



Sociedad Española
de Espeleología y
Ciencias del Karst

SEDECK

BOLETÍN DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA DE ESPELEOLOGÍA Y CIENCIAS DEL KARST / Nº 10 / SEPTIEMBRE 2014

Características geológicas y morfologías singulares
de la región del Alto Asón (Cantabria)

Martínez Cedrún, P.; Flor, G.; Flor-Blanco, G. y Fernández Maroto, G.

El Sistema del Gándara

Patrick Degouve

El Sistema del Mortillano

Agrupación Espeleológica Ramaliega

Los sistemas kársticos entre Arredondo y Matienzo

Papard, P.; Corrin, J. y Smith, P.

Bustablado: una gran red espeleológica en
construcción

Guy Simonnot

El Sistema Alto del Tejuelo

Sosa Bravo, M.; García González, D.; González-Gallego, J.
y González-Gallego, M.A.

Las Grandes Cavidades del Alto Asón

Características geológicas y morfologías singulares de la región del Alto Asón (Cantabria)

MARTÍNEZ CEDRÚN, P. (*), FLOR, G. (**), FLOR-BLANCO, G. (**) Y FERNÁNDEZ MAROTO, G. (*)

(*) *Dpto. Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. E. Politécnica de Minas y Energía de Torrelavega. Universidad de Cantabria.*

(**) *Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo.*

RESUMEN

Se describen las singularidades geológicas y las excepcionales morfologías kársticas y glaciares de la región del Alto Asón en la zona oriental de la cordillera Cantábrica. Son terrenos Cretácicos afectados por la orogenia alpina ligeramente inclinados en disposición monoclinial y caracterizados por un conjunto alternante de calizas arrecifales y materiales detríticos denominado Complejo Urgoniano. Esta distribución alternante de los materiales unido a la fracturación ha permitido el desarrollo de espectaculares morfologías kársticas superficiales (lapiaces, poljes, dolinas, etc.) y subterráneas que forman un auténtico paraíso subterráneo. Las morfologías glaciares están bien conservadas y adquieren notable importancia por la extensión que alcanzó el casquete de hielo y su baja altitud; existen depósitos morrénicos a 350 m de altitud, los de cota más baja de la península Ibérica. La formación y posterior evolución de la red fluvial ha estado condicionada por los movimientos corticales y la disposición estructural y litología de los materiales, lo cual ha originado cambios bruscos en el trazado del río Asón y diversas morfologías asociadas (gargantas, derrubios, etc.).

ABSTRACT

Geological features and glacial and karst morphology in the Upper Asón region in the eastern Cantabrian Mountains are described. The Cretaceous materials were affected by the Alpine orogeny, which formed a slightly inclined monocline. They are characterised by an alternating sequence of detrital materials and reef limestones, known as the Urgonian complex. The alternating distribution of materials, together with the faulting in the area, has allowed the development of surface and subterranean karst morphology to form a genuine underground paradise. Glacial morphologies are well preserved and acquired considerable importance owing to the size of the icecap and its low altitude; till deposits are found at 350m above sea level, the lowest altitude in the Iberian Peninsula. The formation and later development of the fluvial network has been conditioned by cortical movements and the structure and lithology of the bedrock, resulting in sudden changes in the direction of the River Asón and the landforms associated with it (gorges, rock falls, scree slopes, etc.)

Palabras clave: morfologías kársticas, glaciario, red fluvial, monoclinial, Complejo Urgoniano, Alto Asón.

Keywords: karst morphology, glaciation, fluvial network, monocline, Urgonian Complex, Upper Asón.

INTRODUCCIÓN

La historia de la cordillera Cantábrica parte de la última orogenia alpina en la que se generaron otras grandes cadenas montañosas como las Béticas, Himalaya, etc., y las cordilleras menores de los Pirineos, serranía Central, Ibérica, etc. El conjunto de esfuerzos producidos por la corteza terrestre juega a largo plazo con la articulación de la zona Cantábrica en grandes bloques rotos, unos hundidos y otros levantados, cuya disposición ha tenido un papel importante en la evolución del territorio.

La apertura del Golfo de Vizcaya a finales del Jurásico, y principalmente en el Cretácico inferior, ocasionó la separación entre Iberia y Europa con un adelgazamiento y extensión continental, formándose fallas normales y el hundimiento de fosas tectónicas que se convirtieron en cuencas sedimentarias en la que se acumularon grandes espesores de sedimentos.

A finales del Cretácico, la región galaico-as-turiana, que prácticamente estaba emergida y sometida a un clima tropical, quedó casi totalmente aplanada; es decir, con relieves escasamente contrastados. Cantabria, que estaba sumergida en un mar igualmente cálido a lo largo de la mayor parte del Mesozoico, dentro del que se generaron numerosos arrecifes de coral, emergió más o menos rápidamente; de ese modo, los fondos de sedimentos carbonatados de la plataforma continental condicionaron un primer relieve con pocos contrastes alimétricos. Los arrecifes estaban separados por surcos a los que llegaban aportes sedimentarios terrígenos fluviales y deltaicos; como el surco de Valnera-Soba –Bilbao, limitado al N por la plataforma o alto de Ramales con gran desarrollo de las calizas urgonianas.

En el Paleógeno (entre 65 y 23 millones de años antes del presente), el gran bloque cortical representado por Francia y sus fondos oceánicos experimentaron un movimiento hacia el S, es decir, presionando contra el bloque que contiene la fachada cantábrica, como franja septentrional del bloque ibérico. Este proceso compresivo N-S obligó a que la corteza se plegara y fragmentara. Además, se le añadió otro movimiento lateral de componente hacia el NO, por la activación de fallas transformantes, como la de Bilbao y Avilés. Para complicar estos esfuerzos, la compresión del océano Atlántico en su historia de expansión se superpuso a las anteriores.

Toda esta dinámica compresiva, seguida de alguna etapa distensiva intercalada dentro del Terciario, promovió la emersión de las rocas sedimentarias calcáreas y siliciclásticas

sedimentarias en aquel mar tropical y su plegamiento y rotura, hasta entonces ordenadas monótonamente en posición horizontal. Los pliegues están representados por flancos relativamente suavizados, con pendientes medias de 25°, salvo cuando están afectadas por fracturas importantes, circunstancia por la cual tienden a verticalizarse (caso de las rocas jurásicas del sector Ampuero-Ramales). Las roturas individualizaron bloques de gran magnitud, los cuales, de acuerdo con el diagrama de esfuerzos, seguían direcciones preferentes E-O y sus conjugadas NO-SE y NE-SO.

Con los sucesivos procesos de elevación del continente y estabilización de la corteza se escalonan en el relieve hasta seis planicies de erosión distintas (1.450 m, 1.200 m, 750 m, 550 m, 440 m y 325 m), la más alta correspondiente a la más antigua en el tiempo. Estas circunstancias tuvieron lugar durante un tiempo geológico relativamente dilatado, muy probablemente a lo largo del Mioceno (hace alrededor de 22 millones de años) en que imperaban condiciones de una cierta tranquilidad orogénica, es decir, sin la ocurrencia de terremotos ni grandes movimientos de bloques (fallas), pero con un proceso continuado de elevación continental por isostasia o epirogenia.

Después de aquellos eventos de máxima actividad tectónica, la evolución general de la corteza se ha caracterizado por etapas sucesivas de estabilidad seguidas de elevaciones lentas, pero continuadas hasta el momento actual. En definitiva, esta dinámica cortical, caracterizada por una elevación más o menos constante, supuso que la superficie de erosión continental primitiva, cuya diferencia altitudinal original se situaba entre 0 m (en la costa) y unos 100-150 m en el interior, se elevó hasta una cota altimétrica actual máxima de 1.450 m en la región (Flor y Martínez, 2002). Esto no quita para que existan cumbres más elevadas, que representarían cimas residuales de aquellos bloques rotos que experimentaron una mayor elevación en las primeras etapas de la construcción de la cordillera.

RELIEVE

La elevación del bloque continental desde el Neógeno (Terciario y Cuaternario, a lo largo de los últimos 65 millones de años) hasta la actualidad y los cambios climáticos que determinaron los sucesivos períodos glaciares e interglaciares, así como los descensos y ascensos del nivel del mar correlativos, respectivamente, son las causas primarias geológicas que con-

FIGURA 1. Los montes de La Montera y La Llana, en la mitad izquierda y derecha de la fotografía respectivamente, junto con la Sierra de Hornijo representan superficies residuales de erosión que escalonan el relieve a modo de planicies.



trolan, a gran escala, indirecta y directamente, la evolución del relieve general.

El relieve de la cordillera Cantábrica fue totalmente subsidiario del levantamiento de la cadena pirenaica, como apéndice occidental que es, si bien se han desarrollado formas mayores de relieve, en cierto modo, particulares. El paisaje cantábrico es bien diferente de cuando se inició la cordillera a finales del Cretácico (hace 65 millones de años). Procede de un mar cálido, representado por una plataforma continental en la que predominaba la sedimentación carbonatada con el relieve emergido en Asturias, aproximadamente en el actual límite provincial.

Los esfuerzos compresivos de las placas rompen la corteza en mil pedazos, con bloques que se elevan y se hunden. Donde los bloques se han levantado hasta los máximos permitidos, ahí se sitúa el cordal de máximas cumbres que servirá de divisoria hidrográfica para los cursos fluviales cantábricos y las vertientes al Ebro o al Duero.

En la divisoria que afecta a la cuenca del Asón, se identifica la línea de cumbres en donde destacan el Picón del Fraile (1.652 m) y Peña Lusa (1.575 m) como cumbres dominantes de un macizo que se eleva desde Arredondo (161 m) y asciende por Peña Lavalle (1.034 m) y Veinte (1.507 m).

FIGURA 2. La estratificación subhorizontal de las calizas y areniscas alternantes en la Len de las Hormigas facilita la formación de hazas en los taludes más tendidos de arenisca; en cambio, las calizas originan escarpes verticales.





FIGURA 3. Disposición monoclinical de los estratos con dorsos de pendiente moderada a la derecha y frente abrupto según el perfil escalonado.

Las superficies de erosión (también denominadas *glacis de erosión*) más antiguas generadas en el Terciario e incorporadas al relieve serrano están mal conservadas al haber actuado durante más tiempo la erosión fluvial (Flor y Martínez, 1997). Sin embargo, huellas de estas superficies residuales han perdurado en la Sierra de Hornijo que tiende a culminar con cerca de los 1.200 m, perteneciente al segundo nivel de erosión en esta zona oriental de Cantabria. El monte La Montera (SE de Ramales) representa un cerro testigo de la superficie de 750 m. Desde La Llana a La Alcomba (al NO de Ramales), se detecta un relieve suave alomado que es otro testimonio de la superficie de 550 m (Figura 1). En su génesis y conservación ha incidido, de forma destacada, la composición del sustrato; así, las mejor

conservadas son aquellas labradas sobre materiales areniscosos mientras que las talladas en calizas son rápidamente desmanteladas por la disolución kárstica o por la abrasión del hielo.

La estructura monoclinical suavemente inclinada hacia el sureste (Hazera, 1968) caracteriza la región del Alto Asón, con alternancia de calizas y materiales detríticos en una disposición en "milhojas" en que la diferente competencia de los materiales da lugar a que las calizas generen fuertes escarpes que alternan con taludes tendidos de margas y areniscas conocidos por los lugareños como "hazas" (Figura 2) (Quevedo et al., 2008). Esta disposición alternante de materiales origina relieves escalonados o gradas por actuación de procesos erosivos y cumbres cónicas donde las



FIGURA 4. Impresionante panorámica del barranco de Rolacía que corta la estratificación alternante de los materiales ocasionando importantes desniveles.



FIGURA 5. En el extremo oriental de la Sierra de Hornijo destaca en el paisaje la blanca prominencia calcárea del Mazo Grande con su redondeada morfología.

alternancias calco-detríticas forman aureolas concéntricas (Porracolina).

La disposición monoclin al muestra dorsos de pendiente moderada que se elevan desde el sur para culminar en la vertiente cantábrica en frentes abruptos de perfil escalonado que dominan la cabecera de los ríos y que se repite en muchas cumbres tal y como se puede observar en la divisoria del Miera y Asón con impresionantes precipicios en la cuenca del Miera (Valdició) y suave y prolongada caída hacia Asón (**Figura 3**).

La tranquilidad tectónica de la región contrasta con el relieve agreste provocado por la acción erosiva de los cauces fluviales que seccionan la estructura monoclin al con imponentes barrancos como el de Rolacías (**Figura 4**). Por otra parte, masas de calizas masivas destacan en el paisaje como blancas prominencias o "mazas" de morfología redondeada y amplia cumbre; ejemplo de estas morfologías es la elevación Mazo Grande que conecta con la sierra calcárea de Hornijo, divisoria entre las vertientes del Asón y Gándara, de crestas abruptas y dentadas cuyas cumbres disminuyen de altitud hacia oriente (**Figura 5**).

LITOLOGÍA

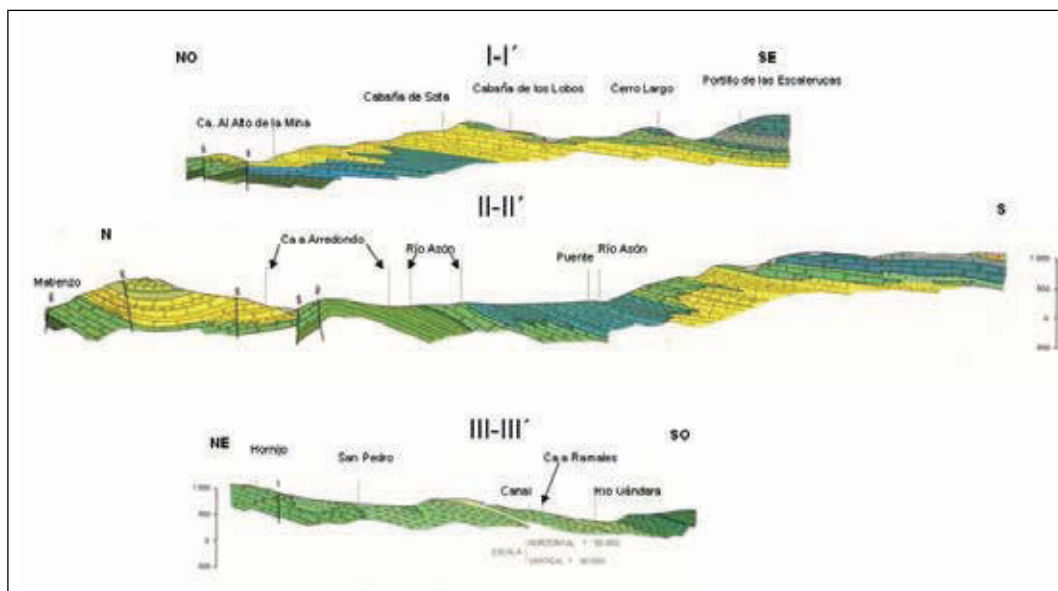
La serie arcillo-arenosa Wealdense constituye el sustrato base rocoso de la región. Viene de-

finida por una alternancia de areniscas pardo amarillentas en superficie, de grano medio a grueso, con arcillas limolíticas y limolitas pardo amarillentas y rojizas (IGME, 1978). Estos materiales detríticos fueron estudiados por Rat (1959) y redefinidos posteriormente por Pujalte (1977) como "Complejo Purbeck-Weald".

Pero, sin lugar a dudas, la región del Alto Asón está caracterizada por un potente Complejo Urganiano de edad Aptiense Albiense Inferior identificado por alternancia de grandes espesores de calizas arrecifales de tonalidades claras con intercalaciones de materiales arcillo-arenosos y margas que contrastan con los materiales detríticos subyacentes (Rat, 1959). Este complejo calco-detrítico pasa lateralmente hacia el SE a un conjunto bien estratificado conocido como las margas arenosas negras de Soba, Albiense Inferior, definido por una alternancia de margas hojosas, más o menos arcillosas, y calizas arcillo-arenosas bien estratificadas con frecuentes intercalaciones de areniscas silíceas ferruginosas (**Figura 6**).

De Oeste a Este, el Complejo Urganiano se vuelve más calcáreo, pudiéndose establecer que a occidente de las gargantas del Asón predominan las intercalaciones características mientras que hacia oriente, Sierra de Hornijo, la serie es claramente calcárea (**Figura 7**). Los cambios laterales de facies son bruscos con lenguas calizas que penetran en los materiales detríticos, caliza de Peña Lavalle (**Figura**

FIGURA 9. Cortes geológicos basados en el mapa geológico (IGME, 1978). Es llamativa la tendencia monoclinl de los materiales y los importantes cambios de facies.



TECTÓNICA

La zona del Alto Asón se encuentra en el Dominio Navarro-Cántabro (Feuille y Rat, 1971); una gran de estructura general sinclinal (cuencas y plataformas del Cretácico Superior y Terciario) cabalgante hacia el sur sobre las depresiones del Duero y Ebro.

La configuración tectónica pertenece al ciclo alpino en que los esfuerzos compresivos sobre la placa ibérica dieron lugar a un fallamiento y plegamiento según direcciones pre-

ferentes NO-SE, NE-SO y E-O, probablemente de edad postluteciense.

El Alto Asón destaca por la tranquilidad tectónica con ausencia de fracturas importantes al Sur del paralelo de Ramales; al Norte de Ramales la tectónica es más complicada con fallas de orientación aproximada N-S.

