propios de la alta montaña del Macizo Central en el segundo. Por su parte, Santos y Marquínez (2005) estudiaron los tipos de lapiaz presentes en el Macizo del Cornión y su relación con el entramado estructural y con factores externos como la pendiente de las laderas, el desarrollo de cubiertas edáficas y la actividad nival. González-Trueba (2007a, 2007b) en Los Urrielles presta especial atención a los factores geoecológicos condicionantes de los procesos kársticos, además de analizar los diferentes tipos de formas debidas a la disolución de la caliza que se pueden observar en dicho conjunto montañoso. Por su parte, González-Trueba y Serrano (2010) realizaron una síntesis y puesta al día de los conocimientos sobre el modelado kárstico del Macizo de Ándara.

[1] En este sentido, mediante la datación de espeleotemas aporta una tasa media de incisión para la garganta del río Urdón de 0,3 mm/año (Smart, 1986).

Figura 78. Dominio de la roca viva y paisaje kárstico no glaciado en el sector de Arcu Teón (1052 m.).

Finalmente, es necesario señalar el importante papel que han tenido y siguen teniendo numerosos grupos espeleológicos y científicos nacionales e internacionales (franceses, británicos, polacos, suizos, italianos, etc.), en la exploración y el estudio de las cavidades endokársticas de los Picos de Europa en general, y del Cornión en particular. Esta actividad arranca en los años 60 del siglo XX, y como resultado de ella han aportado numerosos trabajos que permiten conocer la extensión y organización de las diferentes cavidades, así como las características del drenaje de este singular macizo calcáreo de alta montaña (Laverty y Senior, 1981; Singleton, 1981; Wilis, 1981; Singleton y Gale, 1983; Benoit, 1985; Kemp, 1985; Lloyd, 1985; Senior, 1987; Thorlby, 1990; Ortiz, 1990; Rossi y Mustieles, 1990; OUCC, 1995; Preziosi *et al.*, 1997; Puch, 1998; Fernández *et al.*, 2000; Jedrzejczak, 2002; Rossi, 2004; Wilcock, 2005; Verheyden *et al.*, 2007; Edwards, 2009; Ballesteros *et al.*, 2010).

V.1. El paisaje del Cornión: las formas exokársticas

Como consecuencia de una dilatada exposición a los agentes erosivos, y especialmente a la disolución de la roca caliza, el modelado superficial del Macizo del Cornión destaca por ser considerablemente áspero y abrupto, proliferando multitud de formas de diversas escalas como grandes depresiones glaciokársticas, uvalas, pozos nivokársticos, boches, lapiaces, etc. Los procesos de disolución están favorecidos por las elevadas precipitaciones que se registran en la alta montaña, gran parte de ellas en forma de nieve, lo que garantiza la abundancia de aguas de fusión y su perdurabilidad durante meses.

– *El poljé de la Vega de Comeya*

Los poljés son grandes depresiones cerradas de planta generalmente alargada y fondo plano, rellenos por potentes paquetes sedimentarios, cuya génesis guarda relación no sólo con la disolución kárstica, si no también con la existencia de importantes accidentes tectónicos que delimitan un área topográficamente deprimida. En el Macizo del Cornión destaca la Vega de Comeya, cuyas características y funcionamiento como poljé ha sido propuesto por autores como Miotke (1968), Bertrand (1974), Farias *et al.* (1990, 1996) y Marquínez y Adrados (2000). La extensión de este poljé es de 1,2 km^2, y su desnivel de casi 200 m, medidos entre el fondo del mismo y la culminación de su abrupto borde meridional, situado en el entorno de los lagos Enol y Ercina. En planta adquiere una forma triangular, con casi 2 km de longitud

Figura 79. La Vega de Comeya vista desde el sur. Poljé estructural relleno de sedimentos poligénicos.

Figura 80. El poljé de Comeya visto desde el norte. Se aprecia el relleno de la depresión, con turberas en la porción central, el cono torrencial procedente del SE (izquierda) y el cauce meandriforme que se dirige hacia el ponor.

y unos 800 m de anchura máxima, y está delimitado por escarpes muy marcados por el Sur y el Oeste, y por una cresta cuarcítica menos destacada por el Norte. Además de las citadas cuarcitas, de edad Ordovícica, el roquedo de esta macroforma kárstica y del área circundante está integrado por calizas, brechas calcáreas y lutitas del Carbonífero (Julivert y Navarro, 1984; Farias, Marquínez y Rodríguez, 1990; Farias, Jiménez y Marquínez, 1996).

Estos materiales han sido afectados por una red de importantes fracturas de edad alpina, responsables de la formación de la depresión. Destacan especialmente dos grandes fallas que hacen de límite del poljé por el S y el N, y una tercera que lo divide en dos bloques. La primera de ellas, de rumbo E-O, es una falla normal con el labio Norte hundido, que da lugar por tanto al área deprimida en la que se instala el poljé. La segunda, de dirección ONO-ESE, es una falla inversa que ha causado la elevación de su bloque septentrional, el cual enmarca la Vega de Comeya por el Norte y está constituido, como ya se ha mencionado, por cuarcitas ordovícicas de la *Fm. Barrios.* La tercera, de rumbo OSO-ENE, corta oblicuamente a la falla citada en primer lugar, y al igual que ella es de tipo normal, por lo que parte la depresión tectónica en dos, dejando más hundido el labio situado al NO.

El poljé de Comeya está relleno por diversos tipos de sedimentos, que han generado una superficie plana por la que circula una red fluvial de tipo meandriforme, alimentada por los aportes procedentes de una surgencia kárstica situada en la porción suroccidental de la de-

presión, así como por dos arroyos que convergen aproximadamente en su centro. El primero de ellos procede del Sur y drena las escorrentías del entorno de los lagos Enol y Ercina, mientras que el segundo, que proviene del extremo E de la Vega de Comeya y está alimentado por la unión de multitud de pequeños surcos de arroyada, se sume y vuelve a surgir en varias ocasiones antes de alcanzar el sector más bajo de la depresión. Tras la unión de todos los aportes citados, el cauce generado describe diversos meandros sobre la superficie del poljé para terminar infiltrándose en un sumidero situado en la terminación NO.

Mediante perfiles geoeléctricos y sondeos se han establecido (Farias *et al.,* 1990, 1996) la potencia y el tipo de depósitos que colmatan el poljé. Se trata de un relleno sedimentario de unos 60 m de espesor máximo integrado por gravas que conforman sucesivos abanicos torrenciales provenientes tanto del área del gran escarpe meridional, siendo en este caso fundamentalmente de naturaleza calcárea, como de la barra cuarcítica septentrional. Esta actividad torrencial sigue estando vigente, pues sobre la superficie del poljé se aprecian varios conos de deyección, destacando especialmente el que ocupa la porción centro-meridional de la vega. Las citadas gravas dan paso en el centro de la depresión a potentes sedimentos arcillosos de tipo lacustre sobre los que descansa una turbera de unos 5 metros de espesor máximo. Estos depósitos arcillosos han sido interpretados como pertenecientes a un antiguo lago proglaciar posteriormente colmatado, fruto de la fusión del frente del glaciar de Enol, situado a unos 1.050 m de altitud inmediatamente al Sur del escarpe meridional de la Vega de Comeya. En uno de los sondeos realizados ha sido datado mediante C14 un nivel arcilloso con materia orgánica a 35,5 m de profundidad (Jiménez y Farias, 2001). La edad obtenida es de 40.480 ± 820 años BP, lo que concuerda con las cronologías logradas por diversos autores para el Último Máximo Glaciar (LGM) en las montañas cantábricas (Jiménez y Farias, 2001; Moreno *et al.,* 2010). Por su parte, la turbera desarrollada sobre los depósitos lacustres, plenamente funcional, se ha formado ya en el Holoceno, pues su base, a 5 m de profundidad, tiene una antigüedad de 8.350 ± 80 años BP (Farias *et al.,* 1996). Las formaciones superficiales presentes en la Vega de Comeya se completan con la existencia de dos niveles de terraza labrados en los sedimentos citados anteriormente por el cauce que drena la depresión, y situados en su terminación SO, así como varios desprendimientos rocosos formados a partir del gran escarpe calcáreo meridional, y otros tantos deslizamientos generados sobre la potente formación superficial que recubre parcialmente las cuarcitas que integran el reborde septentrional.

Figura 81. Hou Belbín, depresión kárstica tipo poljé, con el característico fondo plano relleno de arcillas, el río que cruza entre las cabañas, y el ponor, en el centro de la depresión.

V.1.1. Las grandes depresiones glaciokársticas

La disolución kárstica, junto a la acción combinada de sobreexcavación y abrasión ejercida por los glaciares cuaternarios, ha supuesto que los principales valles del Macizo del Cornión tengan un perfil escalonado, proliferando profundas depresiones endorreicas separadas entre sí por barras y umbrales rocosos. El origen mixto glaciokárstico de estas grandes depresiones ya ha sido puesto de manifiesto precisamente en los Picos de Europa por autores como Miotke (1968) y Smart (1986). La gran entidad paisajística de las depresiones glaciokársticas, su morfología, su singular morfogénesis mixta (karstificación, excavación glaciar, erosión de las aguas de fusión provenientes de glaciares en retroceso), y su evolución reciente postglaciar (retoque posterior por las aguas de fusión nival, intervención de la crioclastia, etc.), ha suscitado el interés de investigadores que estudiaron tales formas en diversos macizos calcáreos de los Alpes como Marguareis, Oserot, Dévoluy o los Dolomitas (Nicod, 1975, 1976; Nicod *et al.,* 1978; Mairie, 1990). Miotke (1968) reconoce en el fondo de alguna cubeta del Macizo Occidental suelos preglaciares que han sido fosilizados posteriormente por depósitos correspondientes a la glaciación Würm, e incide en el importante papel desempeñado en la profundización de dichas morfologías, tanto por la sobreexcavación glaciar, como por los torrentes generados durante el posterior retroceso del hielo. Por su parte, Smart (1986) coincide en señalar que estas grandes cubetas son depresiones kársticas preexistentes que posteriormente han sido ensanchadas y profundizadas por la sobreexcavación y la abrasión glaciar. Pero la evolución morfológica de estas grandes formas no ha cesado desde la retirada de los hielos y continúa actualmente mediante la infiltración de las escorrentías a través de múltiples depresiones de pequeño tamaño que horadan el fondo y los bordes de las cubetas, así como por la karstificación superficial de la roca, generándose gran variedad de tipos de lapiaz. En la génesis y la evolución de estas meso y microformas kársticas plenamente funcionales que retocan la topografía de las cubetas glaciokársticas, tienen gran incidencia las aguas de fusión nival, responsables de una eficaz progresión de la karstificación (Miotke, 1968; Nicod, 1975 y 1976; Nicod *et al.,* 1978; Castañón y Frochoso, 1994; Serrano y González-Trueba, 2004; González-Trueba, 2007a y 2007b; González-Trueba y Serrano, 2010).

Pero además de los procesos nivokársticos, en la evolución actual de estas grandes depresiones es necesario tener en cuenta la gelifracción (especialmente en los ámbitos de mayor altitud del macizo) y los procesos gravitacionales.

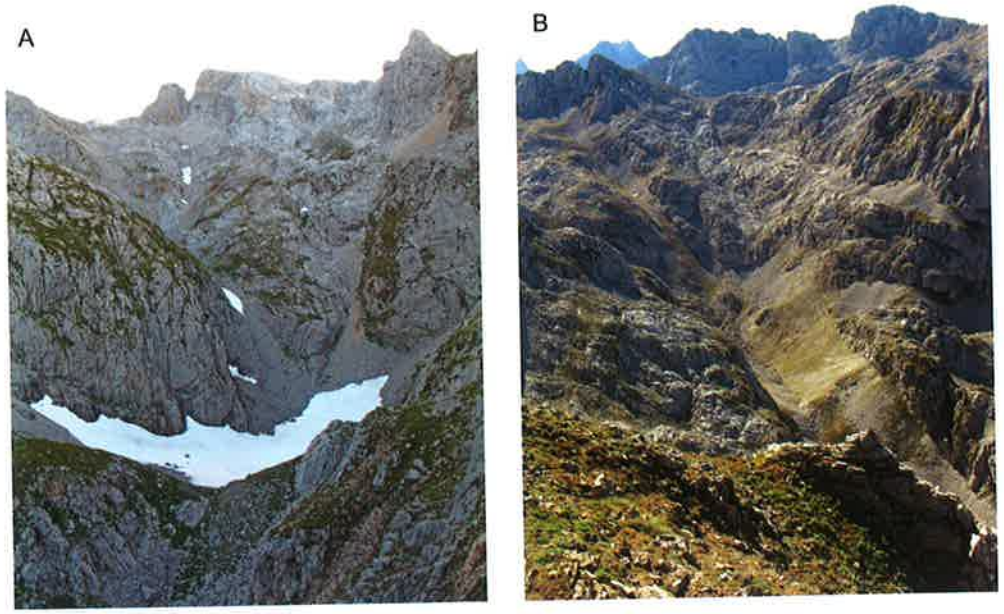

Figura 82. Cubetas glaciokársticas que muestran la influencia de la fracturación en su desarrollo y morfología. A. Joón de Oliseda. B. La Duernona, con la Torre Bermeja al fondo.

Estas macroformas se distribuyen mayoritariamente a lo largo de las principales líneas de fracturación local, de rumbo aproximado NO-SE, y sus morfologías resultantes están nítidamente guiadas por el dispositivo estructural. Las dimensiones de las depresiones glaciokársticas son variables: desde grandes hoyas con longitudes de un kilómetro (Jou Luengo, Hoyos del Caballo) e incluso ligeramente superiores (Jou Santo), a pequeñas cubetas de apenas 100 o 200 metros de diámetro e incluso menos, que se hallan tanto exentas como inscritas dentro de otras de mayor tamaño (Hoyo de Arenizas, Jou del Jultayu, Jou de los Purriellos, Jou Tras el Horcado, Hoyos de Corroble, etc.), pasando por formas intermedias de 400-600 m (Hoyo Verde, Jou Las Pozas, Llanos del Sordo, Vega de Justillagar, Vega del Bricial, etc.). Asimismo, la profundidad oscila entre los 100 m del Jou Santo, los 80 a 60 m que alcanzan un buen número de cubetas como el Jou Luengo, los Hoyos del Caballo, el Jou las Pozas, el Hoyo Verde o la Vega de Justillagar, hasta morfologías intermedias de 30-50 m (Jou Sin Tierri, Jou de la Canal, Vega del Bricial, Vega del Ceñal, Vega de Las Bobias, Arnaedo, etc.), y depresiones menores con desniveles de apenas 10 o 20 m.

Frecuentemente en planta adquieren formas ovaladas (Jou Santu, Joón de Oliseda, La Duernona, Jou del Requexón, Vega del Bricial, Vega de Ario, Vega de Las Bobias, Vega del Ceñal, Vega de Justillagar, etc.), más o menos circulares (Jou del Agua, Jou de la Canal Parda, Jou las Pozas, Joos de Huerta, Jou Piedras Luengas, etc.), e incluso estrelladas (Jou Sin Tierri, etc.). Por su parte, en perfil las cubetas pueden tener vertientes tendidas, suaves, y un escaso desnivel altimétrico, o bien bordes escarpados, subverticales, configurando en este último caso depresiones verdaderamente profundas, por lo que es frecuente que su fondo se encuentre tapizado en mayor o menor medida por derrubios de ladera.

Figura 83. Depresión glaciokárstica de Vega Justillagar. En primer término se aprecia el material morrénico, y en la depresión el fondo plano con una turbera y un cauce meandriforme que se dirige de la surgencia al sumidero.

Figura 84. Jous del Jultayu hacia Vega de Ario, paisaje kárstico con cubetas glaciokársticas, pozos nivales y lapiaces.

Figura 85. Depresión glaciokárstica de los Llanos del Sordo. Se aprecian los llambriales, en primer término, modelados a favor de dorsos estructurales y la abrasión glaciar, y la cubeta al fondo.

Como ya se ha citado, en las cubetas glaciokársticas se suelen desarrollar numerosas depresiones internas de reducido tamaño y origen mayoritario postglaciar, que captan las aguas superficiales hacia el interior de la masa calcárea a través de múltiples sumideros. Las situadas a mayor altitud frecuentemente tienen sus vertientes y su fondo tapizados por formaciones superficiales integradas tanto por derrubios de ladera como por material morrénico (Jou Santo, Jou Las Pozas, Jou de Los Asturianos, Hoyos Llerosos, Hoyos Cabaos, Hoyos del Caballo, Hoyo Tras el Horcado, etc.); mientras que las ubicadas a altitudes medias y bajas habitualmente contienen en su fondo depósitos morrénicos de diversa morfología (cordones, arcos y especialmente mantos morrénicos), o bien cuentan con cortos cursos de agua responsables de la formación de áreas encharcadas y turberas, que rápidamente se vuelven a infiltrar en la masa caliza a través de sumideros (Vega de Justillagar, Vega del Bricial, Vega de Ario, Vega de Las Bobias, Vega El Paré, Vega del Ceñal, etc.).

V.1.2. Mesoformas kársticas: dolinas, uvalas, pozos nivokársticos, boches y simas

Las dolinas son depresiones kársticas de planta aproximadamente circular o elíptica y dimensiones variables (de unos pocos metros a varios centenares), debidas a la concentración de la disolución en torno a vías de percolación hídrica (sumideros), que guían las escorrentías hacia el interior de la masa calcárea: No obstante, también es frecuente que alternen la disolución con pequeños hundimientos de su masa rocosa, que contribuyen a remarcar su topografía deprimida, e incluso que se generen directamente por el colapso del techo de una cavidad endokárstica infrayacente. Denominadas *jous* por los lugareños, constituyen una de las formas kársticas más características de los Picos de Europa, tanto por la variedad de tipos existentes como por la gran proliferación que ofrecen.

Dolinas y uvalas. En las partes bajas y medias del macizo, fuera del ámbito ocupado por los glaciares durante el Último Máximo Glaciar (LGM), y al margen de la intensa actividad nival que se desarrolla actualmente en áreas de mayor altitud, proliferan las dolinas, generadas, como se ha mencionado, por una eficaz concentración de la disolución de las calizas a favor del entramado estructural, así como por hundimientos o combinaciones de ambos factores. Diferenciamos de esta manera las dolinas de disolución y/o colapso *sensu stricto* de las existentes en áreas más altas, en cuya génesis y evolución también juegan un papel destacado los procesos nivales, así como de las grandes depresiones glaciokársticas tratadas en el apartado anterior.