Las estructuras plegadas más representativas de la zona son el anticlinal de Arredondo (**Figura 10**) y el de Ancillo. El primero está orientado según dirección SW-NE para disminuir progresivamente hacia Arredondo hasta

FIGURA 10. El anticlinal de Arredondo posee un núcleo Wealdense (arcillas y limolitas) que permite el ensanchamiento del cauce del río Asón y la instalación de prados que contrastan con la masa caliza de Peña Lavalle.



desaparecer, mientras que la porción meridional pasa a una serie monoclinial; posee un núcleo Wealdense y su flanco Norte está afectado por la falla de Arredondo. La otra convexidad, el anticlinal de Ancillo, es una pequeña estructura caracterizada por el alabeamiento del plano axial con núcleo de materiales Weald.

La falla inversa de Ramales pone en contacto el Dogger y el Aptiense con un salto máximo de unos 1.800 m. Posee una orientación ONO-ESE y constituye, al igual que el anticlinal de Ancillo y las fallas de Arredondo y Selaya-Arredondo, la continuación hacia el Este de la "Franja Cabalgante del Escudo de Cabuérniga" (Figura 11).

Al N de Ramales destaca la espectacularidad de la estructura tectónica denominada "Cuña Sobreelevada de Ramales", definida por Rat (1959) como "coin surlevé". Es una estructura constituida por dos fallas subverticales y ortogonales entre sí, con saltos que superan en ambas los 1.500 m, y que delimitan un bloque basculado con buzamiento general al NO.

GLACIARISMO

Prácticamente la totalidad de los autores que han estudiado el glaciario ibérico, y más concretamente el de la cordillera Cantábrica, se han centrado en los modelados erosivos y sedimentarios de las áreas geográficas más elevadas. Allí se constatan signos evidentes de glaciares de valle y circo, tanto erosivos como sedimentarios, pertenecientes a la glaciación finpleistocénica y fases periglaciares posteriores.

Uno de los modelados que mayor peso tiene en el territorio de las Montañas del Asón y que ha contribuido notablemente a la grandiosidad del paisaje ha sido el glaciario (Figura 12). La acción fundamentalmente erosiva de los hielos, transformados a partir de la nieve precipitada, pero también sedimentaria (morrena) es la que ha predominado e incidido sobre el sustrato rocoso.

El ámbito geográfico de la Montaña Cantábrica oriental –alto valle de los ríos Trueba, Miera y Asón– constituye un espacio singular, en una montaña de baja altitud (Castro Valnera, 1.718 m), donde se emplazaron glaciares extensos respecto a otros macizos con presencia glaciario de la Cordillera Cantábrica (Frochoso y Castañón, 1996; Serrano et al, 2013). Diversos autores se han ocupado de la descripción de las morfologías glaciares de esta región y su interpretación (Sáenz, 1935;

Hernández Pacheco, 1961; Lotze, 1963, Mugnier, 1969; Hazera, 1968, Moñino et al, 1987, y más recientemente Frochoso et al, 2012, y Serrano et al, 2013 entre otros). Sin embargo, han sido Flor et al (2003) quienes, basados en el estudio morfológico sobre el modelado glaciario del macizo Cornión de Picos de Europa en calizas carboníferas (Flor, 2003), han identificado signos de acción abrasiva del hielo so-

FIGURA 11. En la Cruz de Usaño, al S de la depresión de Matienzo, se puede observar bloques de caliza desplazados por fracturas que siguen alineaciones perpendiculares a la estratificación.



bre relieves de la zona oriental de Cantabria y realizado la reconstrucción de una secuencia evolutiva ideal de los procesos glaciares a cotas inferiores a los 850 m, hasta el mismo borde costero, preferentemente sobre litologías calcáreas de edad cretácica; determinando, también, que sobre litologías distintas: areniscas, arenas y limolitas, y con alternancias de calizas, margas, limolitas y areniscas, los circos

FIGURA 12. Panorámica del nacimiento oficial del río Asón en cascada (extremo inferior izquierdo). El valle muestra el perfil característico en U de los valles glaciares.

FIGURA 13. En la cima de los Collados del Asón, la carretera corta una morrena lo que permite observar la composición heterométrica de los materiales arrastrados por el glaciar de Bustalveinte.



y valles glaciares adquirían una mayor amplitud y donde la instalación posterior de las redes de drenaje ha borrado en gran medida los testimonios de origen glaciar. Según Flor *et al* (2003), los macizos calcáreos ampliamente representados en la comarca del Asón y su carácter rocoso ha permitido conservar morfologías glaciares y poner en evidencia un glaciario más intenso y de edad más antigua; se podría asignar una edad, incluso, más antigua que las del mismo Pleistoceno, ya que hay evidencias de un enfriamiento climático hace unos 2,5 millones de años.

Para comprender los mecanismos de funcionamiento de los hielos glaciares, debe tenerse en cuenta que su masa o volumen no siempre fue uniforme y que pudo haber fases o etapas con mayor y menor cantidad de hielo.

Hubo un momento en el que los hielos debieron cubrir todo el territorio de Cantabria, coincidiendo con el episodio de máxima glaciación ("climax glaciar"), en que la temperatura del planeta Tierra alcanzó una de sus cifras mínimas. Habría que imaginarse una cubierta blanca de hielo que se movía hacia el N, hasta llegar a la actual plataforma continental que, en un instante geológico, estaría emergida, con el borde costero y el nivel del mar situados unos kilómetros más al N, coincidiendo con la actual isobata de 200 m (Flor *et al*, 2003). Se trataría de glaciares de base seca o fría, similares a los casquetes actuales, que

evolucionarían posteriormente a glaciares de valle de base húmeda o templada; así, con la retirada paulatina de los hielos en la costa, la roca quedaba desnuda y sometida a la lluvia mientras que en las áreas internas de mayor altitud todavía funcionaban los glaciares de valle. Han existido varias glaciaciones durante el Pleistoceno; la más moderna, denominada würmiense de acuerdo con la nomenclatura alpina, es la que conserva los depósitos morrénicos de la región del Asón. Estos depósitos han sido datados por Frochoso *et al* (2009), estableciendo que la fase de máximo glaciar fue muy prolongada en el tiempo ya que las dataciones sitúan la construcción de los depósitos morrénicos de los Collados del Asón desde al menos 78,5 ka BP, y junto con la morrena de Cañedo, hasta 40 ka BP, constatando cinco pequeñas pulsaciones. Para Serrano *et al* (2013) existe cuatro fases glaciares en la Montaña Pásiega con una expansión glaciar máxima entre 44 y 29 ka cal BP, que permite confirmar un máximo glaciar cantábrico anterior al LGM (máximo glaciar último) del N de Europa, al igual que en Pirineos.

La disposición del macizo montañoso en amplia plataforma caliza compartimentada por depresiones internas que siguen líneas de fracturación predominante E-O y NE-SO y los tipos litológicos –areniscas, margas, limolitas, calizas–, su estructura o disposición ligeramente inclinada a favor del buzamiento SE, junto con la karstificación, explican en buena me-

didada unos edificios morfoestructurales sobre los que instalaron los glaciares pleistocenos ejerciendo una labor erosiva de envergadura (Frochoso *et al*, 2009).

El conjunto glaciar Valnera-Asón ocupó una extensión aproximada de 75 km² y estuvo compuesto por un gran campo de hielo o casquete de montaña (icefield), uno de los más amplios de la Cordillera Cantábrica, de características excepcionales por la extensión que alcanzó y su baja altitud mitigada por la componente oceánica y condiciones topoclimáticas particulares, que dejó en el paisaje importantes morfologías. Podemos encontrar a mayor altitud conjuntos glaciares de amplia extensión y desarrollo en los Pirineos y en los Picos de Europa.

Los glaciares del Grupo Valnera-Asón estaban formados por lenguas de hielo que drenaban hacia cuencas diferentes, así: el glaciar del Trueba (17 km) drenaba hacia el Ebro, el del Miera y Valdició hacia el Miera, y los de Bustalveinte, Hoyo de Saco, Hondojón, Rolacias, glaciares de Peña Lusa, etc., a los valles de Asón y Gándara. El del Trueba carece de circos glaciares en la parte alta donde se instaló el mayor volumen de hielo y se comportó, al igual que en los otros glaciares, como casquetes de montaña del que partirían sucesivas lenguas divergentes hacia el S, con pendientes suaves en cabecera y artesa glaciar rellena de sedimentos glaciares. El glaciar

del Miera estuvo alimentado desde la zona más elevada, Castro Valnera, alcanzando una longitud de 5 km.

De los glaciares del valle del Asón, el de Bustalveinte es el más importante (7 km); discurre a través del complejo calco-detritico a favor de buzamiento con un perfil transversal en U preferentemente en las cubetas de sobreexcavación y disimétrico en el resto, abrupto en el flanco S y pendiente relativamente suave en el otro flanco. En la artesa glaciar y en la difluencia de Los Collados del Asón (650 m) -un pequeño lóbulo descendía hacia el Gándara- se alojan diferentes cordones morrénicos (**Figura 13**). La lengua de hielo procedente de las zonas altas de Bustalveinte ocupada por un domo glaciar, en la que confluían además hielos de los glaciares de Saco y Hondojón, este último por medio de un escalón, caía en la garganta del Asón a modo de bloques o seracs para descender por el valle siguiendo el cauce fluvial actual y desarrollar el típico perfil transversal en U.

Merece destacar en la cabecera del Gándara, en los glaciares de Peña Lusa (Portillo de La Sía), el glaciar de circo de Zucía caracterizado por un circo claramente conformado, al igual que las morrenas, con bloques de gran tamaño que demuestran una gran capacidad erosiva (**Figura 14**).

La dinámica glaciar ha dejado su impronta en el paisaje al proporcionar peculiaridades



FIGURA 14. El glaciar de Zucía es un precioso ejemplo de glaciar de circo con el arco morrénico cerrando lateralmente la depresión.

FIGURA 15. El fondo del valle de Ojón muestra dos depresiones en la que se instalan fértiles praderías con depósitos morrénicos en los umbrales de separación. La erosión glacial queda patente en las paredes del valle.



morfológicas, como valles en artesa, escalonamientos en los glaciares de valle, cubetas de sobreexcavación, etc. Esta dinámica es la que determina la formación de depresiones con forma de silla de montar y el pulido de las superficies sobre las que se apoya, así como el ensanchamiento de las depresiones previas como es el caso de las depresiones de origen kárstico, muy abundantes en las Montañas de Asón, que el hielo removilizó para acrecentarlas sustancialmente, tanto en anchura como en profundidad, dando lugar a amplias cubetas mixtas glaciokársticas, en cuyo fondo plano cubierto de sedimentos detríticos se han desarrollado praderías (Brenarromán, Brenavinto, Bustalveinte, Ojón, Hondojo) (Figura 15). En algún caso, como en Brenavinto, con el aumento de las precipitaciones se genera un lago estacional por estancamiento de las aguas subaéreas del arroyo Rubridillo que recorre el fondo de las depresiones tapizadas por limos y arcillas (Figura 16).

FIGURA 16. Por el valle de Brenavinto, de origen glaciokárstico, discurre el arroyo de Rubridillo que en época de precipitaciones llega a formar un lago por el escaso drenaje y la impermeabilidad del sustrato.



Recientes estudios geomorfológicos y evolución de los glaciares de las montañas del Asón llevados a cabo por Frochoso *et al* (2009) y Serrano *et al* (2013), ayudan a interpretar las huellas del glaciario en esta región caracterizada por amplias depresiones kársticas previas a la glaciación y extensas áreas de acumulación en las que el hielo inundaba todo el relieve y aprovechaba las condiciones favorables morfoestructurales –plataforma ligeramente inclinada– para manifestar una dinámica sin un encauzamiento claro, más propio de un glaciar de plataforma, con el desarrollo de superficies de abrasión según movimiento generalizado del hielo hacia el E-SE, siguiendo las suaves pendientes marcadas por el buzamiento de los materiales (plataforma de La Colina, mesa del Picón del Fraile, etc.).

La disposición estructural de los materiales unido a la alineación de la red de fracturas y los contrastes litológicos que acentúan la erosión diferencial entre las calizas y las margas, limolitas y areniscas han favorecido los procesos de sobreexcavación de las masas de hielo para formar amplias cubetas alineadas según las direcciones principales de las fracturas: Bustalveinte y Hondojo-Ojón NE-SO, Brenarromán-Brenavinto-Horneo E-O. Las superficies de los umbrales calcáreos que separan las cubetas aparecen frecuentemente con huellas de pulido glacial como en la Posadía, en el umbral entre Brenarromán y Horneo, o en el Hoyón de Saco.

Estas cubetas alineadas (Brenalengua, Brenarromán, Brenavinto, Horneo) en las que hubo procesos previos de karstificación con formación de hondonadas, fueron aprovechadas por las masas de hielo para desplazarse y desarrollar amplios valles en artesa (perfil transversal en U) que canalizaron las lenguas de hielo hacia el E a la par que profundizaban

las cubetas por la incorporación de materiales rocosos a las masas de hielo; aquellos fragmentos rocosos que abrasionaron sobre el fondo fueron susceptibles, con mayor probabilidad, de ser rotos y desgastados y generar productos muy finos que pasaron a formar parte de la matriz del sedimento glaciar.

Los depósitos de origen glaciar o morrenas son numerosos, con mayores volúmenes sedimentarios en áreas con sustratos de rocas tales como areniscas, limolitas y margas; por el contrario, sobre calizas, los depósitos son escasos y testimoniales. Los cordones morrénicos están bastante bien definidos pudiendo llegar a constituirse diferentes cordones asociados en los glaciares más extensos. Así, las morrenas de los Collados del Asón, vinculadas al glaciar de Bustalveinte, representan pulsaciones y reavances glaciares; están conformadas por materiales muy heterométricos constituidos por una masa fina arcillo-arenosa (matriz) en la que flotan clastos de tamaños muy variados- gravas, cantos y bloques-, frecuentemente cementados por carbonatos. Constituyen las morrenas de cota más baja de la península Ibérica, habiendo citado Fochoso *et al* (2009), como morrena frontal de la lengua del Asón, materiales heterométricos, con bloques, en el fondo de valle a 300-320 m de altitud.

EL KARST

La acción del agua sobre materiales solubles origina morfologías que afectan tanto al interior como al exterior de las rocas en lo que se conoce como modelado kárstico.

Los procesos de karstificación se pueden desarrollar en distintos tipos de rocas: halita, yeso, rocas volcánicas, conglomerados y areniscas. No obstante, las morfologías kársticas más y mejor representadas se producen en las rocas carbonatadas: calizas y dolomías.

En la región del Asón son las rocas carbonatadas las que dan lugar a espectaculares paisajes kársticos (Mugnier, 1969, Fernández, 2000) tanto en superficie como en profundidad, aunque también se desarrollan cavidades en areniscas en el Picón del Fraile y puerto de Lunada relacionadas con intercalaciones de estos materiales detríticos en las calizas Urganianas.

Son varios los factores que condicionan la morfología kárstica, pudiendo destacarse los hidrológicos (tipo de recarga), geológicos (litología y estructura) y climatológicos (precipitaciones y temperaturas); a su vez, todos ellos condicionan el desarrollo o ausencia de la cobertura edáfica que juega un papel importante en el proceso de disolución por medio de las

FIGURA 17. Las losadas del Colina es un espectacular lapiaz tabular formado por la abrasión del hielo que ha limado las irregularidades del lapiaz calizo y generado una superficie lisa y fracturada a favor de la estratificación.



FIGURA 18.
Lapiáz en agujas,
localmente conocido
como garma,
formado por la
disolución de la roca
caliza a favor de las
diaclasas.



FIGURA 19.
Alineaciones de
pequeñas dolinas
en el valle de Ojón
(prados de Juan)
desarrolladas en
depósitos glaciares
que cubren calizas
karstificadas.



aguas salvajes o de arrollada y las subterráneas (Fernández et al., 1995).

En estos terrenos calizos, las aguas de arrollada tienen una vida efímera en el exterior por la elevada capacidad de infiltración y sólo pueden verse discurrir por la superficie en momentos de elevadas precipitaciones o fuerte deshielo, siendo las responsables de la formación en el exterior de morfologías kársticas.

Tal y como se ha señalado con anterioridad, los materiales carbonatados-detríticos del Complejo Urganiano (Aptiense-Albiense Inferior), de más de 1.000 m de potencia, reposan sobre la serie arcillo-arenosa del Wealdense con areniscas muy cementadas, que junto con las arcillas se van a comportar como impermeables constituyendo el nivel base de las aguas que karstifican la zona superior.

A diferencia con las Calizas Picos de Europa, caracterizadas por cavidades con gran desarrollo vertical por la acumulación de "escamas" o cabalgamientos que forman grandes potencias de caliza y la inexistencia de capas impermeables intercaladas, las rocas del Complejo Urganiano de la región del Asón (Fernández, 2000) muestran alternancias entre calizas y materiales detríticos claramente estratificados en suaves buzamientos y una gran red de fracturas con predominio de diaclasas próximas a la vertical que han provocado la generación de complejos sistemas subterráneos, con gran desarrollo de galerías, pozos y salas a diferentes niveles; todo ello unido a un fuerte desnivel entre las zonas de alimentación y zonas de surgencia.

Desde el punto de vista espeleológico, la región del Asón destaca tanto por la densidad como por el tamaño de las cavidades que se han formado y evolucionado según las singulares características del territorio, alternando galerías y pozos. Es una de las zonas más completas del mundo en cuanto a morfologías generadas por procesos kársticos de disolución de la roca caliza, en muchos casos combinados con la acción de procesos glaciares y/o fluviales.