Adquieren dimensiones variables, pudiendo observarse desde *jous* de apenas unos pocos metros de diámetro y escasa profundidad, a amplias depresiones de incluso 500 m de eje mayor y desniveles comprendidos entre 20 y 30 m (Vega de Teón, Vega Las Traviesas, etc.). Estas dolinas, propias de la periferia del macizo, presentan una gran variedad de tipologías. Así, proliferan las depresiones en platillo, definidas por su reducido diámetro (5 a 10 m), escaso desnivel (entre 0,5 y 2 m), bordes suavemente inclinados, fondo plano, y recubiertas por mantos arcillosos de tonos rojizos. También se pueden distinguir otras de escaso tamaño en planta pero mayor desarrollo vertical, como las dolinas en pozo y en embudo, así como dolinas en artesa, de mayor diámetro, paredes rocosas de menor verticalidad y fondo tapizado por arcillas de descalcificación. Finalmente, es posible reconocer dolinas en cubeta, caracterizadas por alcanzar mayores dimensiones (de 10 a 50 m de eje mayor y entre 5 y 20 m de desnivel), por sus contornos suaves y por estar recubiertas por abundantes arcillas rojizas tanto en su fondo como en sus laderas (Romero, 1984). Como se ha citado, en la media y baja montaña gran parte de las dolinas están tapizadas total o parcialmente por arcillas de descalcificación y cubiertas edáficas. Se trata por tanto de un karst cubierto de media montaña en el que el agua realiza una lenta pero eficaz labor de disolución tras penetrar en las formaciones superficiales y cargarse de ácidos orgánicos. Finalmente, es posible diferenciar uvalas, depresiones endorreicas de planta polilobulada al estar formadas por la coalescencia de varias dolinas. Están tapizadas igualmente por abundantes arcillas de descalcificación, alcanzan dimensiones notables, y cuentan con varias hoyas internas y otros tantos sumideros que drenan las escorrentías rápidamente hacia el interior de la caliza. Como ejemplos de uvalas cabe citar la Vega de La Cuba, el Jou del Infiernu, etc.

Pozos nivokársticos (dolinas nivales). En las partes altas del Macizo del Cornión, por encima de los 1.700 m, proliferan los pozos nivokársticos, depresiones de pequeño diámetro, formas redondeadas en planta, cierta profundidad y paredes rocosas verticales o en embudo. Se trata de formas postglaciares y plenamente activas que se distribuyen sobre la superficie de circos glaciares, umbrales y cubetas glaciokársticas, retocando su topografía superficial, por lo que contribuyen a hacerla más agreste e intrincada si cabe, y frecuentemente se encuentran agrupados, formando campos de dolinas en ocasiones verdaderamente extensos.

Figura 86. Dolina nival en embudo, en la zona de los Altos de la Canal.

Evolucionan rápidamente a favor de las directrices estructurales y de una intensa disolución de la caliza provocada por las aguas de fusión nival provenientes de los neveros que contienen. Después de la fusión generalizada del manto nival, en el interior de estas depresiones se sigue conservando la nieve debido a su protección de la insolación directa. Pero, además de la ausencia de insolación, la subsistencia de estos neveros depende también de las condiciones ambientales generales, y en concreto de la temperatura, que según el gradiente adiabático calculado por Muñoz (1982) para el conjunto de Asturias, disminuye a razón de –0,56 °C por cada 100 m de ascenso altitudinal, por lo que los situados en las mayores altitudes del macizo permanecen durante más tiempo, siendo algunos de ellos permanentes. Al contrario que las dolinas de disolución *sensu stricto,* frecuentemente cubiertas o semicubiertas por potentes formaciones superficiales, en los pozos nivokársticos aflora mayoritariamente la roca, presentando solamente algunos una delgada capa de derrubios en sus vertientes, y más comúnmente en su fondo. Por tal motivo, siguiendo ciclos de tipo diario, las aguas de fusión nival, notablemente frías y agresivas, circulan directamente sobre la superficie rocosa, realizando una eficaz labor de ensanchamiento y profundización de estas depresiones que se complementa con acciones mecánicas, entre las que hay que citar la crioclastia (Miotke, 1968; Meneghel y Sauro, 2006). Los pozos nivokársticos son comunes en numerosas áreas del Cornión, como las Barrastrosas, Cemba Vieya, Ordiales, Corroble, la Cuesta del Caballo, la Torre del Caballo Cimero, los Jous de Peña Blanca, los Altos de la Canal, el Camino del Burro, los Hoyos Llerosos, Torallos Verdes, Peña Santa de Castilla, tanto a los pies de su vertiente meridional como en su contrafuerte septentrional, al Norte de los picos Jultayu y Cuvicente, etc.

Figura 87. Campo de dolinas en la Vega de Enol.

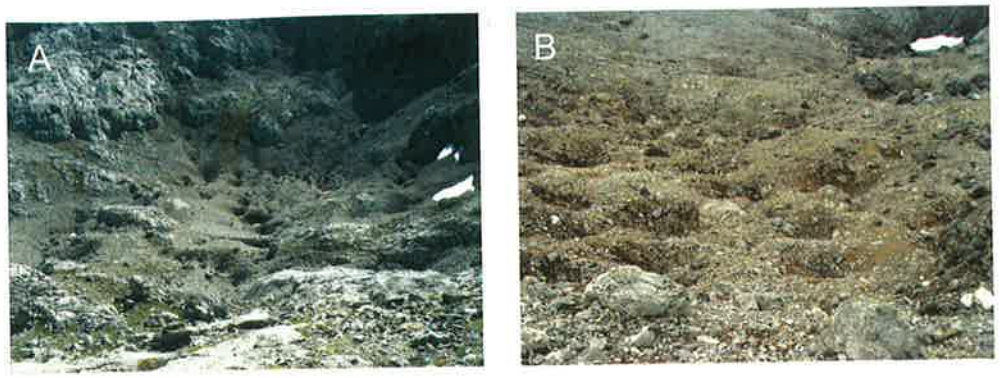

Figura 88. Dolinas de recubrimiento, *boches,* en la alta montaña. A. Cubeta glaciokárstica del Jou Las Pozas, rellena de derrubios y con desarrollo de boches. B. Boches en el Jou Santo.

Dolinas de recubrimiento (boches). Constituyen depresiones de escaso diámetro (entre 1 y 3 metros) que se desarrollan sobre sedimentos de diverso tipo (taludes y conos de derrubios, material morrénico, arcillas de descalcificación, rellenos de tipo torrencial, fluviolacustre, etc.), como consecuencia de la disolución o el colapso de los afloramientos calcáreos situados bajo dichas formaciones superficiales. Estas pequeñas dolinas se denominan *boches* en los Picos de Europa y son especialmente abundantes en el fondo de muchas depresiones glaciokársticas del macizo (Jou Santo, Jou las Pozas, Hoyo Verde, Jou de la Canal Parda, Jou Piedras Luengas, Hoyos Llerosos, Hoyos del Caballo, Hoyo de Arenizas, etc.). Es una forma muy característica del modelado kárstico de los Picos de Europa cuya evolución, muy a menudo, está relacionada con procesos nivales.

Simas. Son depresiones de gran desarrollo vertical y pequeño diámetro, que conectan directamente la superficie rocosa con el endokarst. Se trata de formas propias de las áreas elevadas del macizo en las que domina la infiltración de las escorrentías, localizándose especialmente en los umbrales y barras rocosas. Su génesis es diversa, pudiendo deberse a colapsos de conductos kársticos infrayacentes, a una eficaz concentración de la disolución a lo largo de líneas de debilidad de carácter vertical que se van ensanchando paulatinamente, o a la combinación de ambos factores. Es frecuente que conserven neveros en su interior hasta bien entrado el verano, ya que debido a su extrema verticalidad, la nieve almacenada no recibe directamente la radiación solar. La ralentización en la fusión de estos neveros permite el aporte de agua durante más tiempo, que empapa las paredes rocosas, ejerciendo una eficiente labor de ablación kárstica (Miotke, 1968; Nicod, 1975 y 1976; Nicod *et al.,* 1978; Castañón y Frochoso, 1994; Serrano y González-Trueba, 2004; González-Trueba, 2007a y 2007b; González-Trueba y Serrano, 2010). Es posible contemplar este tipo de morfologías en diversos sectores del macizo como las Cuestas de Jou Sin Tierri, el contrafuerte rocoso situado a los pies de la cara Norte de Peña Santa de Castilla, la vertiente septentrional de la Torre del Alba, el área comprendida entre el Cuvicente y el Picu Gustuteru, etc.

Figura 89. Sima de desarrollo vertical, con un nevero alojado en su interior, en la Torre del Caballo Cimero.

V.1.3. Microformas kársticas: los lapiaces

Los lapiaces o *karren* constituyen oquedades, acanaladuras, surcos, aristas cortantes y otra serie de microformas debidas a la disolución superficial de los afloramientos calcáreos provocada por las aguas de lluvia, de fusión nival, o las acumuladas en las formaciones superficiales. En el Macizo Occidental de los Picos de Europa ocupan grandes extensiones, especialmente en las superficies donde los glaciares cuaternarios han desarrollado una importante abrasión, como es el caso de los umbrales, las paredes y el fondo de los valles glaciares, las depresiones glaciokársticas no cubiertas de derrubios, las rocas aborregadas, etc. Cuentan con gran variedad de tipologías en función de las características estructurales de la roca (composición, textura, estructura, presencia de líneas de fractura, redes de diaclasas, planos de estratificación, etc.), o bien de factores externos (pendiente de las laderas, desarrollo de cubiertas edáficas, actividad nival, temperatura, precipitaciones, etc.). Para profundizar en el estudio de los tipos de lapiaz del Macizo del Cornión se ha adoptado la clasificación propuesta por Bögli (1960 y 1981), basada precisamente en criterios genéticos, y utilizada posteriormente por numerosos autores (Miotke, 1968; Mazari, 1988; Julián, 1994; Santos y Marquínez, 2005; Ruiz, 2006; González-Trueba, 2007a y 2007b; Rodríguez Pérez, 2009; González-Trueba y Serrano, 2010).

Lapiaces estructurales. Su génesis se debe a la existencia de discontinuidades en la caliza, tanto en lo referente a su composición mineralógica, lo que provoca diferentes ritmos en la disolución, como a la presencia de líneas de debilidad en torno a las que se concentra la ablación kárstica. En efecto, los afloramientos calcáreos están integrados por minerales que presentan distintos grados de solubilidad como la calcita y la dolomita, e incluso que no se disuelven como el cuarzo y el chert. Los menos solubles o insolubles quedan en resalte, formando relieves positivos con respecto a los que se disuelven más fácilmente. Así, el cuarzo sobresale por encima de la caliza en forma de delgadas venas y pequeños cristales de tamaños milimétricos o centimétricos. Otro tanto ocurre con los relieves de chert, que constituyen silicificaciones dispuestas en forma de pequeñas láminas paralelas a la estratificación, o sustituyendo a elementos bioclásticos o a brechas calcáreas (Santos y Marquínez, 2005). Por su parte, las dolomías secundarias, muy abundantes tanto sobre las *"calizas de Picos de Europa"* como sobre las *"calizas de Montaña"*, se distribuyen a lo largo de fracturas y planos de estratificación, ocupando extensiones variables y destacando nítidamente sobre los materiales calcáreos circundantes. Generan morfologías angulosas, irregulares, y frecuentemente con numerosas oquedades de pequeño tamaño. Incluso los restos fósiles integrados por carbonato cálcico pueden quedar en resalte, al tener tasas de disolución más contenidas que la matriz de calcita en la que se inscriben, debido a diferencias de textura según Santos y Marquínez (2005).

La existencia de líneas de debilidad como fracturas, redes de diaclasas y planos de estratificación, favorece la concentración de la disolución, generándose como consecuencia lapiaces estructurales de carácter fisural. No debemos olvidar que los niveles de calizas tableadas son frecuentes, y que el macizo se encuentra intensamente fracturado, por lo que los lapiaces debidos a este tipo de discontinuidades abundan extraordinariamente. Así, cuando se generan pequeñas hendiduras de apenas unos milímetros o escasos centímetros de anchura y poca longitud estaríamos ante un lapiaz de tipo splitkarren, que se encuentra presente en mayor o menor medida sobre la práctica totalidad de los afloramientos calcáreos. Otro tipo de lapiaz fisural bastante común sería el *kluftkarren*, diferenciado del anterior por

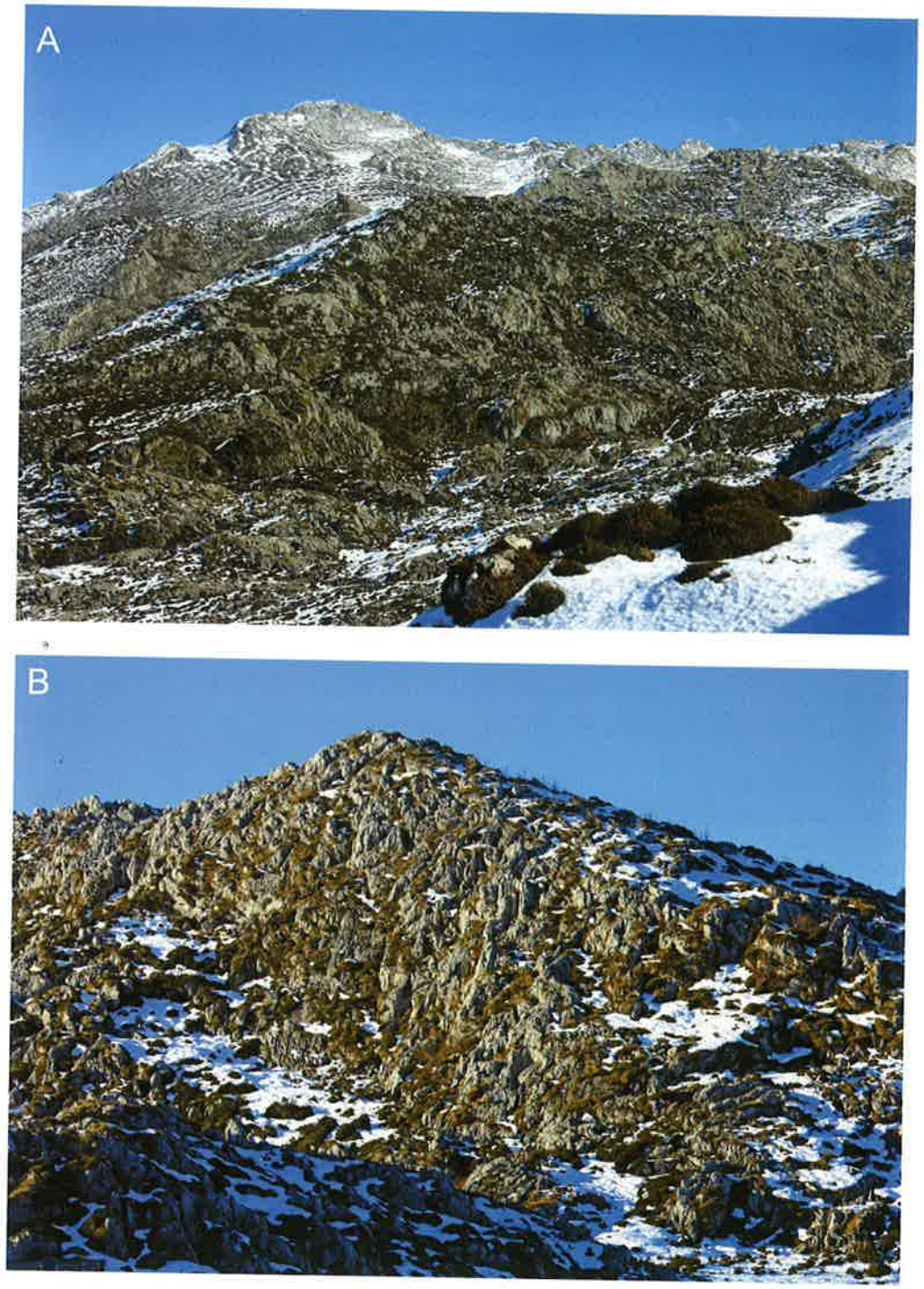

Figura 90. Paisajes dominados por los lapiaces en zonas glaciadas de la Redondiella, a 1.200-1.350 m (A) y en zonas no glaciadas en el área de Cantu Fuerte, a 1.080 m (B).

su mayor desarrollo, de incluso varios metros de longitud. Frecuentemente implican a varios sistemas de discontinuidades entrecruzados de forma ortogonal, dejando retazos de roca caliza de diverso tamaño y morfología, que reciben el nombre de clints. Estos lapiaces pueden desarrollarse directamente sobre afloramientos calcáreos a la intemperie, o bien bajo cubiertas edáficas.

Lapiaces libres de influencia nival. Se trata de morfologías que progresan al margen de las características estructurales de la caliza, reseñadas anteriormente. Abundan especialmente en las áreas elevadas del macizo, evolucionando a expensas del agua aportada por la fusión del manto nival y de neveros que perduran hasta bien entrado el verano e incluso que son permanentes. Frecuentemente la disolución se combina con la crioclastia, interactuando y beneficiándose ambos procesos de forma recíproca, pues, tal y como argumenta Nicod (1975), la disolución genera numerosas grietas y rugosidades propicias a la acción de la gelifracción, y a su vez las fisuras y oquedades agrandadas por el hielo son enclaves muy favorables para la concentración de la corrosión kárstica. Esta interacción es lo que Maire (1990) definió como gelidisyunción. En este sentido, Castañón y Frochoso (1998) citan la existencia de procesos de gelidisyunción y gelidescamación en las áreas elevadas del Macizo de los Urrieles, responsables de la formación de finas lascas ante la saturación por el agua de fusión nival de los innumerables huecos, tabiques y aristas cortantes y escabrosas que integran el roquedo calcáreo corroído por la disolución, y la posterior actuación de ciclos diarios de hielo-deshielo.

En función de la mayor o menor inclinación de los afloramientos rocosos es posible distinguir varios tipos de lapiaces libres. Sobre los de mayor pendiente se generan surcos agudos que se ensanchan progresivamente hacia abajo, discurriendo siempre a favor de la línea de máxima pendiente. Son los denominados *rillenkarren*, que están separados entre sí por tabiques y crestas afiladas y pueden alcanzar longitudes variables, desde escasos centímetros a varias decenas de metros. Por su parte, sobre roquedo de pendiente más atenuada se forman otros tipos de lapiaz de sección redondeada que pueden estar separados entre ellos igualmente por tabiques más o menos agudos. En conjunto este tipo de lapiaz en regueros recibe el nombre de *rinnenkarren*. Sin embargo, su trazado puede variar de rectilíneo, en áreas de cierta pendiente, a meandriforme, en el caso de las superficies más llanas, distinguiéndose entonces entre lapiaces de tipo *wandkarren* y *mäanderkarren* respectivamente. La lenta y continuada fusión primaveral de la nieve va profundizando los canales, de ahí que estas formas sean típicas de los ambientes nivales propios de las áreas elevadas del Cornión. También se pueden formar pequeñas crestas rectilíneas *(solution ripples)* o en curva *(trittkarren)* que siguen un trazado perpendicular a la pendiente. Se trata de morfologías de detalle relacionadas con la circulación del agua de fusión en forma de arroyada laminar sobre afloramientos de calizas masivas de moderada pendiente (Miotke, 1968; Santos y Marquínez, 2005; González-Trueba y Serrano, 2010).