La morfología kárstica en superficie o exokarst alcanza un desarrollo extraordinario en la región del Asón y Miera donde los lapiaces, paisajes caracterizados por la presencia de acanaladuras en la superficie de la caliza por disolución de la roca caliza conocidos como garmas, se extienden por amplias zonas difíciles de transitar. Los lapiaces o garmas más representativos del Alto Asón son los lapiaces tabulares (Figura 17) y en agujas (Figura 18). Los primeros están relacionados con las épocas cálidas inmediatas a los periodos fríos del Cuaternario, en que el importan-

te deshielo trajo consigo abundante agua, la cual se deslizaría, breve, pero intensamente, por las laderas inmediatas a aquellas afectadas por las masas congeladas que constituían los antiguos glaciares (Fernández y Valls, 1998); en ellos, además de la disolución de la caliza ha actuado el hielo, cepillando las agujas y dando una superficie horizontal (Picón del Fraile, Hoyón de Saco). Los lapiaces en agujas presentan aspecto de pitones calizos, erizados sobre extensiones de pendientes a veces muy fuertes y alturas de 2 a 5 m; están presentes principalmente en Peña Lavalle y en las cumbres del macizo de San Vicente, pudiendo estar fosilizados por pequeños fragmentos de arenisca.

Otras formas características de este paisaje kárstico son las dolinas que actúan como pequeños sumideros de planta circular de las aguas superficiales que pasan a ser subterráneas para dar lugar a grandes cavernamientos (Figura 19). Suelen estar alineadas siguiendo fallas y su fondo aparece colmatado por los materiales residuales procedentes de la erosión de la caliza. Algunas de las depresiones kársticas más extensas son la de Cojoso y los Terneros, ambas situadas bajo Peña Lavalle, así como las que se encuentran al N de Veguilla donde alguna muestra la particularidad de estar instalada en el contacto de las margas de Soba y las calizas urgonianas, pero excavada en las margas. Si las depresiones son mayores se conocen como torcas, pozo profundo, en

FIGURA 20. Desembocadura del arroyo de Rolacia en el Asón con el perfil característico en V producto de la erosión fluvial.





FIGURA 21. Ladera N de la Sierra de Hornijo con el pico calcáreo de San Vicente en primer término. La gran verticalidad de su frente ha servido como pretexto para la génesis de mantos de derrubios de gravedad en la su base.

las que es frecuente la presencia de conductos verticales como la sima de El Cueto en Peña Lavalle con 302 m de caída vertical; en ocasiones, las torcas son debidas al derrumbamiento de bóvedas de salas o galerías subterráneas.

Destacan las enormes depresiones conocidas como "hoyos". Tienen un origen kárstico aunque en realidad son grandes torcas de planta circular modificadas con posterioridad por procesos glaciares (funcionaron como circos glaciares) y el régimen kárstico. El más espectacular de la región es el Hoyón de Saco, relacionado con el nacimiento del río Asón a través de una red subterránea compleja propiciada por las capas alternantes de calco-detríticas que dan lugar a la popular surgencia colgada o cascada del Asón.

Al N del río Asón, a la altura de la localidad de Riba, se encuentra el espectacular poljé de Matienzo (Punto de Interés Geológico Nacional), el mayor de España. Una enorme depresión cerrada en forma de Y de fondo plano tapizada por arcillas de decalcificación producto de la disolución del sustrato de roca caliza del Cretácico Inferior y rodeada de paredes

escarpadas falladas; los materiales impermeables Wealdenses actúan como nivel base por el que discurre el río Matienzo -río epigeo de escaso recorrido que se sume a través de ponors, sumideros de la cueva del Molino y Carcavuezo, para constituir ríos hipogeos en un entramado complejo de conductos activos-.

Aunque la circulación de las aguas en las regiones kársticas es eminentemente subterránea, existen valles que representan vestigios de una hidrografía muy antigua (Rat, 1959) desarrollados en unas condiciones especiales muy diferentes a las actuales, tales como gradiente hidráulico muy bajo, karstificación poco intensa o presencia de permafrost en épocas glaciares. Ejemplo de estos valles son el valle suspendido de la Ventana, colgado a 500 m por encima de los cursos de agua actuales y que atraviesa de S-N la línea de cumbres del macizo de San Vicente con un perfil transversal en V excavado en calizas urgonianas; otro es el valle fósil de Ancillo excavado según la dirección del eje del anticlinal de Ancillo.

RED FLUVIAL

Los ríos cántabros, como los restantes de la cordillera cantábrica, son de longitud limitada (máximo de 70 km) y trazado general N-S, buscando el camino más corto al mar ante el gradiente de pendiente tan acusado; no obstante, como ocurre en el río Asón, en determinados segmentos se adaptan a la disposición estructural.

A pesar del alto grado de infiltración de las precipitaciones a través de los sustratos carbonatados, la acción fluvial no deja estar representada por cursos de agua superficial más o menos permanente y su modelado ha quedado impreso en numerosos puntos. El drenaje final de las aguas en las zonas kársticas, aunque es predominantemente subterráneo, tiende a drenar a los cauces fluviales mayores activos como el río Asón.

Los valles tienden a la forma típica en V (Figura 20), pero el condicionante de la litología carbonatada donde se superponen los fenómenos de disolución, determina valles muy estrechos y profundos, con lechos muy irregulares, como en La Canal del Gándara, y frecuentes escalones y rápidos, así como depresiones de erosión-disolución (pozas).

Si bien la circulación en los edificios kársticos es esencialmente subterránea, el nivel de

agua inferior permanente tiende a ajustarse al nivel de base del río y, ocasionalmente, se produce una aportación al río a través de surgencias en este punto; en las calizas masivas, si la infiltración es muy alta, el conjunto de las galerías, tanto activas como inactivas, tiende a rellenarse y el vertido se hace por niveles superiores. En el caso de los materiales del Complejo Urganiano, dispuestos en estratos alternantes, se forman numerosas surgencias en distintos niveles de margas o areniscas que actúan como barrera impermeable pudiéndose formar ocasionales travertinos.

En estas áreas de cabecera pueden caer bloques y megabloques aislados al lecho fluvial, derrubios o pedreros que pueden obturar temporalmente el cauce, pero que tienden a eliminarse rápidamente (Figura 21).

Tanto la posición altimétrica de las oquedades o surgencias y los diferentes niveles de galerías en el edificio kárstico, como las terrazas fluviales (Figura 22) y depósitos de ladera cementados (Figura 23), permitirán reconstruir las etapas de encajamiento que han experimentado los cursos fluviales de la región (Flor, 1992).

La cuenca hidrográfica del Asón deriva de una antigua paleocuenca intramontañosa o con la cabecera enraizada en el arco serrano, otrora conectado, entre Mortillano, Porracolina

FIGURA 22. Terraza fluvial cerca del Puente Nuevo de Asón constituida por cantos y bloques subredondeados con las típicas imbricaciones.





FIGURA 23. Las paredes calcáreas y verticalizadas de Peñas Rocías han desarrollado circos de vertiente y extensos mantos de derrubios actualmente fosilizados.

o Mostajo, Colina y Picón del Fraile. La articulación del territorio en grandes bloques jugó un papel importante en la divisoria de la cuenca del Asón; en esta zona, solamente se ha originado el perteneciente a la sierra de Peñas Rocías, situada algo más al N y alineada paralelamente a la divisoria principal. Su ubicación sirvió para que la cabecera del Asón se fragmentara en la cuenca de su nacimiento y la que drena todo el territorio de Soba, por cierto mucho más amplia. De este modo, abrazan en horquilla a dicha elevación serrana de Peñas Rocías hasta Ramales de la Victoria en que ambos cursos fluviales toman una dirección preferente N-S (Flor y Martínez, 2002).

La elevación solidaria del bloque continental ha hecho posible el encajamiento de la red fluvial y, a su vez, que se erosione mucho más intensamente toda la cuenca hidrográfica; así, los depósitos glaciares bien conservados en altitudes elevadas están a la espera de que las cabeceras fluviales sean capaces de erosionarlos por retroceso de cabecera. Solamente algunas morrenas situadas topográficamente más bajas están siendo sometidas, actualmente, a la dinámica fluvial, como ocurre en el Alto Miera.

Mugnier (1969) en su hipótesis sobre la evolución de la red hidrográfica del macizo del Asón, plantea que tras la elevación de la montaña cantábrica y la instalación de una red hidrográfica que drenaba hacia el norte, una serie de capturas fluviales fueron provocadas por

un alzamiento conjunto de la región, mientras el Asón sobreimponía su cauce encajándose en la garganta. Quizá, con esos movimientos y con el río Asón atrapado en su cauce, un pequeño basculamiento en la cabecera actual del Gándara, o simplemente, la erosión remontante de este río por su cauce margosilíceo, provocó la captura de la cabecera de ese paleoasón derivando sus aguas hacia el Gándara.

Una característica de la red hidrográfica del Asón es los bruscos cambios de dirección de su trazado. El río Asón, en el tramo desde los Collados hasta Arredondo, corta los materiales cretácicos, ligeramente buzantes del orden de los 20° y homoclinalmente hacia el S, de forma obsecuente para formar gargantas que se amplían cuando atraviesa materiales detríticos o corta, perpendicularmente, el sustrato Wealdense que constituye el núcleo del anticlinal de Arredondo después de superar el estrechamiento del macizo calizo de Peña Lavalle; todo este tramo sigue un trazado según dirección N-S. En Arredondo, justo en el entronque con el río tributario Bustablado, el curso cambia bruscamente de dirección hacia el E (Ramales de la Victoria) instalándose sobre una gran fractura E-O o fallas subparalelas pertenecientes a ese sistema. En Ramales de la Victoria vuelve a cambiar de rumbo para orientarse hacia el N aprovechando el sistema de fallas N-S que hacen aflorar las calizas jurásicas.

BIBLIOGRAFÍA

- FERNÁNDEZ, F. & VALLS, M.C. (1998). *Los colores de la Oscuridad. Cantabria, Paraíso Subterráneo*. Ediciones Creática, Santander. 206 pp.
- FERNÁNDEZ, F. (2000). *El karst en Cantabria*. XI Simposio sobre Enseñanza de la Geología. Santander. 2-12.
- FEUILLE, P. & RAT, P. (1971). *Estructures et paléogéographies pyrénéo-Cantabriques. Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Editions Technip. Paris.
- FLOR, G. (1992). Picos de Europa. Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias. Tomo I. 65-80.
- FLOR, G. & MARTÍNEZ, P. (1997). *La costa de Laredo*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación del Territorio. Gobierno de Cantabria. 86 pp.
- FLOR, G. & MARTÍNEZ, P. (2002). *Patrimonio geológico de la comarca del Asón-Agüera*. PRODER Asón-Agüera, (inédito). 118 pp.
- FLOR, G. (2003). Morfologías glaciares a cotas bajas en el borde noroccidental del Parque Nacional de Picos de Europa (Macizo Occidental, Asturias). En: *Actas de la XI reunión nacional de Cuaternario*. Oviedo. 59-66.
- FLOR, G., MARTÍNEZ, P. & FLOR-BLANCO, G. (2003). Morfologías glaciares en cotas bajas de la zona oriental de Cantabria (N de España). En: *Actas de la XI reunión nacional de Cuaternario*. Oviedo. 67-78.
- FROCHOSO, M. & CASTAÑÓN, J.C. (1996). *El relieve heredado de la glaciación cuaternaria en el macizo de Peña Prieta (Cordillera Cantábrica)*. Polígonos, 6, 25-43.
- FROCHOSO, M., GONZÁLEZ, R. & ALLENDE, F. (2009). *La evolución de los medios naturales en el Parque Natural de los Collados del Asón*. Consejería de Desarrollo Rural, Ganadería, Pesca y Biodiversidad. Gobierno de Cantabria. 159 pp.
- FROCHOSO, M., GONZÁLEZ, R., ALLENDE, F. & MARTÍNEZ, A. (2012). Morfología glaciario postglaciario en el "Parque de los Collados del Asón" (Cantabria). *Avances de Geomorfología en España 2010-2012*. En: *Actas de la XII Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Cantabria. Santander. 609-612.
- GARCÍA-MONDEJAR, J. (1979). *El complejo urgoniano del sur de Santander*. Universidad de Bilbao. 673 pp.
- HAZERA, J. (1968). *La región de Bilbao et son arrière-pays. Étude géomorphologie*. Munibe. San Sebastián. 358 pp.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1961). La pequeña cuenca glaciario de la Peña de Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Boletín de la Real Academia Española de Historia Natural*, secc Geología, 59(2), 191-205.
- IGME (1978): Mapa geológico de España. Serie Magna. Hoja 60/20-5 (Valmaseda). Segunda serie. Primera Edición. Ser. Publi. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- IGME (1978): Mapa geológico de España. Serie Magna. Hoja 59/19-5 (Villacarriedo). Segunda serie. Primera Edición. Ser. Publi. Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- LOTZE, F. (1963). *Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el grupo del Valnera (cadenas cantábricas orientales)*. Notas y comunicaciones del IGME, 72, 257-262.
- MOÑINO, M., CENDRERO, A. & DÍAZ DE TERÁN, J.R. (1987). Glaciarismo en el Alto Miera (Cantabria). *Actas V Reunión Sobre el Cuaternario, AEQUA*. Santander, 179-182.
- MUGNIER, C. (1969). El karst de la región de Asón y su evolución morfológica. *Cuadernos de Espeleología 4*, Santander. 146 pp.
- ORTIZ, I. & FERNÁNDEZ, E. (1995). Morfología exokárstica. En *Introducción a la Geología Kárstica*. Federación Española de Espeleología, Badalona, 111-119.
- PUJALTE, V. (1977): *El Complejo Purbeck-Weald de Santander: estratigrafía y sedimentación*. Tesis Doctoral. Universidad de Bilbao. 202 pp.
- QUEVEDO, B., OBREGÓN, F., VARAS, J., GARCÍA, M., MERINO, P., BAHILLO, M. & GARCÍA, A. (2008). *Parque Natural de los Collados del Asón*. Cantabria Tradicional, S.L., Torrelavega. 205 pp.
- RAT, P. (1959). *Les Pays crétacés vasco-cantabriques*. Publ. Univ. Dijon. t.18, Dijon. 525 pp.
- SAENZ GARCÍA, C. (1935). Restos glaciares de Castro-Valnera. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, XXXV, 236-237.
- SERRANO, E., GÓMEZ, M., GONZÁLEZ, J., TURU, V. & ROS, X. (2013). Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en la Montañas Pasiegas (Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, Vol. 27 (1-2).



El Sistema del Gándara

PATRICK DEGOUVE DE NUNCQUES

S.C. Dijon y G.S.H.P. Tarbes

E-mail: patrick.degouve@wanadoo.fr

RESUMEN

Desde las primeras incursiones del Spéléo-Club de Dijon en la Cueva del Río Chico en 1961, se ha recorrido un largo camino en el conocimiento del sistema del Gándara. En 2001, el descubrimiento de un acceso a la red subterránea tan codiciada ha traído una serie de respuestas a nuestras preguntas sobre la organización y la morfología de los conductos subterráneos. En sí mismo, el descubrimiento de más de 100 km de galerías es ya un balance muy positivo, pero hoy, a la luz de estos resultados, surgen nuevas preguntas, ampliando en gran medida el alcance de nuestra investigación.

Por lo tanto, el concepto de red subterránea que representa la propia cavidad, es sólo una parte de un sistema mucho más amplio y complejo que llamaremos sistema. Esto incluye todo lo relacionado con la captación del Gándara en el plano espeleológico y hidrogeológico. Aunque está todavía mal conocida, esta cuenca es, obviamente, mucho mayor que la que conocemos por la simple exploración espeleológica de la red. En 2014, contrariamente a las apariencias, el estudio y la exploración de este sistema se encuentran todavía en la infancia.

RÉSUMÉ

Depuis les toutes premières incursions du Spéléo Club de Dijon dans la cueva del río Chico en 1961, bien du chemin a été parcouru dans la connaissance du système de la Gándara. En 2001, la découverte d'un accès au réseau souterrain tant convoité a bien sur apporté un grand nombre de réponses à nos interrogations concernant notamment l'organisation et la morphologie des conduits souterrains. En soi, la découverte de plus de 100 km de galeries constitue déjà un bilan très positif, mais aujourd'hui, à la lumière de ces résultats, de nouvelles questions se posent, élargissant considérablement notre champ d'investigation.

De ce fait, la notion de réseau souterrain représentant la cavité proprement dite, ne constitue qu'un élément d'un ensemble beaucoup plus vaste et complexe que nous nommerons système. Celui-ci englobe tout ce qui concerne le bassin d'alimentation de la Gándara tant sur le plan spéléologique qu'hydrogéologique. Même s'il est encore mal connu, ce bassin est de toute évidence largement supérieur à celui que nous connaissons par la seule exploration spéléologique du réseau. En 2014 et contrairement aux apparences, l'étude et l'exploration de ce système n'en sont qu'aux balbutiements.

DESCRIPCIÓN MORFOLÓGICA DE LA RED SUBTERRÁNEA

La red del Gándara se extiende a lo largo de la frontera administrativa entre las provincias de Burgos y Cantabria. Cruza de un lado a otro el macizo que se extiende entre Picón del Frai-

le y la Peña Becerral. Al igual que el relieve de la superficie, la red subterránea tiene una morfología muy mezclada y estrechamente relacionada con el contexto geológico. Tres unidades principales emergen de esta variedad que describimos de aguas arriba a aguas abajo (Figs. 1 y 2).

FIGURA 1. Las circulaciones subterráneas dentro de la red del Gándara.



FIGURA 2. Alzado sintético de la red del Gándara.

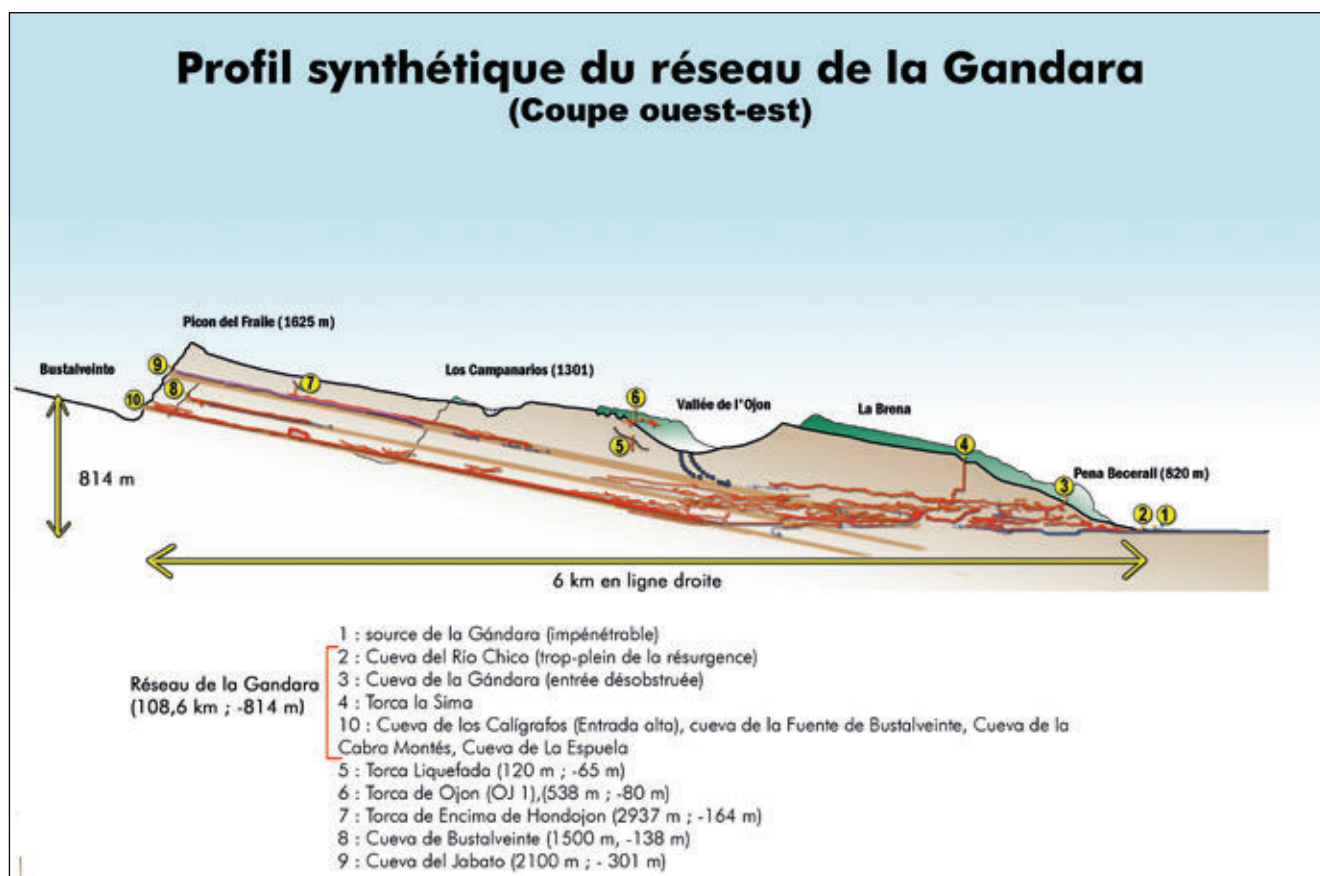
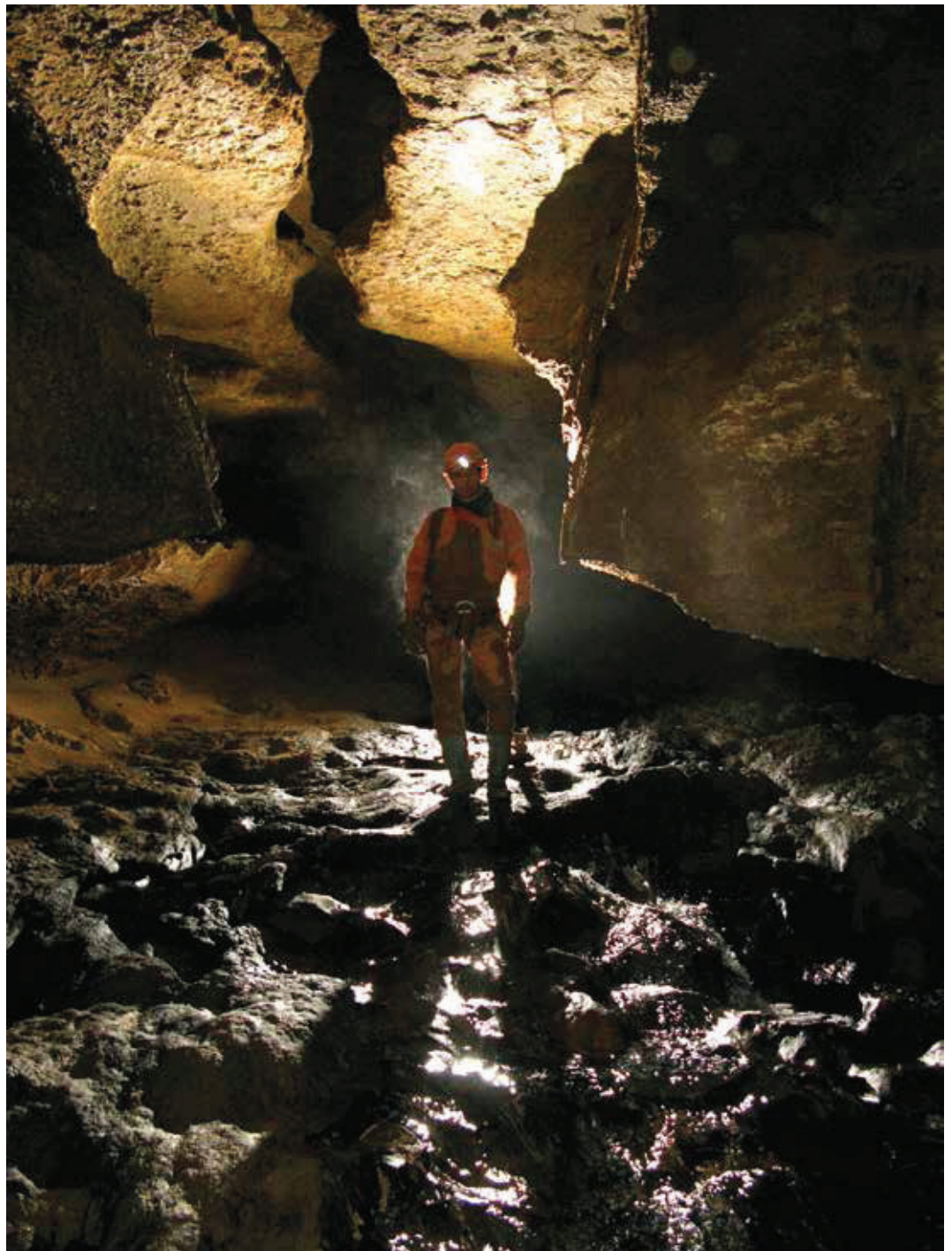


FIGURA 3. El río *des Papilotte* presenta una sección bastante común en la parte de aguas arriba de la red. El suelo de arenisca, impermeable, no se ha erosionado. El ensanchamiento del conducto se relaiza hacia arriba, en las calizas. Abajo, se aprecia la sección original en forma de laminador, justamente sobre el interestrato. Los bancos que se aprecia en segundo plano corresponden a un antiguo relleno del conducto, como el techo de bóveda en la parte superior de la foto. Estos rellenos de los que hay algunos restos en los bancos y paredes fueron evacuados por la reversión de la actividad de la corriente subterránea y hacen constar las varias fases del colmatado y descolmatado de las galerías.



LAS GALERÍAS VADOSAS DE EL FRAILE

Las cuatro entradas superiores de la red se encuentran en el flanco occidental del Picón del Fraile, por encima de las cabañas de Bustalveinte. Son, probablemente, sumideros antiguos relacionados con la presencia del glaciar que se extendía hasta el fondo del valle de la Posadia. Se abren en el mismo estrato de caliza y en contacto con una capa impermeable de arenisca que las galerías siguen sobre más de 3 kilómetros. Adoptan un perfil bastante clásico en este tipo de karst que consiste en areniscas alternadas con margas calcáreas

y calizas. La sección en forma de laminador es de esta manera preponderante porque la erosión no ha podido excavar la caliza subyacente. De otro modo, se pueden reconocer algunas galerías bonitas con sección de ojo de cerradura (Figs. 3 y 4). La estructura sustancialmente monoclinall favorece la multiplicidad de drenajes paralelos, a veces muy cercanos. Actualmente, hemos explorado ocho principales además de difluencias locales. A esto se añade un buzamiento de 12° en promedio, enderezándose hasta 16° al suroeste del Fraile, y aquí tenemos todos los elementos para favorecer la excavación de conductos laberín-



FIGURA 4. La *galerie des Pénitents* (aguas arriba de la red) está formada en el contacto areniscaliza. Aquí, el nivel de arenisca, reconocible por la pátina negro que lo cubre, ha sido profundizado por el riachuelo, dejando en algunos lugares a pequeños puentes rocosos.

ticos. Estos se trenzan con los caprichos de las fracturas, particularmente las diaclasas norte-sur y N45° (*galerie de la Tangente Verte, de l'Ami Blanc* etc.). Esta morfología recuerda a las Cuevas de las Bernias que constituyen otra parte de la red y se encuentran aproximadamente sobre el mismo estrato.

Con respecto a la exploración, estos conductos realmente no ofrecen obstáculos, aparte de la baja altura que puede prolongarse durante varios cientos de metros. Otra característica es la ausencia de pozos. A lo sumo, es posible encontrar aquí y allá unos resaltes correspondientes a fracturas menores apenas visibles.

El drenaje más largo (*galerie du Lézard* – Cueva de los Calígrafos) es cubierto en poco más de 2 km (490 m de altitud). Pero el único que permite la conexión con la parte media de la red fluvial es el Río Viscoso. Se une a la zona freática a medio camino entre los dos extremos de la red. La presencia de un drenaje fósil más antiguo y excavado en condiciones que se resisten a aclararse, parece haber favorecido este desarrollo.

En esta parte de la red, la influencia glacial es claramente visible. Rellenos gruesos acumulados sobre todo en las salas de la *Sardine à Grosse Tête* y en la de *Empreintes* parecen ser varvas glaciares apiladas sobre varios metros de altura (Fig. 5).

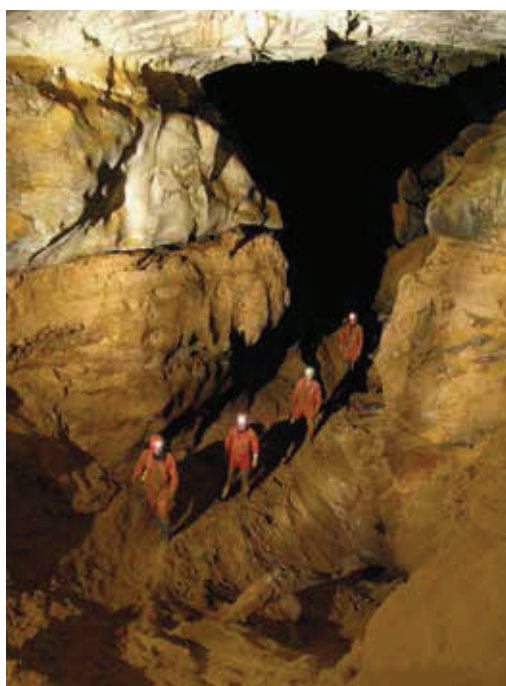


Figura 5. La *galerie de la Tangente Verte* es un antiguo conducto freático suspendido a más de 930 m de altitud. Su dirección sensiblemente perpendicular al buzamiento ha permitido recoger aguas que fluyen sobre el nivel subyacente de arenisca. Rellenos glaciares (varvas) obstruyen en lugares casi todo el conducto. Aquí, en la entrada de la *salle de la Sardine*, están revueltos por los activos que fluyen justo debajo.

LAS GALERÍAS FREÁTICAS INTERMEDIARIAS

Progresando hacia el este en el Río Viscoso, hay un cambio gradual en la morfología. El conducto gana en altura y se convierte más en un cañón. Hacia -730 m de la entrada de los Calígrafos, el suelo de arenisca omnipresente desde la entrada desaparece bajo la piedra caliza y a partir de aquí los conductos

FIGURA 6. La llegada a la *galerie des de Quadras* es a través de un pozo de veinte metros. Encontramos rastros de crecidas aproximadamente a la altura del espeleólogo, que refleja el agua que ha subido más de veinticinco metros por encima del nivel del río que fluye un poco más abajo.



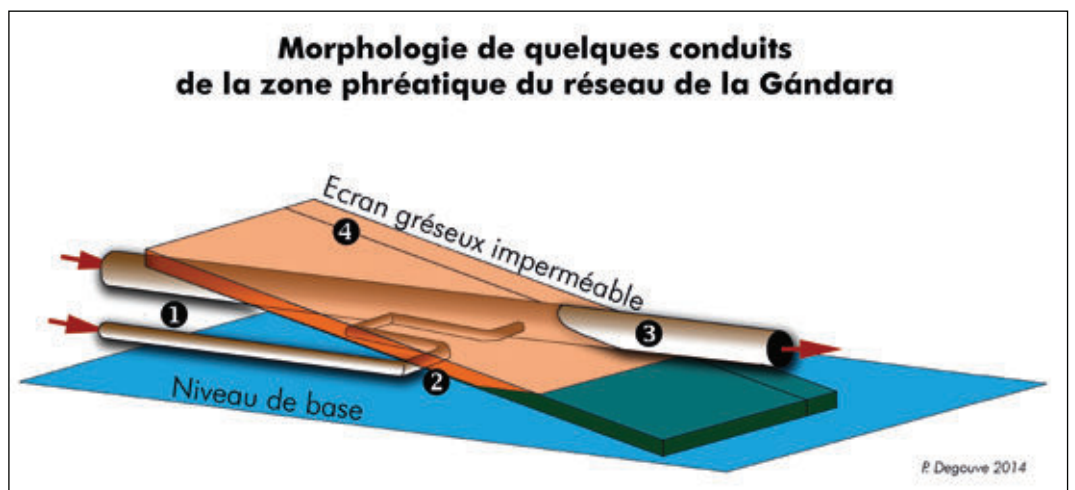
FIGURA 7. Morfología de los conductos en la zona freática de la red del Gándara. En el área epifreática pasado o presente, la mayoría de los conductos se establecen en el nivel de base, guiados principalmente por la fracturación. Frente a una capa arenosa superior y en la ausencia de suficiente fracturación, el conducto (1) se halla atrapado. El drenaje se realiza entonces a través del buzamiento a otra fractura, que a veces lo guía completamente en contra del buzamiento (2). Sólo los conductos (3) que se desarrollan a lo largo de fracturas mayores (4) pasan sin dificultad estos obstáculos como es el caso de los grandes conductos que se centran alrededor de la *Fracture Méandrisée* y las otras fracturas que la enmarcan.

están completamente libres de buzamiento. La pendiente disminuye y se acerca de manera significativa al nivel piezométrico de la red. Respecto al nivel activo, las huellas de las inundaciones son visibles, con la presencia de barro y de espuma en las paredes. Relacionadas principalmente con las enormes tolvas que impiden el flujo de agua en el nivel de la surgencia, pueden provocar oleadas de agua de más de veinte metros de altura (Fig. 6).

Es en este sector donde se observa mejor el escalonamiento de las galerías e importantes desagües fósiles van apareciendo. Pronto se aumentan, favorecidos en parte por un espesor considerable de los estratos de caliza y la casi desaparición de algunos niveles de areniscas. A título indicativo, el estrato de caliza en la entrada de Los Calígrafos no supera los 10 metros de espesor. Tres kilómetros al este, tiene una potencia de más de 30 m (bivouac 3).

También es a partir de aquí que empieza a hacerse la conexión vertical entre los niveles impermeables. Las chimeneas y pozos que traen aguas sustanciales drenan los estratos superiores (*Cascade du Zanbrun*, el gran pozo aguas abajo de la *Grande Evasion*, etc), mientras que en los puntos bajos de la red, zonas sifonantes parecen en parte alimentadas por arroyos que fluyen en los estratos más bajos (aguas arriba de Quadras).

Sin embargo, a nivel local, podemos ver que el franqueamiento de algunos niveles de areniscas no ha estado exento de dificultades para inducir cambios muy marcados en la dirección, donde el papel de la fracturación se hace dominante (galerías superiores en los pozos de El Viscoso, *galerie du Coccyx*, *galerie es Troglos*...) (Figs. 7 y 8). Esta dificultad para franquear los estratos menos permeables también está detrás de los múltiples conductos en sectores tales como la *galerie de la Proue*, la



de 5.2 o incluso el comienzo de *Anesthésistes* donde el río parece haber tenido grandes dificultades para encontrar su camino.

A pesar de esta complejidad, la topografía muestra claramente unas galerías escalonadas sobre un poco más de cien metros de altura. Corresponde a la caída en el nivel piezométrico, en sí probablemente relacionado con el nivel de base del fondo del valle. En el estado actual de nuestros conocimientos, tres fases de excavación parecen distinguirse en este complejo de túneles. La primera (580 m) es el nivel actual del colector (aguas abajo de *galerie des Quadras*, Rio en Calma, aguas abajo del rio Viscoso). La segunda, 30 metros más alta (610-630 m), es la *galería Cruzille*, la de Pilon (aguas abajo de la Sala Angel), y la *galerie des Tentacules* que debían salir por debajo de la entrada actual. El tercero, está perfectamente ilustrada por las galerías de *Anesthésistes* y *des Alizés* (700-730 m). Se trata de conductos mayores marcados por eboulis y tolvas a menudo de gran tamaño. Con la excepción de la *galerie de la Myotte* al norte, todos ellos se interrumpen aguas arriba debajo de las laderas de Ojon, como en otra parte las redes suspendidas del Fraile al otro lado del valle glacial (Cueva del Jabato). Por cierto, los últimos descubrimientos al norte de la red han revelado otros niveles de galerías a alturas aún más elevadas (890 a 900 m).