Los *rillenkarren* y los *rinnenkarren* son especialmente frecuentes sobre las *llambrias* y los *llambriales*, términos con los que los habitantes de los Picos de Europa designan a los afloramientos calcáreos homogéneos propios de ámbitos de cierta pendiente, como diversas artesas, canales y laderas de umbrales, especialmente cuando están labrados a favor del dorso de las escamas cabalgantes. A pesar de que están profusamente lenarizados, sobre la superficie de muchos de ellos todavía se perciben nítidamente las huellas del pulido ejercido por el paso

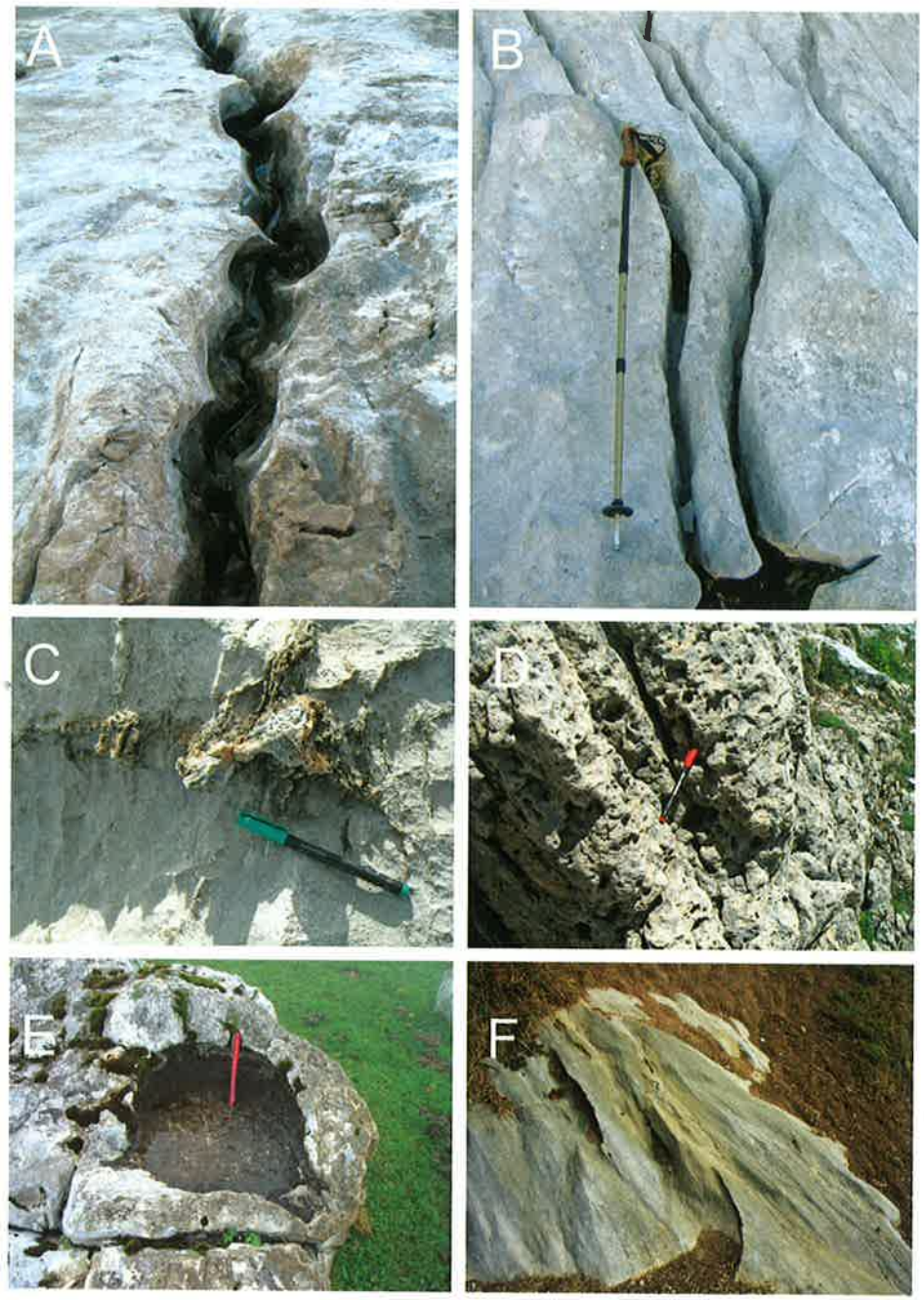

Figura 91. Ejemplos de lapiaces del macizo del Cornión. A. Lapiaz meandriforme tipo *mäanderkarren*, en la proximidad de la fuente de las Balas. B. Surcos rectilíneos, tipo *rillenkarren*, en Cemba Vieya. C. Venas de dolomía en resalte, en Cemba Vieya. D. Oquedades en dolomía en Hoyos Llerosos. E. Formas de lapiaz cubierto exhumadas, *kamenitza* en Vega de Canraso. F. Lapiaz recién descubierto, tipo *rundkarren*, en la Majada de las Bobias.

Figura 92. Detalle del lapiaz nival, con lenta alimentación hídrica y disolución de canales encajados. El Cabrital.

Figura 93. Lapiaz en surcos verticales, tipo *rillenkarren*, en las cercanías de la majada de las Bobias.

Figura 94. Lapiaz nival, en regueros y fisuras en las proximidades de Ario.

de los glaciares cuaternarios, siendo frecuentes las rocas aborregadas (Mesones, Tras la Envernosa, Carombo, Capozo).

Lapiaces cubiertos. Constituyen morfologías de contornos redondeados que evolucionan a expensas de las aguas cargadas de ácidos orgánicos existentes en los suelos. Entre ellas cabe citar las conocidas *kamenitzas* y los lapiaces de tipo *rundkarren.* Las cubetas de disolución o *kamenitzas* son pequeñas depresiones de diámetro generalmente decimétrico, forma ovalada y profundidad de apenas unos centímetros. Se generan por el estancamiento del agua sobre superficies horizontales o subhorizontales, situadas habitualmente bajo cubiertas edáficas, aunque también se pueden formar directamente sobre la roca al desnudo en los umbrales y replanos próximos a los neveros. Se trata de una forma de lapiaz poco abundante en el Macizo del Cornión. Finalmente, los lapiaces de tipo *rundkarren* constituyen canales y oquedades de secciones semicirculares separados por tabiques y pequeños afloramientos también de morfologías subredondeadas, que se desarrollan total o parcialmente bajo una cobertura edáfica, pudiendo llegar a aflorar posteriormente al ser exhumados por la erosión del suelo. Esta variante de lapiaz es frecuente en el Cornión, fundamentalmente en las áreas medias y bajas del macizo, en las que el desarrollo de los suelos y la cubierta vegetal es mayor (Cueñas del Cantón, inmediaciones de la Campera de Chicidi, etc.).

Figura 95. Lapiaz de agujas, exhumado por las labores mineras mediante el lavado de las arcillas de descalcificación para la obtención de mineral.

V.2. Morfología y paisaje subterráneo: el endokarst y los grandes sistemas de simas y cavidades

El sistema de cavidades del macizo del Cornión es el más estudiado de los tres macizos, y por tanto el mejor conocido, aunque en él no se localizan las cavidades más profundas ni las de mayor desarrollo de los Picos de Europa. Sin embargo, su interés deriva, al igual que en el resto de los macizos, del extenso desarrollo de la zona de infiltración, constituida por amplios rellanos calcáreos localizados entre 1.400 y 2.000 metros, los fuertes desniveles entre los rellanos y las gargantas que lo circundan, Cares y Sella, y la presencia de un apilamiento de calizas que supera los 1.000 m de potencia. Todo ello posibilita la existencia de numerosas cavidades, con más de una decena que superan los 800 metros de desarrollo vertical, y el dominio de este sobre las cavidades de desarrollo horizontal.

El macizo de Cornión se define por la ausencia de escorrentía superficial y la existencia de numerosos conductos subterráneos que drenan el conjunto calcáreo, lo que se define como un *holokarst.* La porción subterránea afectada por la disolución de rocas carbonatadas es el endokarst, constituido por una amplia gama de formas de erosión y acumulación. Las primeras constituyen el vaciado de la masa rocosa, las cavidades (galerías, pozos, chimeneas, sifones, conductos activos e inactivos), mientras que las segundas suponen el relleno de estas cavidades mediante la acumulación física (depósitos sedimentarios lacustres, torrenciales, fluviales, de laderas o desprendimientos) o química, los espeleotemas (estalagmitas, estalactitas, cortinas, columnas, costras, gours, excéntricas, etc.). Los sistemas kársticos constituyen elementos de complejidad muy variable, de simples galerías a complicados sistemas, y conforman un espacio subterráneo con características propias que no es posible representar en el mapa geomorfológico. Pero su interés, importancia y conexión directa con las formas exógenas, la red de drenaje, la hidrología, en definitiva, el relieve, cobra especial interés en los ambientes calcáreos, y en particular en el macizo del Cornión.

La importante actividad espeleológica desarrollada por numerosos grupos españoles, británicos, franceses, suizos, polacos, italianos o belgas desde los años 60 del siglo XX, ha permitido conocer su riqueza e importancia espeleológica, tanto en el conjunto de los Picos de Europa como en sí mismo. Es un mundo infinito de exploración y aventura asociada al modelado kárstico de una montaña oceánica, pero el interés del endokarst estriba en la explicación del funcionamiento hidrológico y geomorfológico del macizo, tanto actual como del pasado.

Para el estudio del endokarst se necesita la exploración directa, mediante la espeleología, o indirecta, mediante métodos geofísicos, trazadores o indicadores hidrogeológicos. Los trabajos espeleológicos científicos y exploratorios que se realizan en los Picos de Europa desde 1961, han dado a conocer la estructura y organización interna de las cavidades y del drenaje del Cornión (Laverty y Senior, 1981; Singleton, 1981; Willis, 1981; Singleton y Gale, 1983; Benoit, 1985; Kemp, 1985; Lloyd, 1985; Senior, 1987; Thorlby, 1990; Ortiz, 1990; Rossi y Mustieles, 1990; Preziosi *et al.,* 1997; Puch, 1998; Fernández *et al.,* 2000; Jedrzejczak, 2002; Rossi, 2004; Wilcock, 2005; Verheyden *et al.,* 2007; Edwards, 2009; Ballesteros *et al.,* 2010). Tras los inicios en los años 60 y 70, los inventarios de cavidades muestran un periodo de exploración y aportaciones significativas en los años 80, cuando comienza la exploración sistemática y científica del macizo, con topografías detalladas, análisis hidrológicos y coloraciones, que obtienen resultados positivos en Junjumia, Reo Molin, Culiembro y Ozania, análisis de depósitos sedimentarios internos y estimación de caudales e índices de disolución e incisión en el macizo (Laverty y Senior, 1981; Willis, 1981; Singleton y Gale, 1983; Benoit, 1985; Lloyd, 1985, 1990; Collington, 1985; Senior, 1987; Ortiz, 1990; Rossi y Mustieles, 1990). Durante los años 90 continua la actividad, con nuevas coloraciones y trazadores que permiten conocer las direcciones de flujo del macizo, y exploraciones exhaustivas de los principales sistemas kársticos (OUCC, 1995; Preziosi *et al.,* 1997; Puch, 1998; Jedrzejczak, 2002). Ya en el siglo XXI un nuevo interés, con técnicas renovadas, está permitiendo avances tanto en la exploración como en el conocimiento científico del karst del Cornión (Jedrzejczak, 2002; Rossi, 2004; Wilcock, 2005; Verheyden *et al.,* 2007; Edwards, 2009; Ballesteros *et al.,* 2010).