En esta parte de la red, la fracturación se convierte en dominante, con un eje oeste-este muy marcado, perfectamente ilustrado por el asombroso *Fracture Méandrisée* que se halla en la parte inferior de Torca la Sima (Fig. 9).



FIGURA 8. La *galerie du Coccyx* se desarrolló horizontalmente sobre un estrato de arenisca, claramente visible en el techo. El riachuelo que fluía en el nivel de base fue bloqueado por esta capa. El ensanchamiento de las diaclasas laterales refleja la dificultad para el río de encontrar su camino.

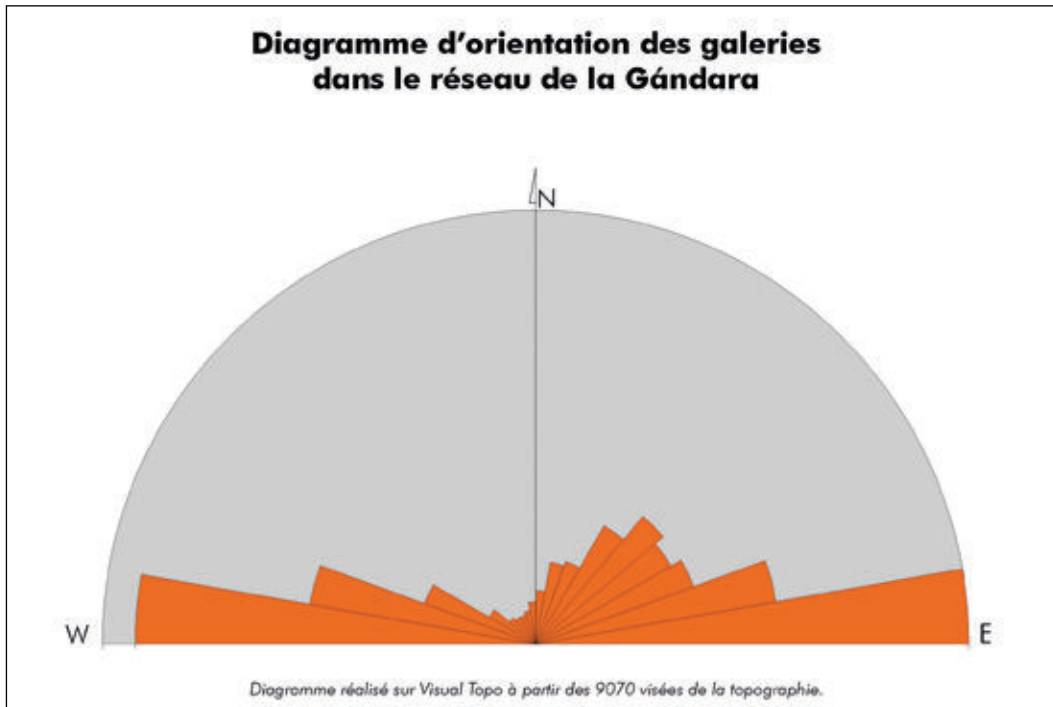


FIGURA 9. Diagrama con la orientación de las galerías.



FIGURA 10. La Peña Becerral y las diferentes entradas a la red.

FIGURA 11. La galería des Alizés dentro de la zona de entrada a la red.



AL NIVEL DE LA SURGENCIA, LA INFLUENCIA DE LOS LENTES CALCÁREOS

La salida de la red se encuentra en un apiamiento de lentes de arrecifes de los cuales el más emblemático es la Peña Becerral (Fig. 10). Las formas características de estas formaciones (capping beds) son claramente visibles en la superficie alrededor de la peña, sino también bajo tierra, sobre todo en el colector de aguas arriba al oeste, cerca de la *Salle Ronde*.

La masa calcárea aquí tiene una potencia de casi 300 m. Por tanto, la morfología de los conductos subterráneos es mucho más cercana a la que se halla en las principales redes del valle del Asón (Fresca, Coventosa o Cayuela) (Fig. 11). Hay grandes cañones con recorridos sinuosos y laberínticos, y siempre con los niveles de desarrollo escalonados. Las areniscas han desaparecido totalmente y el nivel actual de base corresponde al umbral de la barrera hermética formada por la margas de Soba sobre las que fluye el curso aéreo del Río Gándara.

El nivel activo, en parte sifonado, se une con la fuente perenne a través de la Cueva del Río Chico que sirve de trop-plein durante las crecidas.

LAS MEDICIONES DE LA RED

La competencia no está totalmente ausente en la exploración subterránea; los espeleólogos a menudo tienden a clasificar las cavidades según los únicos criterios de desarrollo y desnivel. Pero hay muchos otros para comprender mejor la importancia de un sistema kárstico al abandonar simplemente la idea de un ranking. Las cifras dadas a título indicativo deben ceder rápidamente su sitio a los que conciernen el sistema como un todo.

DESARROLLO Y EXTENSIÓN

La extensión es la distancia en línea recta entre los dos puntos más alejados de la red. En cuanto al Gándara, es de 6 km entre la entrada de la cueva de los Calígrafos y el extremo de aguas abajo del colector de Río Chico. En comparación con el desarrollo (108.6 km) se obtiene un ratio de 18,1 kilómetros de galería por kilómetro de extensión. Este indicador, muy global, bien merece ser refinado por un enfoque tridimensional que tiene en cuenta el volumen realmente ocupado por la red subterránea.

Sin embargo, esta cifra permite algunas comparaciones. Está bastante cerca a las obtenidas en las redes como Ojo Guareña (6,3 km por 110 km de desarrollo da 17,5 km) o el Alto de Tejuelo (5,2 km y 118 km, son 22,7 km) pero muy diferente de la Cueva del Valle, que muestra una extensión de más de 7 km con «sólo» 61 km de desarrollo (o un ratio del 8,7 km) o del sistema de Mortillano que, por el contrario, tiene una extensión limitada de menos de 4 km con más de 130 km de desarrollo (o 32,5 km).

No obstante, en la red del Gándara, la distribución del desarrollo no es uniforme. Así, en la parte de aguas arriba, por debajo de la Fraile, el ratio es de casi 35 km y compensa la baja densidad de galerías en la parte media por debajo de Ojon. Esta impresionante cifra es similar a la de las Cuevas de las Bernias situadas en el mismo entorno geológico. Además, no se tiene en cuenta las diferentes cavidades que no se han conectado a la red, pero que son parte de un mismo sistema.

Dada la supuesta cuenca de alimentación, estas cifras también permiten tener una idea del enorme potencial de galerías que quedan por descubrir.

DESNIVEL Y DIMENSIÓN VERTICAL DE LA RED

A pesar de un desnivel de 814 m, la red del Gándara puede ser descrita como en suave pendiente. En efecto, desde la entrada superior (cueva de los Calígrafos), es posible llegar al punto más bajo de la red sin tener que bajar ningún pozo. De hecho, las galerías siguen tranquilamente el buzamiento hasta el nivel de base actual. Los principales pozos que se hallan en la red, se corresponden bien a las entradas más altas localizadas en su mayoría en la parte de aguas abajo (p165 de Torca la Sima) bien al descenso del drenaje en un estrato inferior como es el caso del *Gran Puits* (p100)

o los pozos de Zanbrun (de aprox. 70 m). Potencialmente, el desnivel de la red podría aumentar y alcanzar 1000 m, teniendo en cuenta la altitud de algunas cavidades en el lapiaz en el alto de El Fraile o Pico la Miel. En la práctica, esto parece mucho menos evidente...

ESPACIOS GRANDES SUBTERRÁNEOS

La red del Gándara contiene algunos volúmenes hermosos, pero, en general, y dado el contexto geológico, aquí el gigantismo no es la característica principal. La sala de los Cíclopes en la Cueva del Río Chico es de lejos la más grande (120 m x 70 m) y su formación en el lente arrecifal es probablemente debida a un hundimiento de la bóveda. Por lo tanto, se parece más al patrón clásico que encontramos en algunas cavidades del valle del Asón (Sala Guillaume de Cayuela, Salón del Haya en Canto Encaramao...). La formación de la Sala Angel (80 m x 70 m), sin embargo, está muy relacionada con la estratigrafía y con la confluencia de acuíferos superpuestos, puestos en contacto mediante la fracturación (Fig. 12). La sala de Toucan (50 m x 90 m) corresponde a un ensanchamiento del cañón de las Quadras en la confluencia de varios conductos superpuestos.

FIGURA 12. Esta foto de la Sala Angel hecha por Josu Granja muestra bien como el riachuelo subterráneo acaba de cruzar una capa de arenisca de varios metros de grosor. Aquí es la fracturación que la ha originado.



HIDROLOGÍA: UNA CUENCA POTENCIALMENTE GIGANTESCA

La surgencia del Gándara es sin duda la más importante de la región. Con un caudal de estiaje de más de 600 litros por segundo, es obvio que su cuenca no puede ser limitada a las partes conocidas del sistema, a saber, las que drenan el Picón del Fraile y su periferia inmediata (Brena, Picos Albos, etc ...). El estudio de la circulación observada dentro de la red y la relativa a la geología de los macizos circundantes puede expandir dramáticamente los límites de la cuenca.

LA HIDROGRAFÍA SUBTERRÁNEA DE LA RED DEL GÁNDARA

En la parte baja de la red, es posible, a través de la Cueva del Río Chico, seguir el colector desde la surgencia hasta las galerías inferiores de la Cueva del Gándara. En este largo tramo de aproximadamente un kilómetro, hay una serie de pequeños afluentes, de los que el

más importante parece corresponder a la corriente de la Cueva de los Santos, que drena el flanco noreste de la Peña Becerral y parte del valle de Helguera.

Sin embargo, justo aguas arriba de la unión de drenaje de las dos cavidades, se llega a la confluencia de dos ríos distintos. El primero (Río Oeste) parece drenar gran parte de la red actualmente conocida (Río Viscoso y Río en Calma) (**Fig. 13**).

El segundo (Río del Sur), es de lejos el más importante (véase la tabla siguiente). Se extiende hacia el sur y aguas arriba es desconocido y potencialmente importante. Explorado sobre varios cientos de metros, termina actualmente en una zona inundada en curso de exploración (30 m de profundidad).

FIGURA 13. El Río en Calma reaparece a través de un sifón que perfora una capa de arenisca de unos 2 metros de espesor.

	Caudal el 25/07/2014 (estiaje)	Temperatura en °Celsius
Río Oeste	60 l/s	7,1°
Río del Sur	560 l/s	9,7°



Más arriba, en las partes conocidas del sistema y a pesar de ser zonas con frecuencia inundadas, es posible reconstruir la mayor parte de los corrientes (véase la figura 1). El Río en Calma es el drenaje principal. Aguas abajo probablemente forma el río de Quadras alimentado por las corrientes de *Troglos*, el *Petit Baigneur*, los afluentes del *Muguet* y *Baudrier* y el activo de *Pépéjoël*. El río Calma también recibe como afluente al riachuelo de la Sala Ángel. Este último, que fluye sobre un estrato superior perfora la capa de piedra arenisca en la sala (en cascada) antes de unirse al río después de un recorrido de casi un kilómetro contra el buzamiento (El Contra Río).

Por último, corriente abajo, el río confluye con el Río Viscoso que viene de las circulaciones por debajo de la Picón del Fraile.

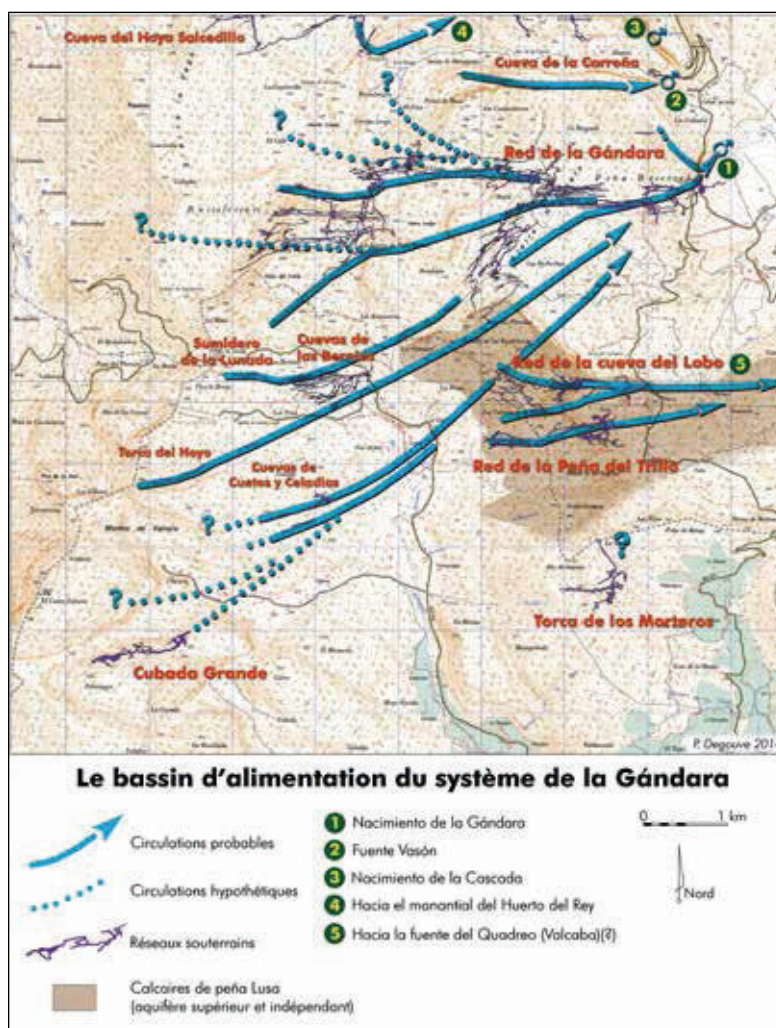
Estas están bastante bien identificadas, pero solamente se refiere a una de las capas de arenisca de El Fraile que cuenta con muchas otras. Así, ¿qué pasa con aquellas situadas en los niveles superiores (Cueva del Jabato, Réquiem) o inferiores (sumideros de la Lunada, cuevas de Las Bernías, las cavidades del Alto Miera, etc.)?

UN CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO PARTICULAR

Anteriormente, vimos que la red podría drenar, en su parte media, acuíferos superpuestos que eran estrictamente independientes en su origen, es decir, hacia el oeste o hacia el sur, debido a las capas de arenisca o margas impermeables. Su importancia disminuye significativamente hacia el nor-oeste de la zona a favor de más facies carbonatadas. Localmente algunas fracturas mayores también pueden tener este papel, sobre todo las orientadas N60 en la parte occidental de la red (Fraile). Este es el caso por ejemplo del pozo de Nanas, a la entrada de la cueva de Bustalveinte, donde un pozo de unos cincuenta metros perfora la capa de arenisca. Pero ¿cómo se puede estimar la magnitud de esta permeabilidad entre los acuíferos?

RELACIONES CON LOS ESTRATOS INFERIORES

La coloración realizada por el grupo Edelweiss en el sumidero de la Lunada (Ruiz García y Rioseras Gómez 2010) nos da una primera referencia formal con respecto a las capas inmediatamente inferiores (**Fig. 14**). Por lo tanto, dada la delgadez de las capas de are-



nisca, parece lo suficientemente creíble como para abarcar igualmente acuíferos que recogen los sumideros localizados debajo de la estación de esquí de Lunada, los de Pico La Miel (torca del Hoyo) y el sector de las cavidades Cuetos-Celadías, y los que afloran en la parte inferior de Bustalveinte. Guy Simonnot contempla una relación más al sur con la red de Cubada Grande. Esta hipótesis sobre los acuíferos más profundos en la serie estratigráfica está en parte justificada por la ausencia de otras surgencias conocidas sobre todo en el sur, en el valle del Río Trueba. Pero en este caso, se debe reconocer que las aguas pueden remontar la serie de areniscas calcáreas, lo que parece poco probable en la parte de aguas arriba del sistema en la que las capas impermeables son bastante gruesas y eso a pesar de fallas significativas (falla Bernacho N70 y fallas N 120). Si esta hipótesis se verifica (por coloración), será muy probablemente debido a un mayor papel de la fracturación en las zonas inundables potencialmente profundas, y cerca de la surgencia y los lentos arrecifes. Esto podría explicar en parte la diferencia de temperatura (2º) constatada en el ramal sur de la red de colectores.

FIGURA 14. La cuenca de captación del sistema del Gándara.

3 El Sistema del Mortillano

AGRUPACIÓN ESPELEOLÓGICA RAMALIEGA

RESUMEN

En el 2008 nació el sistema del Mortillano, tras conseguir el A.E.R. unir los dos grandes sistemas que se conocían en el macizo, alcanzando el conjunto los 103 km de desarrollo. Tras continuar las exploraciones y unir nuevas cavidades al sistema se alcanzaban en 2009 los 114 km y se convertía en el mayor sistema de cavidades de la península. Actualmente se llevan explorados 132 km de desarrollo con un desnivel máximo de 950 m.

El artículo hace un resumen rápido de la evolución de las exploraciones dentro del sistema del Mortillano, desde los inicios de las exploraciones en los años 60 hasta la actualidad. También se enumeran las principales características del sistema, con sus 20 bocas, 7 ríos y 6 grandes pozos. Se describen los principales ríos del sistema y las galerías activas y fósiles asociadas a ellos.

Finalmente se da una visión de los principales niveles que se localizan en las diversas redes que se localizan en el macizo.

ABSTRACT

The Mortillano System was formed in 2008, when A.E.R. succeeded in connecting the two main systems in the massif, together totalling 103km length. As the exploration continued and new caves were connected to the system, in 2009 it reached a length of 114km and became the longest cave system in the Iberian Peninsula.

This paper quickly summaries the history of explorations in the Mortillano System, from their beginnings in the 1960s to the present time. It also lists the main characteristics of the system, with its 20 entrances, 7 rivers and 6 deep shafts. The main rivers in the system and the active and fossil passages associated with them are also described.

Finally, an overview is given of the main levels of development in the different series of passages in the massif.

INTRODUCCIÓN

El 1 de mayo de 2008 nació el sistema del Mortillano, cuando los espeleólogos de la A.E.R. consiguen unir los dos grandes conjuntos de cavidades que se desarrollaban en el macizo (fig. 1).

Las exploraciones continuaron en varios frentes y se consiguieron unir dos cavidades más al sistema, incluyendo la sima del Acebo (fig. 2) que aportaba casi 5 km de galerías y aumentaba la profundidad hasta los -950 m desde la boca más alta del Acebo (1.250 m.s.n.m.) El sistema alcanzaba en 2009 los 114 km de desarrollo y se convertía en el más grande de la península. En 2010 las exploraciones en varios sectores añadían 1 km más de desarrollo y se conocían ya 115 km de galerías.

En los últimos años con descubrimientos principalmente en la Zona de Rubicera, el sistema supera los 130 km de galerías (fig. 3).



FIGURA 1. Mapa del macizo de Mortillano.

FIGURA 2. La boca de la sima del Acebo.



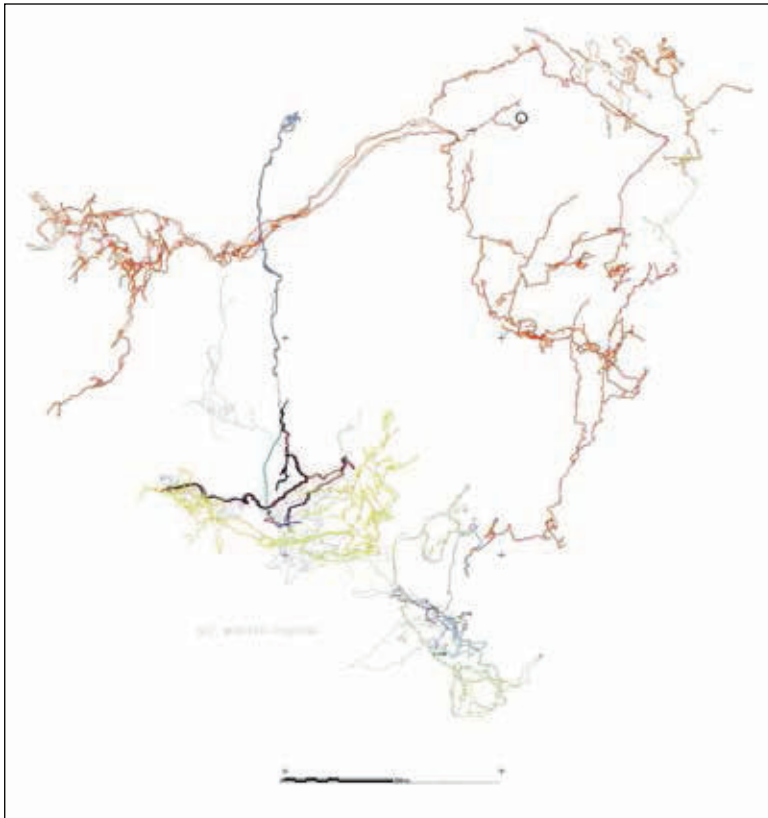


FIGURA 3. Topografía del sistema del Mortillano.

LAS CIFRAS DE ESTE SISTEMA SON:

132.050 m de desarrollo
950 m de profundidad

FIGURA 4. El primer pozo de la torca del Mortero.

20 bocas de entrada al sistema:

- Sima de Garma Ciega
- Sumidero de Cellagua
- Sima del Sombrero
- Sima del Mazo Chico
- Mortero de Cellagua I
- Mortero de Cellagua II
- Torca del Mortero del Crucero I
- Sima de la Calaca
- Torca del Crucero del Polaco
- Sima del Bloque
- Torca del Mortero de Astrana
- Sumidero del Río Leolorna MG9
- Sumidero del Río Cuvieja M.4
- Sima de Cuesta Cuivo M.5
- Fisura de Lapiaz M.14
- Rubicera
- Mortero Ramona MR-1
- Sima de La Llana de Tejes C18
- Sima de la Maza R-28
- Sima del Acebo

6 Pozos que superan los 180 m:

- Pozo del Mortero de Astrana (180 m)
- Pozo Nieves Herrero (240 m)
- Pozo Blanco (200 m)
- Pozo Pedrito (260 m)

Pozo Señor de los Anillos (266 m)
Pozo Negro (340 m)

7 ríos principales que canalizan más de 20 afluentes:

- Río de Garma Ciega
- Río de Mazo Chico
- Río del Sapo Mudo
- Río del Mortero
- Río de la Teta
- Río del Este en Rubicera
- Río de espeleogénesis en Rubicera

HISTORIA DE LAS EXPLORACIONES

La descripción de las diversas zonas la podemos hacer atendiendo a su exploración, donde se distinguen claramente dos etapas:

- Años 60 a 80, cuando los franceses principalmente descubren y exploran las importantes cavidades de Mortero de Astrana (fig. 4) y algunas de sus relacionadas como Cuivo. También paralelamente exploran el sumidero de Cellagua y más tarde la sima de Garma Ciega, en la que alcanzan un sifón cerca de la cota -830 desde Garma Ciega.
- Años 90 hasta la actualidad, cuando nuevos grupos retoman las exploraciones en





FIGURA 5. La boca de la cueva de Rubicera.

el macizo. Se trata de los espeleólogos de los clubes Sección de Espeleología Ingenieros Industriales (S.E.I.I.), Spéléo-Club de Paris (S.C.P.), y la Agrupación Espeleológica Ramaliega (A.E.R.).

Los primeros reexploran en el Mortero de Astrana y descubren nuevas galerías y un río, en busca del cual desobstruyen la cavidad de Rubicera (**fig. 5**), lo que les conduce a un complejo sistema de galerías en diversos niveles. Tras unirla al Mortero, con los años esta red alcanzará los 50 km de galerías y varias bocas.

En Cellagua, el S.C.P. descubre nuevas redes fósiles y más tarde la Sima de Mazo Chico. Siguiendo su río alcanzan el sistema en otro punto y disponen ya de 20 km de galerías.

En paralelo, el A.E.R. trabaja en varias partes del macizo, explorando nuevas galerías en el fondo de Garma, unen la sima del Bloque, del Sombrero, Cruceros, Morteros de Cellagua y, sobre todo, encuentran tras varias escaladas, una extensa red de galerías por encima de Titanes (**fig. 6**).

En el momento de la unión mencionada en 2008 superaban ampliamente los 50 km. Posteriormente, como se ha indicado, se unen nuevas cavidades como el Acebo.

En los últimos años el A.E.R., entre otras zonas, ha trabajado en una nueva red de galerías descubiertas en Rubicera, con varios ríos que confluyen en uno, circulando primero hacia sur y luego hacia el oeste dejando varios niveles fósiles escalonados y con más de 16 km de galerías.

FIGURA 6. Un incidente en uno de los campamentos de Fuente Fría.



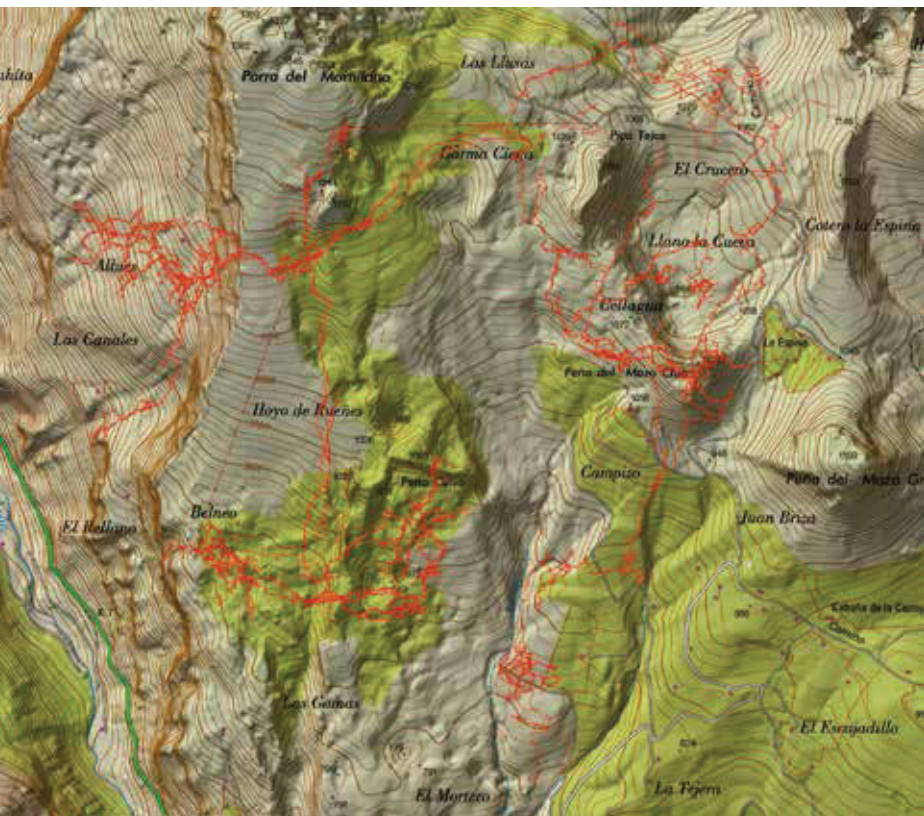


FIGURA 7. Mapa del macizo con el sistema kárstico del Mortillano.

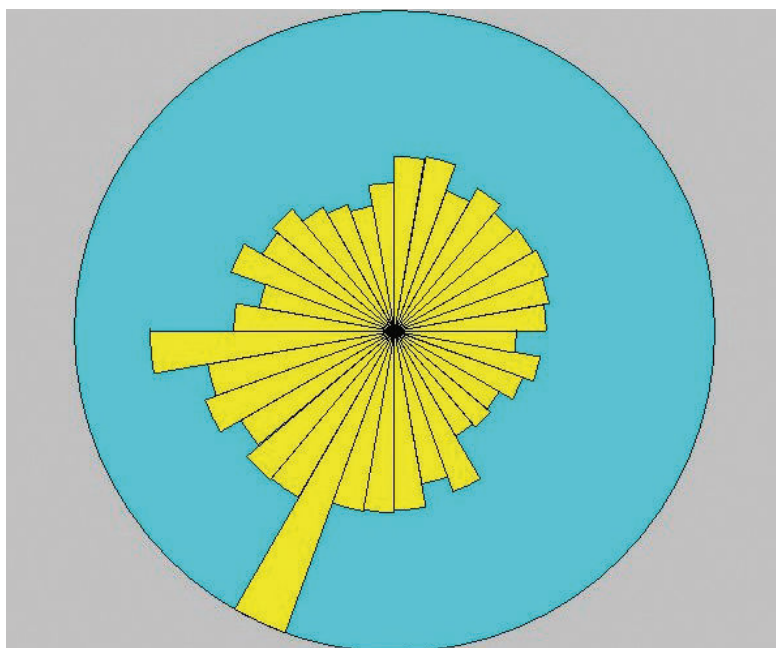
DESCRIPCIÓN DEL SISTEMA

Las características principales que definen el macizo del Mortillano, y como consecuencia las cavidades que hay en su interior, podemos resumirlas en lo siguiente:

Se trata de un macizo de unas 1400 ha. de superficie, con un claro límite al oeste, formado por la cuenca del río Asón en su fase inicial.

Los límites sur los podemos definir en las

FIGURA 8. Las orientaciones de las galerías en el sistema del Mortillano.



margas de Soba que cubren el valle de la Gándara.

Al este los límites son más complejos y llegarían hasta la depresión de Cellaquia y los hoyos Salzoso y Masallo.

El norte quedaría cerrado por Peña Rocías.

A la altura del hoyo Masallo y de este a oeste cruza un anticlinal que condiciona la inclinación de los estratos de todo el macizo hacia el sur con un buzamiento de unos 12°.

Otro de los condicionantes habituales en cualquier sistema son las diversas fallas, que han influido en los cambios de rumbo de las redes.

Un tercer factor muy propio de este macizo, es el intercalado de numerosos estratos areniscos en todos los niveles y con muy diferentes grosores, desde unos pocos centímetros hasta los 2 m de grosor. Su influencia en el desarrollo de las redes ha sido muy importante sobre todo a la hora de fijar los cursos activos en niveles altos del macizo (fig. 7).

La cota más alta del macizo es el Monte del Mortillano con 1.450 m.s.n.m y la cota de la única surgencia conocida del sistema es de 300 m.s.n.m., lo que nos daría una expectativa máxima de profundidad de unos 1.100 m.

Tras las coloraciones efectuadas por el AER en 2010 y las anteriores realizadas en Gorma, se ha confirmado que la surgencia de las aguas de todos los ríos conocidos actualmente en el sistema es la misma, "Las Fuentes" en el valle del Asón, un poco más arriba de las últimas casa del pueblo, en la cota 300 m.s.n.m.

Así pues, con todos estos condicionantes, los ejes principales sobre los que se han desarrollado las galerías del sistema son sur y oeste como se puede ver en el gráfico (fig. 8).

LAS GALERÍAS ACTIVAS

Desde el punto de vista hidrológico y estructural, en estos momentos se conocen siete ríos principales que vertebran buena parte de las galerías conocidas (fig. 9).

El río que desaparece en el sifón de Gorma Ciega y resurge en Las Fuentes, cuyo origen se ha explorado hasta la sima del Bloque. Por la que circula sumando varios afluentes para llegar a la base de Cellaquia, donde recibe el agua de esta sima y circula suavemente por un largo y alto cañón en la cota 700 m.s.n.m.

Llega a la base de los pozos de Gorma (fig. 10), cuyo río absorbe y desciende fuertemente bajo las galerías fósiles de Titanes, para resurgir en la cota 400 m.s.n.m y continuar su descenso por las galerías activas hacia el sifón en la cota 300 m.s.n.m.

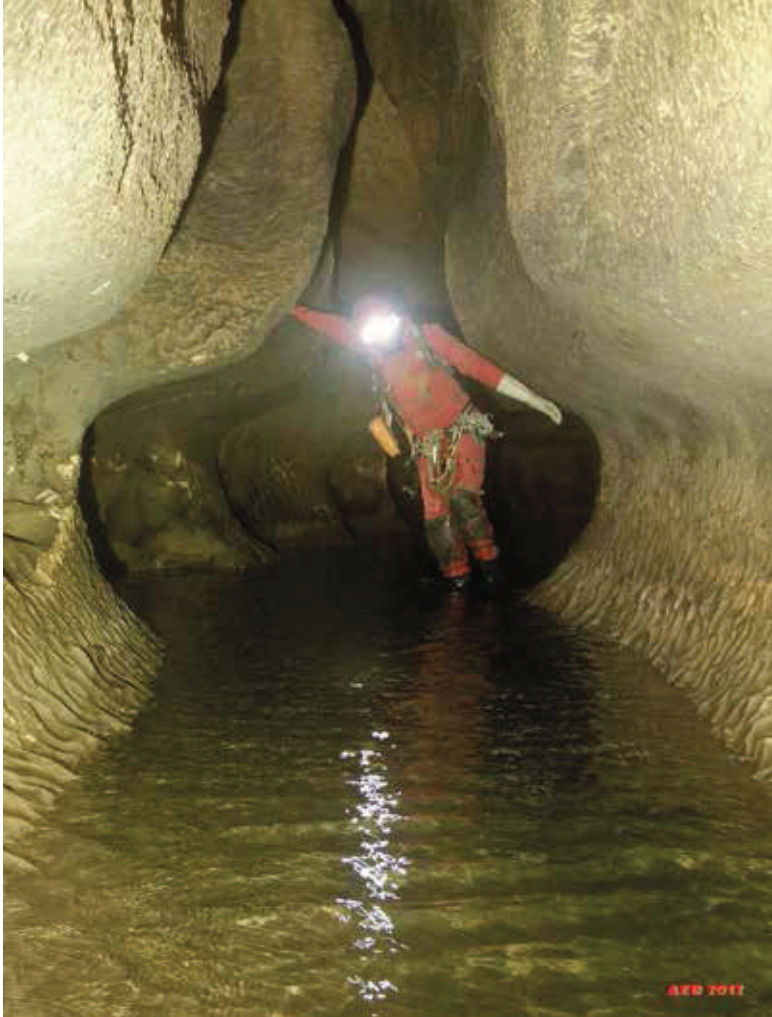


FIGURA 11. El río Mortero.

FIGURA 12. Sección del sistema del Mortillano.

pozo de 110 m; ambos se pierden en un sífon en el fondo de estas salas, para resurgir también en Las Fuentes, como han demostrado las coloraciones realizadas por el A.E.R. en 2010.