V.2.1. Los sistemas de simas y cavidades y la hidrología kárstica

El Cornión se caracteriza sobre todo por el desarrollo de grandes cavidades verticales, frente a las de desarrollo horizontal. Las simas presentan perfiles escalonados, con pozos de amplio desarrollo, que alcanzan entre 200 y 40-50 metros, y galerías meandriformes de menor desarrollo. El pozo de Cuetalbo (M2) es un buen ejemplo de esta morfología (Figura 96). Una sucesión de pozos y galerías de 700 metros de profundidad, con morfologías que evocan antiguas circulaciones freáticas, le sigue un conjunto de amplias cavidades, con galerías horizontales, que alcanza los 986 metros de profundidad. En ella se aprecia la adaptación a la estructura, pero también su desarrollo conforme al descenso del nivel de base y los diferentes

comportamientos hidrodinámos del sistema endokárstico. No sólo se alternan distintos tipos de galerías fósiles y activas, sino que existen depósitos torrenciales y fluviales heredados de periodos asociados a las primeras fases genéticas del sistema endokárstico (Senior, 1987). En las cavidades verticales del Cornión, los perfiles se ajustan a la fracturación y a la estratificación del macizo, con una inclinación hacia el norte derivada de la dominante vergencia septentrional. La red de drenaje está guiada por el alto grado de fracturación, que individualiza pequeñas cuencas que drenan las dolinas y neveros superficiales con flujos insuficientes para elaborar cavidades de gran tamaño y amplitud (Senior, 1987). Las principales cavidades son dominantemente verticales, constituidas por sucesiones de pozos que superan los 900 metros, como Pozo Tormenta (sistema Julagua), el mencionado pozo de Cuetalbo (M2), sima de Cabeza Muxa, el Pozo Vega Huerta o las Sima de la Canal Parda.

Las grandes depresiones de los circos altos son las zonas preferenciales para el desarrollo de cavidades y concentran los sistemas de drenaje más profundos, agrupados en la base de las depresiones y en las crestas y umbrales de las zonas altas. Son de características similares a las del Macizo Oriental (Smart, 1984). Por ello, las bocas de las simas de mayor desarrollo se concentran en las grandes depresiones glaciokársticas de los circos más altos, en Ozania, Vega Huerta, Verdilluenga y Vega de Ario. Estas zonas constituyen las principales áreas de infiltración, tanto en el pasado, durante los periodos glaciares con los circos ocupados por el hielo, o los postglaciares ya liberados, como en la actualidad.

En el macizo del Cornión las galerías horizontales son menos representativas que las verticales. Estas se encuentran intercaladas en las porciones altas y medias de las grandes simas, pero son sobre todo dominantes en su base, asociadas a los niveles freáticos. Son muy expresivas en las zonas de fuentes, como Culiembro o Jumjumia, pero también alcanzan gran desarrollo en los sistemas de Julagua, del Xitu, Jultayu, Verdilluenga o Calseca, colgadas entre 700 y 1.000 metros en las surgencias, con las galerías horizontales descendiendo de cota hacia el nivel de base del Cares.

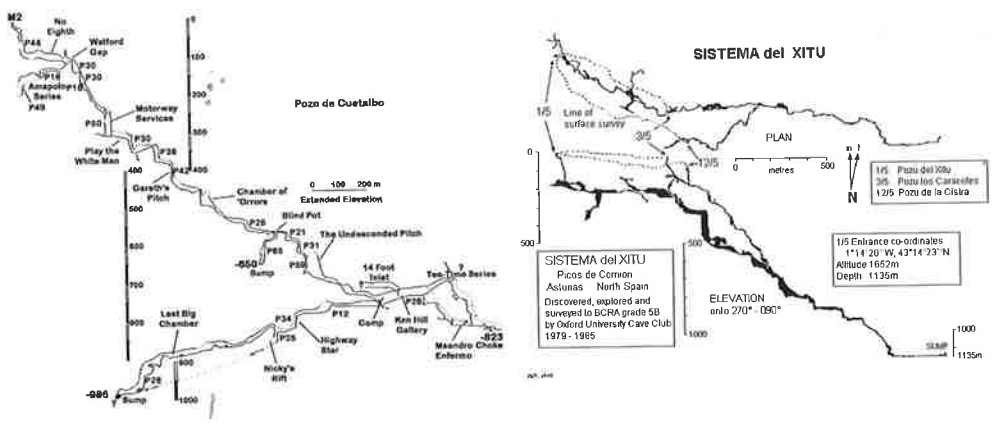

Figura 96. Desarrollo vertical del pozo de Cuetalbo (M2), según YUCPC y SEII, 1987, y del sistema de Xitu, según OUCC, 1985.

Cavidad	Tipo	Prof. m	Long. km	Altitud entrada m s.n.m.
Sistema del Xitu	Sucesión de galerías y pozos escalonados que conecta con las galerías horizontales de las fuentes de Culiembro (Cares) mediante sifones.	1.232	~15	1.640
Pozo Julagua (Tormenta)	Desarrollo vertical con cavidades horizontales entre 100-2.000 metros y a partir de 900 m. Sifón. Drena hacia las fuentes de Culiembro.	1.060	—	1.540
Asopladeru Texeda	Cavidad de desarrollo vertical.	1.060		1.390
Pozo de Cuetalbo (M2)	Sucesión de pozos escalonados hasta los –750 m, con dominio de galerías horizontales desde esta profundidad. Sifón.	986	1,7	1.980
Pozo el Llastral	Sucesión de pozos escalonados con galerías a –590 m. Sifón.	949	—	2.020
Cabeza Muxa	Pozo vertical de 600 m, y galería de pendiente moderada en la base, activa. Sifón.	939	2,6	1.504
Pozo Vega Huerta	Pozos escalonados, con una galería horizontal fósil a –650 m.	935	1,2	1.988
Sima de la Canal Parda	Pozos de gran desarrollo y drenaje activo con galerías abandonadas. Sifón. Drena a Gueyus de la Teja (Dobra).	903	4,4	2.234
Pozo Porru de la Capilla		863	1,5	
Pozo Jultayu	600 metros de pozos verticales y galerías horizontales en la base. Galerías activas.	820	9,2	1.860
Sistema Cembavieya	Sucesión de pozos verticales.Drena a Güeyus de Junjumia. Sifón.	810		2.257
Pozo Cotalbín	Pozos verticales, con galerías horizontales y pozos cortos escalonados en la base. Sifón.	762	—	1.997
Torca Texeda	Cavidad de desarrollo vertical, con drenaje activo. Sifón.	758		1.335
Torca Llerosa	Sucesión de pozos escalonados, drenaje activo. Sifón.	690	1,7	1.458
Sistema Conjurtao	Sucesión de menadros y galerías, con sector horizontal a 400 m y en la base. Sifón.	658	2,4	1.953

Cuadro 8. Cavidades de mayor desarrollo vertical del macizo del Cornión.
Fuentes: Laverty y Senior (1981), Senior (1987), Puch (1998), Jedrezejczak (2002), Rossi (2004), Verheyden *et al.* (2008), Edwards (2009), FEE (2009).

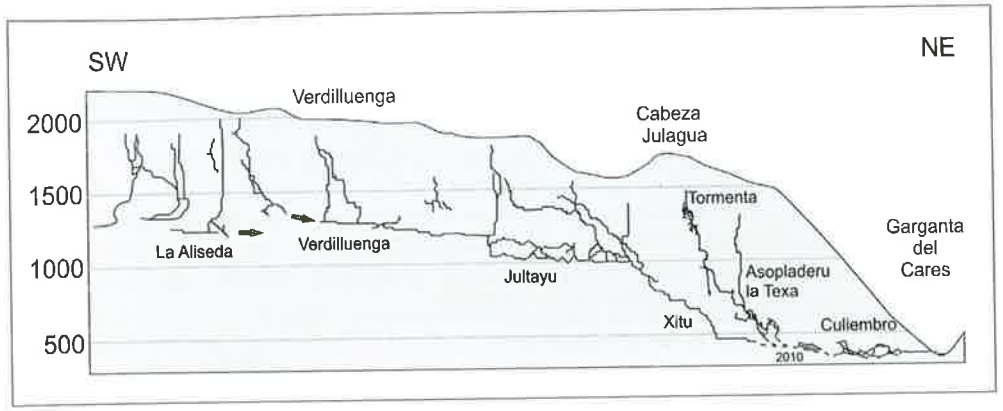

Figura 97. Desarrollo de las cavidades con drenaje hacia las Fuentes de Culiembro (Modificado de Rossi, 2004, con datos de Edwards, 2009, y CDG de 2010). 2010, indica el trazado de sifones explorado por el Cave Diving Group, que enlaza el sistema del Xitu con las fuentes de Culiembro.