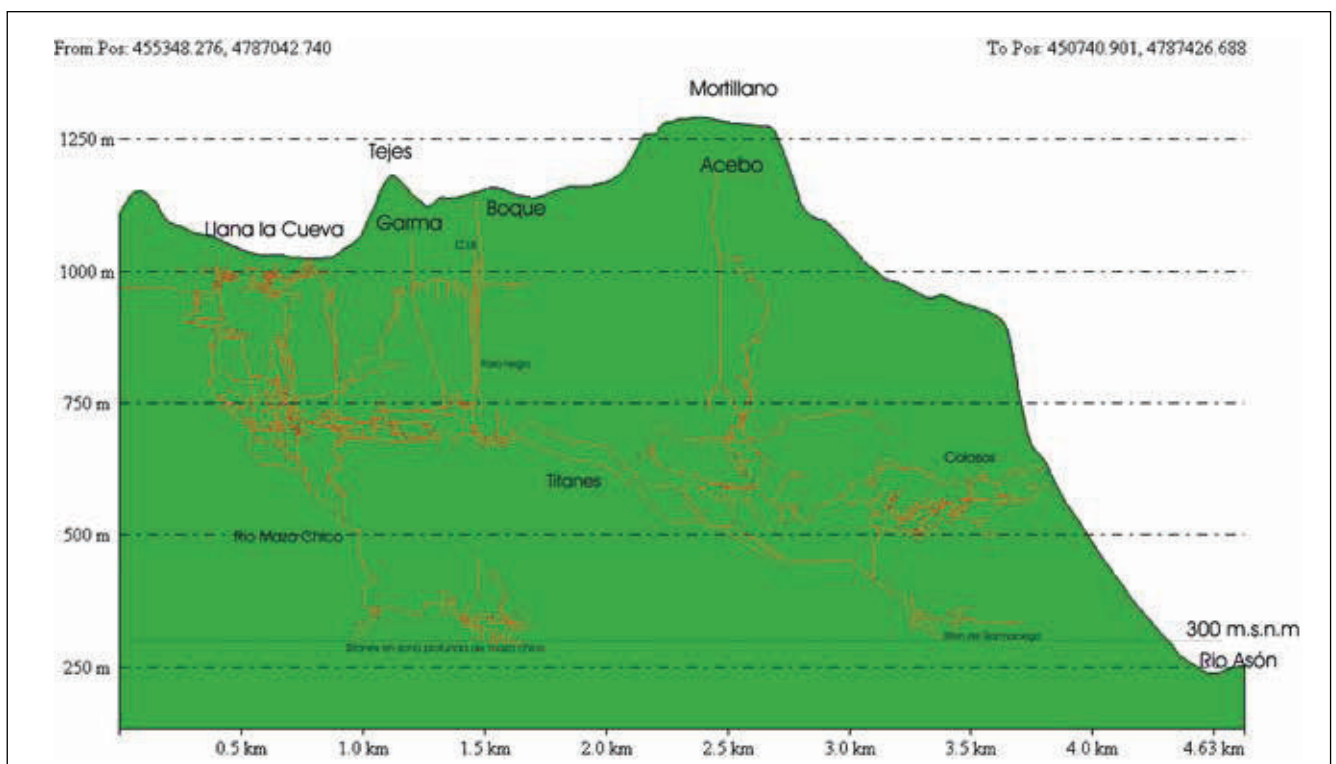
Desde estas salas, ascendiendo un meandro fósil se puede alcanzar una ventana sobre un pozo de 80 m (Cañetero), que recibe el mencionado río del Sapo Mudo.

En Rubicera, la compleja red de galerías fósiles, en general de gran tamaño y complejidad, escalonadas en varios niveles, recibe dos ríos, uno de ellos de procedencia indefinida y destino igualmente desconocido, desaparece en una gran sala entre bloques areniscos.

El otro río procedente de las galerías de la Teta recibe como afluentes al río del Belneo y, desde más lejos en la lejana cota 1.250 m.s.n.m., las aguas de la Sima del Acebo, tras descender casi 3 km de galerías de bonita factura, siguiendo los estratos areniscos que intercalan las calizas desde la cumbre del Mortillano.

Luego continúa su descenso sobre las areniscas para lanzarse por un gran pozo de 80 m y más tarde se une al río del Mortero por el pozo de 110 m, ya mencionado.

El último río descubierto en los últimos años, recoge aguas de diversos aportes de la zona norte del Cuivo, que van confluyendo y resbalando sobre uno de los estratos areniscos en dirección sur, hasta caer por una cascada de 25 m a una gran sala cubierta de derrubios para caer de nuevo por un pozo de 40 m y posteriormente por otro de 30 m, "pozo de la galleta", y alcanzar un nivel estable horizontal donde se sifona y recibe un importante aporte, el río Kalasnikof.



Se vuelve a localizar bajando desde galerías fósiles que discurren sobre él, en su nuevo rumbo oeste, que lo acerca a la trayectoria estimada que llevan los ríos del Mortero en su ruta hacia la surgencia y con los que suponemos se une en algún punto de su recorrido.

LAS GALERÍAS FÓSILES

En esta descripción basada en los cursos activos hemos dejado de lado importantes niveles fósiles en varios puntos del sistema (**fig. 12**).

El más importante es el conjunto de galerías de Colosos (**fig. 13**), que se alcanzan desde la cota 600 m.s.n.m. en Titanes y que se localizan unos 100 m más altos, formados por grandes galerías y con una gran sala de más de 180 m de largo por 100 m de ancho.

Es un entramado complejo a varios niveles y que en algunos puntos se encuentra muy cercano al exterior. Destaca un largo pasamanos sobre un cañón que se desfonda sobre el río de Garma más de 90 m por debajo.

Otras redes fósiles del sistema son las simas del Morterón de Cellagua, que en varias vías, alcanzan el río de Garma pocos metros río arriba de Cellagua (**fig. 14**).

También la sima del Sombrero, situada en la vertical de Cellagua y unos 100 m por encima de ella, presenta dos vías de pozos fósiles que confluyen sobre unas galerías de gran tamaño que conducen al cañón de Cellagua.

El conjunto de galerías de Calaca - Cruceiros forma otra potente red colgada sobre el activo; con grandes salas y galerías, tienen dos cursos de agua, uno de los cuales como se ha mencionado termina en la sima de Mazo Chico.

La sima del Bloque presenta a -200 m una red de galerías desfondadas en cuyo extremo sureste un pozo activo las corta y forma una red de meandros alternados en calizas y margas que conducen los ríos hasta un cañón que, como se dijo, termina llegando a la zona inundada, más arriba de la base de pozos de Cellagua.

En Rubicera también abundan las redes fósiles escalonadas en varios niveles y con un enrejado complejo y diverso.

Los principales niveles que se aprecian en el sistema son:

Cota 950: Galerías de Calaca, Bloque.

Cota 700: Cañón de Cellagua, Borgoñeses, Rubicera.

Cota 600: Galerías fósiles de Rubicera, Colosos en Garma.

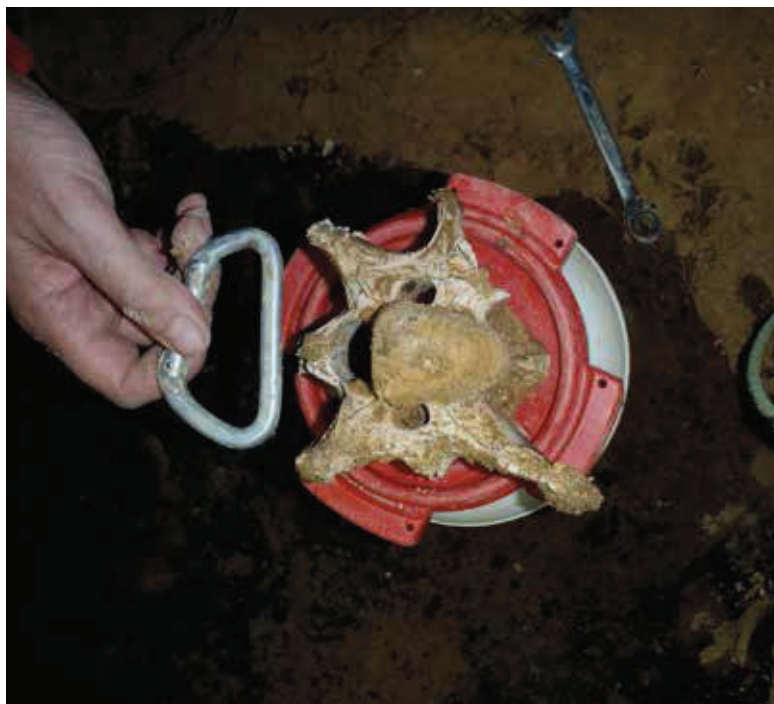
Cota 450: Galerías finales en Garma, Mazo Chico, Rubicera new.

Cota 300: Niveles activos en varios puntos del sistema.



FIGURA 13. Mirabilita en la galería de los Colosos (Garma Ciega).

FIGURA 14. Vertebra de uro en el sumidero de Cellagua.



Bustablado: una gran red espeleológica en construcción

GUY SIMMONOT

RESUMEN

Refiriéndose al concepto de sistema morfológico, algunos geógrafos franceses llaman "geosistema karst" a un conjunto, que incluye las redes sucesivas de drenaje de los sistemas kársticos, que ahora forma parte de un conjunto hidrológicamente no funcional. Por tanto, el geosistema reagrupa las redes espeleológicas sin conexión en la investigación actual, pero que han podido tener una historia común organizadas en torno a uno o más sistemas kársticos hidrogeológicos.

Si se suman las exploraciones de 2014 el total acumulado en el "geosistema de Bustablado" alcanza los 160 km (sólo las redes kilométricos) y seguirá aumentándose considerablemente.

El geosistema integra dos sistemas kársticos mayores (Molino, Cubiobramante) y otro más modesto (Idesa).

Los paleosistemas aún no se han definido con precisión.

RÉSUMÉ

Se référant au concept de système morphologique, certains géographes français dénomment «*géosystème karstique*» un ensemble, comprenant les réseaux de drainage successifs des systèmes karstiques, maintenant en grande partie non fonctionnel hydrologiquement. Le géosystème regroupera donc des réseaux spéléologiques non reliés entre eux en l'état actuel des recherches mais qui ont pu avoir une histoire commune en s'organisant autour d'un ou plusieurs systèmes hydrogéologiques karstiques.

Si on totalise les explorations en 2014 le cumul dans le géosystème de Bustablado atteint 160 km (réseaux kilométriques seulement) et ira en s'amplifiant considérablement. Le géosystème intègre deux systèmes karstiques actuels majeurs (Molino, Cubiobramante) et un plus modeste (Idesa). Les paléosystèmes, eux, restent à définir avec précision.



FIGURA 1. Mapa de la zona de estudio.

INTRODUCCIÓN

El karst entre los picos de Porracolina y el río Bustablado deleita a los espeleólogos que exploran estas grandes redes subterráneas. El reto principal es la carrera del desarrollo.

«A menudo se combinan conductos de todos los tamaños y todas las dimensiones, pozos y galerías confundidos. Todo está permitido: el desarrollo también significa que a veces se sacrifica el topógrafo a la longitud o el interés de una cavidad. Cuando el valor de desarrollo alcanza los 100 km, se puede hablar de grandes redes, pero resulta un poco decepcionante cuando se desea aislar los diferentes sub-sistemas hidrológicos (o diferentes sistemas integrados cuando las surgencias son

muchas, nota de autor). De hecho, sabemos que las grandes redes no se formaron en un día y que son el resultado de una larga historia karstológica y geomorfológica» (Jean-Yves Bigot, en Spelunca 2012).

Más allá de la competencia atlética con los efectos perversos que puede producir (el ajetreo de los medios, conxionitis aguda ...), parece especialmente de gran interés el estudio de las redes exploradas con el fin de encontrar la secuencia de los acontecimientos registrados en el karst (paleokarsts, conductos antiguos, circulaciones recientes).

Refiriéndose al concepto de sistema morfológico, algunos geógrafos franceses (incluidos Nicod, Ambert y P. Martin) llaman «geosistema karst» a un conjunto, que inclu-



FIGURA 2. La ladera oeste del valle del Miera con sus lentes calcáreas arrecifales (mud-mounds).



FIGURA 3.
Buzulucueva y Peña
Lavalle. Foto P.
Degouve.

ye las redes sucesivas de drenaje de los sistemas kársticos, que ahora forma parte de un conjunto hidrológicamente no funcional. Por tanto, el geosistema reagrupa las redes espeológicas sin conexión en la investigación actual, pero que han podido tener una historia común organizadas en torno a uno o más sistemas kársticos hidrogeológicos. Para identificar lo que puede llamarse geosistema Bustablado, previamente hace falta:

- hacer un balance de las redes espeológicas exploradas (tenga en cuenta que el término *systeme* en francés no coincide con la palabra sistema utilizado regularmente por los colegas españoles en el sentido de red).
- identificar las surgencias, que son elementos esenciales de karst.
- analizar los sistemas kársticos (sistemas hidrogeológicos) actuales.
- encontrar los paleo-sistemas, en la medida de lo posible.

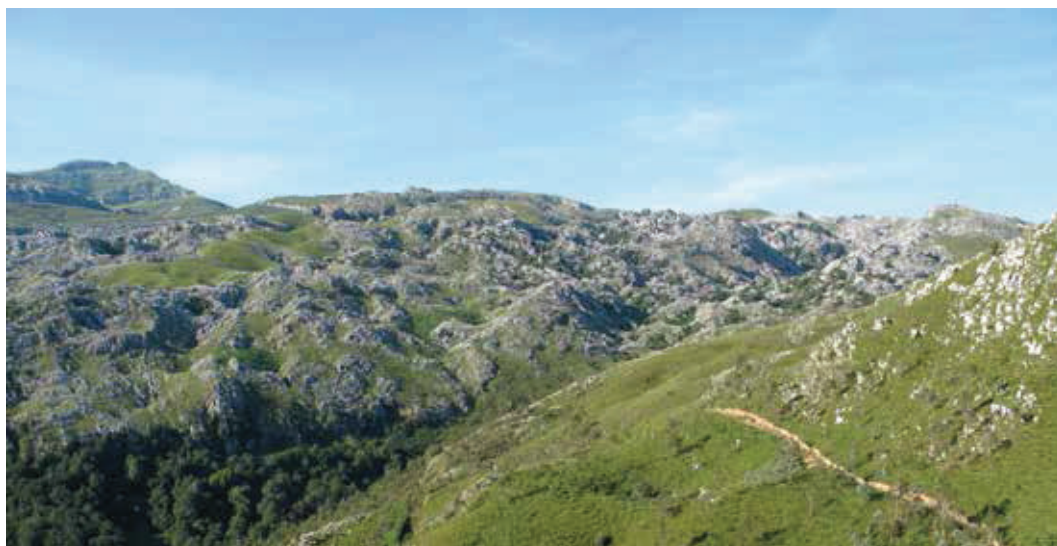
.LAS REDES ESPELEOLÓGICAS. VISITA RÁPIDA

Una red espeológica está generalmente constituida por un conjunto de conductos que se forman en etapas sucesivas de karstificación dentro de un macizo. Estos conductos se organizan con frecuencia en niveles superpuestos, cada uno correspondiente a un sistema kárstico antiguo cuyos límites han evolucionado en respuesta a los cambios en el nivel de base y la posición de la surgencia. Ejemplos: Red Cueto-Coventosa, Red Muela-Tejuelo.

RED MUELA-TEJUELO (118 KM)

La red cuenta con 10 entradas y sólo las cavidades útiles para el análisis posterior se citan.

FIGURA 4. Ladera norte: Garma de Vergas y la Canal del Haya. Al fondo a la izquierda: Porracolina. El bosque en la zona baja marca el paso de la falla de Esles. Foto L. Guillot.



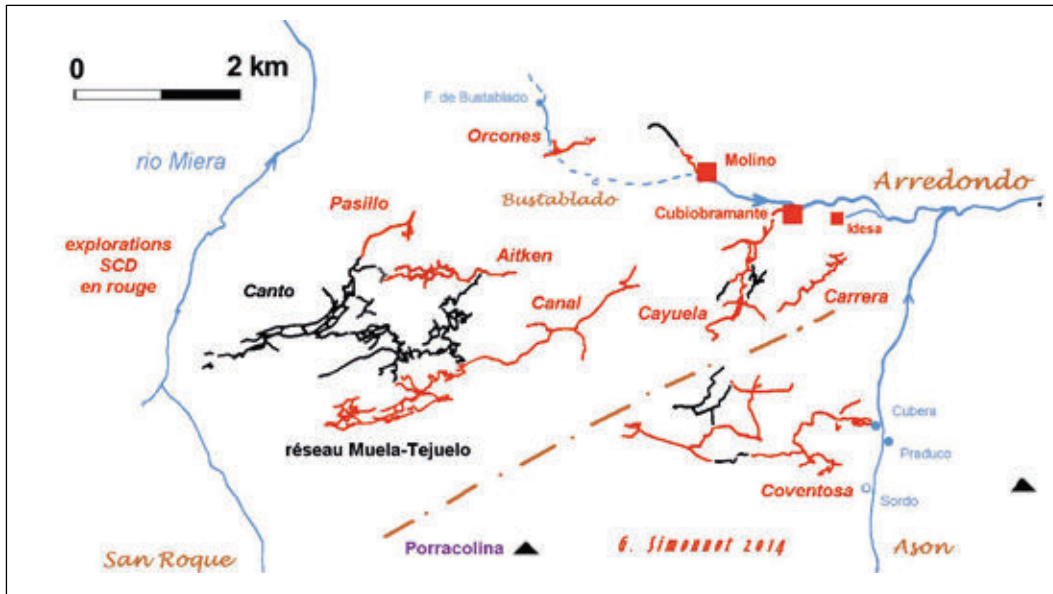


FIGURA 5. El norte de Porracolina: las redes espeleológicas principales.

Canto Encaramao (Red Muela-Tejuelo)

Una serie de pozos desemboca en un complejo de mega-galerías fósiles correspondientes a un nivel de karstificación alrededor de la cota de 480 m. Los conductos están orientados principalmente en el suroeste / noreste, en paralelo a las grandes fallas de la zona. Los primeros descubrimientos se deben a un grupo de espeleólogos de Cantabria (1992 a 1996). Las exploraciones se continúan a partir de los años 2000 por parte de los grupos Spekul y Secja quienes han encontrado un pequeño colector unos metros por debajo de las grandes galerías. Este es el nivel activo que el Spéléo-Club de Dijon encontrará en la torca del Pasillo.