La Cueva de Culiembro presenta un desarrollo de galerías escalonadas con niveles freáticos en la porción inferior. En el verano del 2010, el Cave Diving Group británico exploró la sucesión de sifones, 6 en total con una longitud de buceo de 400 metros, que permitió enlazar con el sistema del Xitu, confirmando las coloraciones y completando la exploración de un amplio sistema de más de 15 km de recorrido. Esta es la principal surgencia del macizo, con un caudal que varía entre 100 y 700 l/s. Sus aguas proceden de las plataformas en torno a Vega de Ario, para drenar al Cares

La exploración espeleológica y el uso de trazadores han permitido conocer la orientación general del drenaje y la hidrología kárstica en el conjunto del Cornión (Gale, 1984; Collington, 1985; Lloyd, 1990; Jedrzejczak, 2002; Rossi, 2004). El dominio de las cavidades verticales sobre las horizontales, común característica del macizo con el conjunto de los Picos de Europa, tiene consecuencias hidrológicas directas, pues las aguas alcanzan rápidamente los exutorios, y las cavidades activas son tan numerosas como las fósiles. Las redes denotan una larga trayectoria de actividad (Senior, 1987; Fernández *et al.*, 2000; Rossi, 2004), que implica la paulatina profundización de simas y galerías al ritmo que incidían y se profundizaban las gargantas fluviales exokársticas. El emplazamiento del macizo durante el Pleistoceno en un ambiente oceánico de montaña favoreció la actividad kárstica y la desaparición de testigos sedimentarios y morfológicos de posibles fases asociadas a cambios climáticos o hidrodinámicos. Las altas tasas de ablación de los Picos de Europa derivan del descenso de los niveles de base y la continuidad de la infiltración concentrada en las depresiones cerradas, con altos caudales a favor de la oceanidad del macizo (Smart, 1984, Collignon, 1985).

La alta montaña del macizo del Cornión constituye una sucesión circos y depresiones con elevada infiltración por encima de los 1.500 m. Las aguas circulan por los conductos kársticos en un flujo centrífugo hacia el norte, noreste y noroeste, buscando los bajos niveles de base de los ríos Casaño, Sella y Cares, y dirigidos por el buzamiento de las calizas. Esta disposición estructural es la que condiciona la inexistencia de flujos hacia el sur, donde también existen fuertes desniveles hacia Valdeón, pero la estructura geológica desfavorece el flujo en esta dirección.

Cavidad	Tipo	Long. km	Prof. m
Jultayu	Galerías horizontales, activas y fósiles. Activa. Sifón.	12,6	810
Xitu-Culiembro	Galerías verticales que enlazan con la Cueva de Culiembro, dominada por las horizantales. Activa. Surgencia	~15	1.148
Sistema Junjumia	Alternancia de pozos y galerías horizontales en la base.	7,9	344
Canalón los Desvíos	Sistema de pozos verticales que pasa a dominio horizontal en la base.	4.800	501
Jou de la Canal Parda	Galerías horizantales. Surgencia.	4,5	903

Cuadro 9. Cavidades de desarrollo horizontal más importantes. Fuentes: Collington (1981), Puch (1998), Rossi (2004), FEE (2009).

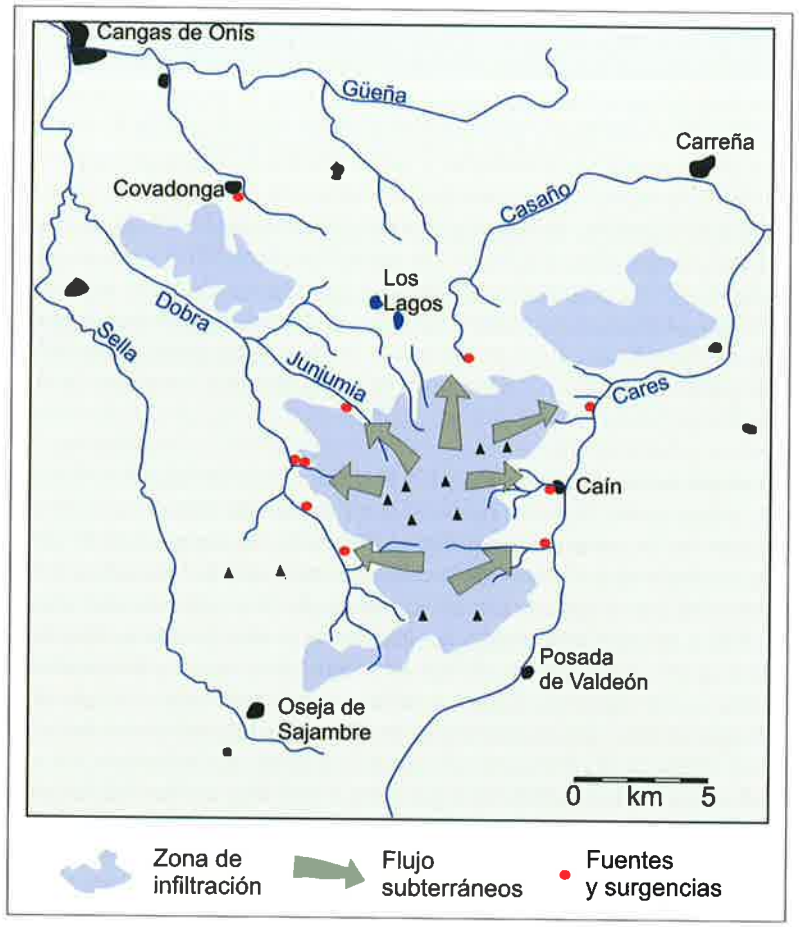

Figura 98. Flujos de drenaje desde las zonas de infiltración hacia las fuentes en el macizo del Cornión.

Fuentes	Altitud	Área de drenaje y Sistema kárstico	Cuenca	Caudal l/s
Culiembro	390	Vega de Ario, Ostón, Verdilluenga.	Cares	1.000-7.000
Reo Molín	930	Ozania, cumbres occidentales.	Dobra	1.500
Capozo	900	Vega Huerta	Cares	1.000
Hoyos de la Madre	760	Redondiella-Los Jitos, Verdilluenga, Cabrones.	Casaño	57
Covadonga	280	Sierra de Covadonga	Dobra	500

Cuadro 10. Exutorios kársticos de mayor caudal en el Cornión. Fuentes: Gale (1984), Collingnon (1985), OUCC (1991), Rossi (2004), Jedrzejcak (2007), Verheyden *et al.* (2008).

En las porciones altas, en las cubetas (Vega Huerta, Ario) y circos (Jou Santu, Ozania, Jou sin Tierra, La Jorcada, Mayada Vieya), la infiltración es muy elevada, con una rápida canalización del agua hacia las simas y pozos. Esta se reparte en ámbitos con infiltración difusa, en los umbrales y porciones más bajas con desarrollo de suelos, e incluso vegetación, y concentrada, en las cubetas y valles fósiles. El mapa geomorfológico muestra que el 40 % de la superficie del macizo lo conforman depresiones cerradas, lo que favorece las elevadas tasas de infiltración. Para el conjunto de los Picos de Europa esta se ha estimado en 320 mm/año, el 43% de las precipitaciones útiles, con un coeficiente de infiltración del 50-70% (según Virgos, 1981, en Collignon, 1985). El macizo se caracteriza, pues, por los caudales muy irregulares y la rápida transmisión de las aguas desde las cabeceras de infiltración hacia los exutorios de las porciones bajas, por conductos vadosos de fuerte gradiente vertical con dominio de cavidades que favorecen la rápida transición del agua.

La utilización de trazadores (Señor, 1981; Gale, 1984; Collignon, 1985; Jedrzejczak, 2002; Rossi, 2004) en las distintas cuencas, con más de una docena de experiencias, y la exploración directa, han permitido el conocimiento de las direcciones de drenaje dominantes desde las distintas porciones del macizo. En este sentido, el macizo del Cornión es el mejor conocido hidrológicamente de los Picos de Europa. Los trazados realizados muestran periodos de respuesta rápida, con menos de cuatro días de permanencia y flujos rápidos en la mayoría de las cuevas (77%). Los flujos más lentos y las cavidades con mayor permanencia del agua coinciden con las zonas más bajas, donde dominan los desarrollos horizontales y las circulaciones freáticas por la proximidad del nivel de base. Si en el Xitu, el flujo tardó 9 días en aflorar en la Fuente de Culiembro, en el Jou Luengu, con menor desarrollo, también resurgió a los nueve días en Reo Molin, en ambos casos con índices de flujo muy similares. Los mayores índices de flujo se localizan en la Sima de Los Gorrinos y en las cavidades que drenan hacia la fuente de Junjumia, ambas con una componente horizontal dominante y permanencias de menos de dos días. Como sucede en todos los Picos de Europa, los conductos vadosos verticales tienden a una alta velocidad de respuesta ante la recarga por precipitaciones o fusión. En las zonas bajas, donde domina el desarrollo de cavidades horizontales, el drenaje se ralentiza, con frecuentes sifonamientos y circulación freática. Estas galerías no poseen conductos calibrados capaces de absorber las mayores descargas, y elevan temporalmente los niveles freáticos, como sucede en Culiembro, reduciendo la velocidad de flujo. Los caudales de descarga de Reo Molín (Dobra) se han estimado en 1,5 m^3/s y en las Fuentes de Covadonga (Sella), en 0,5 m^3/s (Collignon, 1985).

Figura 99. Surgencia kársticas de los Gueyos de Junjumia, a 1.390 m, por debajo de Vega Redonda, drena la porción noroccidental del macizo hacia el Dobra.

Los caracteres morfológico e hidrológicos del karst del Cornión permiten diferenciar dos ámbitos endokársticos altitudinales. En las zonas de alta montaña, en los ambientes supraforestales, entre 1.700-2.000 m.s.n.m., domina la infiltración, tanto concentrada como difusa. En el endokarst dominan las cavidades verticales, con pozos y simas que superan los 800 metros de profundidad (Xitu, Julagua, Cuetalbo, Pozo el Llastral, Vega Huerta, la Canal Parda, Jultayu, Cembavieya o Cotalbín). El flujo dominante es vadoso, con una rápida transmisión de las aguas hacia zonas profundas, que se concreta en muy bajos periodos de residencia. En la montaña media, por debajo de los 1.700 m.s.n.m, las cavidades dominantes son verticales, pero su desarrollo es menor, entre 150-350 metros (Junjumia, Redemuña, Resecu), y son más frecuentes las galerías horizontales, como sucede en las zonas de Vega Ario y las Fuentes de Culiembro. Por debajo de los 1.000 m.s.n.m comienza el dominio de las cavidades de desarrollo horizontal. Se suceden las galerías horizontales activas y fósiles, complejas y escalonadas, con cavidades de más desarrollo y menor profundidad, junto a simas de moderada profundidad. En ellos los flujos son más lentos, derivados del menor gradiente vertical y la mala calibración de los conductos, de modo que las crecidas se retienen en estas cotas, alternando drenajes freáticos y vadosos. El tiempo de residencia del agua se incrementa, con índices de drenaje más altos, pero persisten las rápidas respuestas de los caudales en las fuentes, ubicadas en las grandes gargantas a cotas bajas, entre 200 y 400 m.s.n.m.

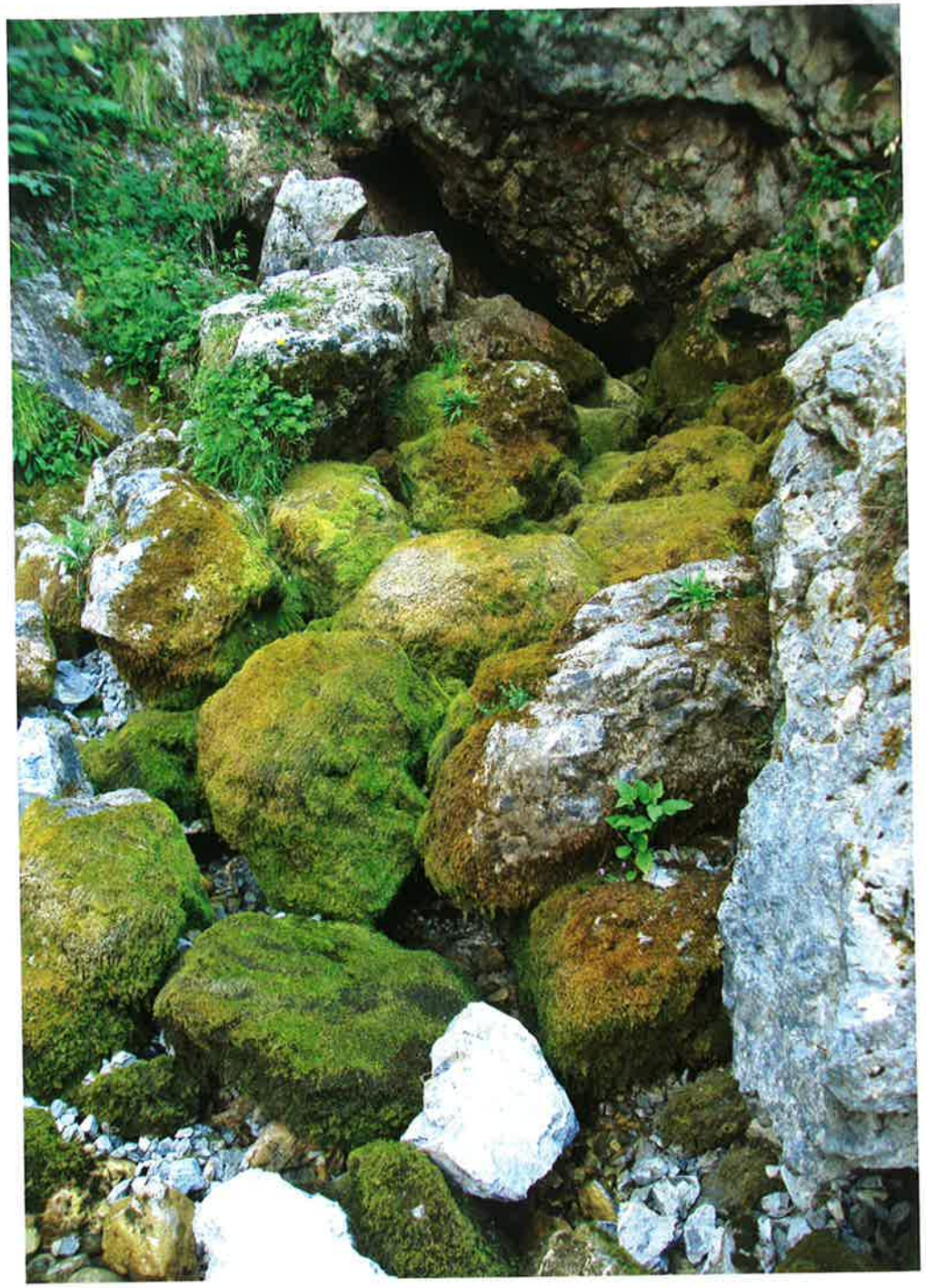

Figura 100. La surgencia de la Farfada, situada al pie de la canal tras la Envernosa, a 850 m, drena sus aguas al Cares.

V.3. Evolución y distribución del modelado kárstico

Los procesos de disolución son plenamente funcionales en el Cornión, asociados al volumen de precipitaciones líquidas y en forma de nieve, superior a 2.000 mm/anuales. La nieve permanece en torno a 8-9 meses por encima de los 1.900 m (González Trueba, 2007a, b; Gozález Trueba y Serrano, 2010) y su fusión esta dirigida por la rugosidad del relieve y los factores topoclimáticos, que implican fusiones diferenciales entre neveros duraderos y de fusión tardía alojados en jous, dolinas, simas, canales o pie de paredes. Estos condicionan la disponibilidad de agua para el sustrato, los ritmos de disolución y la génesis de las dolinas de disolución nival de la alta montaña. Para el conjunto de los Picos de Europa Collignon (1985) estimó una tasa de ablación por disolución en torno a los 0,1 mm/año. Pero, aunque plenamente activo en su porción externa e interna, los rasgos heredados de periodos anteriores son muy significativos en el modelado y en la organización del endokarts. Senior (1987) interpretó los pozos verticales de pozo Cuetalbo (M2), como galerías vadosas funcionales actualmente, pero generadas en el pasado bajo un régimen freático asociados a niveles de base más altos. Los depósitos alojados en su interior también apuntan a una gran antigüedad, asociada al desmantelamiento de una cobertera hoy desaparecida. Se trata de herencias de un pasado que se puede remontar a los inicios del Pleistoceno o periodos anteriores. Como en el conjunto de los Picos de Europa, en el Cornión la evolución del modelado kárstico se puede sintetizar en tres fases principales de las que, en el estado actual de conocimientos, se tienen testigos morfológicos y sedimentarios (Smart, 1984, 1986; Senior, 1987; González Trueba y Serrano, 2010). La primera es la más extensa en el tiempo, con dos subfases mayores, un karst preglaciar que configura la red de drenaje endokárstico, la segunda es la fase glaciar, con infiltración concentrada y retoque del endokarst y del exokarst, y finalmente, la tercera, es un karst nival oceánico que llega hasta nuestros días.

Fase	Caracteres	Formas y depósitos	Cronología
1. Karst preglaciar	Génesis de las grandes formas kársticas y elaboración de depresiones cerradas mayores. En los Picos de Europa existen indicios de dos periodos diferenciados.	• Formas exokársticas mayores (poljés, dolinas) y lapiaz profundo. • Pozos freáticos en M2, inicio de las redes más altas • Depósitos generados a partir de los materiales Pérmicos, ya desaparecidos en superficie.	Iniciada hace 3 millones de años.
		Profundización de los niveles de base, relacionada con la elaboración de las gargantas y desfiladeros del Sella y Cares.	350.000 años B.P.
2. Karst glaciar	Ampliación y profundización de las depresiones de altura y remodelación en artesas glaciares de valles secos. Recargas concentradas por la canalización de las aguas subglaciares hacia las depresiones kársticas y los umbrales glaciares. En zonas bajas la infiltración es difusa. Máxima efectividad kárstica y configuración de la morfología, glaciokárstica y el drenaje actual.	• Formas de erosión glaciokársticas. • Valles secos en artesa. • Cavidades verticales profundas con actividad vadosa.	Pleistoceno reciente. Último Máximo Glaciar: 40.000-11.000 años B.P.
3. Karst postglaciar	Holokarst nival templado-oceánico: recarga difusa con diferencia altitudinal: • *Alta montaña:* recarga difusa sobre sustratos abiertos y condiciones nivales. karst nival con elevadas tasas de ablación y baja incidencia periglaciar. Los colectores de recarga en altura forman una densa red bien organizada capaz de canalizar rápidamente las aguas hacia los exutorios. • *Montaña media:* Recarga difusa sobre sustrato cubierto. Desarrollos profundos y rellenos de arcillas de descalcificación que también caracterizan el fondo de dolinas y depresiones kársticas.	Alta montaña: • Lapiaces y dolinas nivales. • Microdolinas de alta montaña, Lapiaces estructurales *(kluftkarren)*, lapiaces en regueros *(rillenkarren)* y en surcos *(rinnenkarren)*. Montaña media: • Dolinas mayores, no retocadas por los glaciares. • Lapiaces estructurales *(kluftkarren)*, oquerosos *(hohlkarren)* y en regueros *(rundkarren)*, si bien los primeros son los dominantes.	10.000 B.P.-actualidad

Cuadro 11. Fases de evolución kárstica en los Picos de Europa.

VI.
LA MINERÍA DEL CORNIÓN Y SUS IMPLICACIONES GEOMORFOLÓGICAS

por María González García & Manuel Gómez Lende