Torca del Pasillo (Red Muela-Tejuelo)

Cavidad señalada por el Spéléo-Club de Dijon en 2009. Representa la prolongación aguas abajo y hacia el noreste del colector de Canto Encaramao. Parece cruzar la gran falla de Esles y, dada la situación geográfica y la altitud, el drenaje debe escaparse de Cubiobramante. En algún momento, los pozos de acceso (-240) han cruzado los niveles antiguos de desarrollo.

Torca de la Canal (Red Muela-Tejuelo)

Descubierta en 1995 y explorada por el Spéléo-Club de Dijon, esta cavidad contiene el colector local conocido más largo y más grande. El río (río Eulogio) fluye en el fondo de un hermoso cañón de casi dos kilómetros de largo. No se puede estar seguro, pero con una alta probabilidad, deberá alimentar el principal nivel activo que se encuentra en el Cañón Oeste de la Cueva Cayuela. En la parte de aguas arriba, los niveles de desarrollo en



450 a 460 m están particularmente bien representados.

Torca del Cotero (y cueva de los Moros) (Red Muela-Tejuelo)

La Cueva de los Moros fue descubierta en 1979 por el Spéléo-Club de Dijon y reconocida hasta -75 m. Pero son los espeleólogos de la Asociación Científico-Excursionista de Mataró quienes la exploran a partir de 1992 y más tarde se comunicó con la Torca del Cotero, descubierta en 1999. Encontramos en esta red, como en las vecinas La Canal y Canto Encaramao, un nivel activo y un «nivel 460», pero además en la Torca del Cotero, otro nivel más alto de karstificación: «Nivel 600».

FIGURA 6. Torca de la Canal. Galería de los Faust (persona sobre la cornisa a la derecha). Foto P. Degouve.

FIGURA 7. Orcones: el sifón de aguas abajo de Munke Gata (465 m, -30 m). Foto P. Degouve.



TORCA DE LAS PASADAS (1150 M; -589)

Descubierta en 1976, esta es la primera gran cavidad explorada en la parte occidental del macizo (Spéléo-Club de Dijon, 1978-1980). Al mismo tiempo, esta es la primera vez que podemos reconocer circulación en una profundidad destacada. Esto apoyará un poco más nuestras hipótesis del drenaje del sector Calseca hacia el este y la Cubiobramante.

Sumidero de Orcones (1800 m)

Al encontrar el acceso al sumidero de Orcones (Barrio de Bustablado) en 2010 el Spéléo-Club de Dijon fue especialmente afortunado al dar con las circulaciones principales. Aguas arriba el sumidero absorbe al agua del río Bustablado, que es perenne desde la Fuente de Bustablado al norte. A -30 m el arroyo entra en un primer gran conducto que viene del oeste y confluye con un segundo drenaje desde

el sur / suroeste. Los conductos son múltiples sifones intercaladas con zonas aéreas. La superficie libre del agua está a 215 m de altitud. Uno de estos drenajes podría estar aguas abajo del colector de Canto-Pasillo. Aguas abajo el sumidero de Orcones seguramente alimenta la cueva y fuente del Molino.

Fuente y cueva del Molino (2300 m)

Este es el eslabón más antiguo explorado del geosistema kárstico (Spéléo-Club de Dijon 1958). Las inmersiones finales (Matienzo Caving Expeditions, 2011-2012) lo prolongaron aguas arriba en un conducto profundo (985 m, -93 m) alimentado desde el sumidero de Orcones.

Cueva la Cueva (312 m)

Esta surgencia temporal, que opera en las inundaciones excepcionales, fue parcialmente reconocida por el Spéléo-Club de Dijon en 1970 y continuada en 1976. Su relación con Orcones y el sistema Molino queda por determinar.

Red Hormigas-Maxou Picchu-TB 41-Osezno (5700 m)

Descubierta por el Grupo de Espeleología Hauts de Seine (Francia) en 1993, la torca de las Hormigas tiene un nivel de grandes galerías caóticas alrededor de 455 a 470 m, niveles que se encuentran en la torca TB 41, explorada por el grupo de Talpa. Los pozos en ese nivel parecen conducir a un más reciente nivel de drenaje en el Canto Encaramao. Reconocida por el Spéléo-Club de Dijon en 2007, la torca Maxou Picchu es más original, ya que tiene como columna vertebral un increíble conducto formando montañas rusas sobre casi 1 kilómetro en un coto entre 520 m y 560 m.

FIGURA 8. Torca Aitken.



Torca Aitken (8800 m)

Explorada por el Spéléo-Club de Dijon desde 2008, también encierra las mega-galerías pero aquí muy claramente dividida en dos niveles: en los cotos de 460 m y 410 m. Por el momento no se ha encontrado ningún importante nivel activo inferior. Aguas abajo de la cavidad se extiende en un cañón muy bonito, pero mucho menor que las dimensiones de los sectores de aguas arriba.

Cueva Cayuela (15.000 m)

El Spéléo-Club de Dijon se interesó en esta cavidad conocida históricamente a partir de 1958, pero las principales exploraciones se hicieron por el mismo club entre 1964 y 1968. En los cotos 300 a 350 m, la red cuenta con un conjunto de galerías grandes a veces profundizadas en cañones inactivos. La cavidad contiene el colector cuyas aguas emergen en la fuente de Cubiobramante.

Cubiobramante

Esta surgencia es captada para el suministro de agua a Arredondo. Parcialmente explorada en los años sesenta por el Spéléo-Club de Dijon, fue objeto de la campaña de inmersiones por parte del mismo club en la década de los 80 y de nuevo treinta años después. Una galería con varios sifones remonta sobre más de 600 metros en la dirección del colector de la Cueva Cayuela.

Cueva de la Carrera

Descubrimiento sorpresa en el verano de 2013, esta cueva se está convirtiendo en la hermanita de la Cueva Cayuela. Las exploraciones del Spéléo-Club de Dijon han rápidamente alcanzado un desarrollo de más de 7 km. Un pequeño colector parece escapar del drenaje hacia Cayuela y Cubiobramante en beneficio de otra fuente: el manantial de Idesa. En esta cavidad destacan los niveles antiguos de karstificación particularmente bien conservados.

HIDROGRAFÍA EPIGEA DEL VALLE DE BUSTABLADO

El río Bustablado confluye con el río Asón justamente aguas abajo de la localidad de Arredondo. Gran parte de su agua proviene de dos fuentes de origen kárstico: Cubiobramante y la fuente del Molino (una tercera surgencia, el manantial Idesa contribuye más modestamente al caudal del río Bustablado). A un kilómetro aguas arriba de Arredondo, en la margen derecha del río Bustablado,



FIGURA 9. Torca Aitken: la galería del Pulpo de aguas abajo. Foto P. Degouve.



FIGURA 10. La cueva de la Carrera.

surgen las aguas de Cubiobramante. Remontando unos 1,3 km, se encuentra la Fuente del Molino, que desemboca en la margen izquierda. El Cubiobramante aporta el 40% de la corriente del río Bustablado y la fuente del Molino unos 60%; estos valores son estimaciones basadas en observaciones personales y requieren mediciones más precisas. Más allá de estos dos grandes surgencias, el



FIGURA 11. La cueva de la Carrera: el coto «460» con sus rellenos bien conservados en la galería del Volcán. Foto L. Guillot.

El término **sistema kárstico** fue introducido por Mangin (1974), que define el sistema kárstico como "todo el agua subterránea de tipo kárstico que se organiza para formar una unidad de drenaje." El sistema kárstico consiste en una cuenca hidrogeológica que alimenta un manantial kárstico.

Ejemplos: sistema del Gándara, sistema de Las Fuentes

En los grandes sistemas se pueden aislar unos subsistemas:

Sub-sistema Fraile, sub-sistema Miel para la fuente del Gándara

Sub-sistema Cellagua, sub-sistema Mazo Chico, para Las Fuentes

Un gran sistema kárstico, obviamente, puede ser el vínculo entre muchas redes no relacionadas espeleológicamente: sistema de Gándara.

SISTEMA	REDES ASOCIADAS
Gándara	Red del Gándara Sumidero de Lunada Cueva de las Bernías Cueva del Jabato, etc.

Por el contrario, una red grande puede integrar en su seno varios sistemas kársticos por el fenómeno de las capturas:

Red Félix Trombe-Henne Morte (115 km, -975 m, Pirineos, Francia) con sus dos surgencias: Goueli di Hier (sistema Pène Blanque) y Hount deras Hechos (sistema Henne Morte).

Red Muela-Tejuelo (Cantabria, España), con las fuentes de El Molino y de Cubiobramante.

río está seco la mayor parte del año hasta las casas de Orcones al norte de Bustablado. Es aquí donde se pierde una corriente perenne que sale de otra surgencia, la fuente de Bustablado 800 m aguas arriba.

LOS SISTEMAS KÁRSTICOS ACTUALES

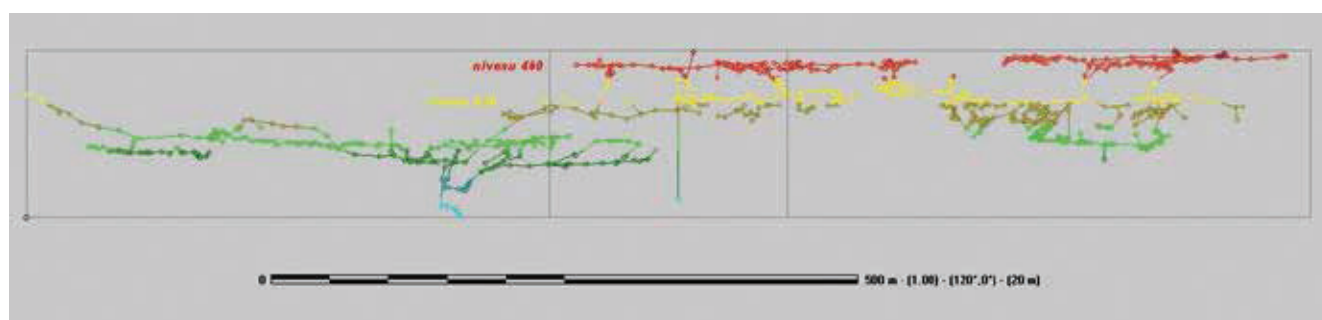
Las dos fuentes principales en el origen del río Bustablado son las salidas de dos sistemas kársticos actuales: el sistema Cubiobramante y el sistema del Molino.

Puede ser tentador ver en El Molino la surgencia del karst al norte y la margen izquierda del río Bustablado y luego Cubiobramante como la fuente de drenaje para el enorme macizo en la margen derecha al sur. Sin embargo, este esquema es demasiado simplista.

LA PROBLEMÁTICA LOCAL

Durante las primeras campañas de buceo de Spéléo-Club de Dijon en Cubiobramante y Cueva del Molino (inmersiones de Degouve, 1979-1980) nos dimos cuenta de que el caudal de la Fuente del Molino era por lo general un poco mayor que el Cubiobramante. El área de influencia que habíamos previsto anteriormente para Cubiobramante, todo el flanco norte del anticlinal Socueva, parecía muy grande para una surgencia relativamente modesta. La Fuente del Molino sufría el mal contrario: un caudal considerable para una pequeña cuenca (macizo de Linares), también muy limitada en el norte por el drenaje necesario hacia la fuente de Comellante (Matienzo). Así que en ese momento, tomó cuerpo la idea de un drenaje desde el oeste (Canal del Haya) pasando por debajo del valle de Bustablado.

FIGURA 12. Niveles de karstificación en la cueva de la Carrera.



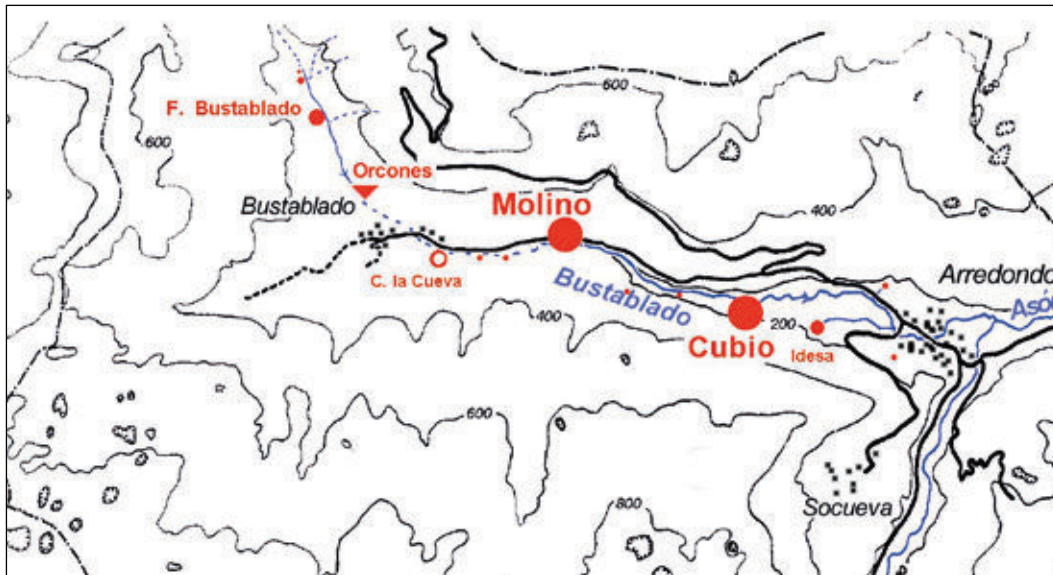


FIGURA 13. Surgencias y sumideros en el valle del río Bustablado.

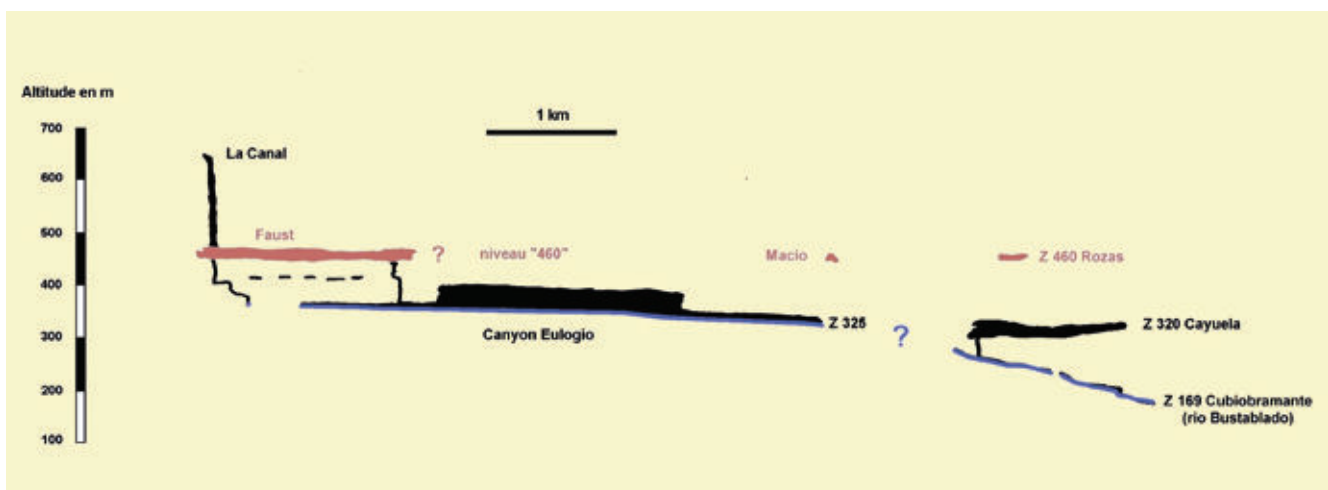
Muchos años después, en 1998, descubrimos el colector de torca del Canal (río Eulogio); corre sobre una larga distancia, pero todavía no encontramos ningún afluente perenne en la margen izquierda o del sector de la cueva de los Moros. El área de Canto Encaramao / Canal del Haya, por tanto, no parece afluente del sistema Cubiobramante actual. Nuestras hipótesis anteriores parecen en parte válidas. El modelo se perfeccionará con nuevas exploraciones espeleológicas: Canto Encaramao (Spekul-Secja), Aitken, Pasillo, Orcones (Spéléo-Club de Dijon), Molino (Matienzo Caving Expeditions).

EL SISTEMA KÁRSTICO DE CUBIOBRAMANTE

Cubiobramante proporciona la salida de las aguas de La Cayuela al río Bustablado. Es probable que el largo río Eulogio en la torca de la Canal sea el principal colector del sistema y

se corresponde al río aguas abajo del Cañón Oeste en La Cayuela. Aguas arriba el colector recoge las infiltraciones en los sectores de La Canal, Bernallan, Las Pasadas y La Muela. Actualmente el límite de aguas arriba no se conoce, pero podría estar cerca del río Miera. Los afluentes de La Canal también drenan los sectores de los Machucos y remontan hacia el norte de Bucebrón. Los manantiales en la Cueva Cayuela son alimentados desde Buzulucueva o también la canal de Calles. En la cuenca en relación con la surgencia, dominan los afloramientos calcáreos y no se conoce ninguna verdadera circulación epigea. Cubiobramante es un sistema kárstico autigénico o unitario. El sistema kárstico podrá componerse únicamente de formaciones carbonatadas karstificadas: es entonces un sistema autigénico (Jakucs, 1977) de acuerdo con la nomenclatura anglosajón, o unitario (Mangin, 1978), según la terminología del análisis de sistemas.

FIGURA 14. Alzado esquemático de La Canal-Cayuela.



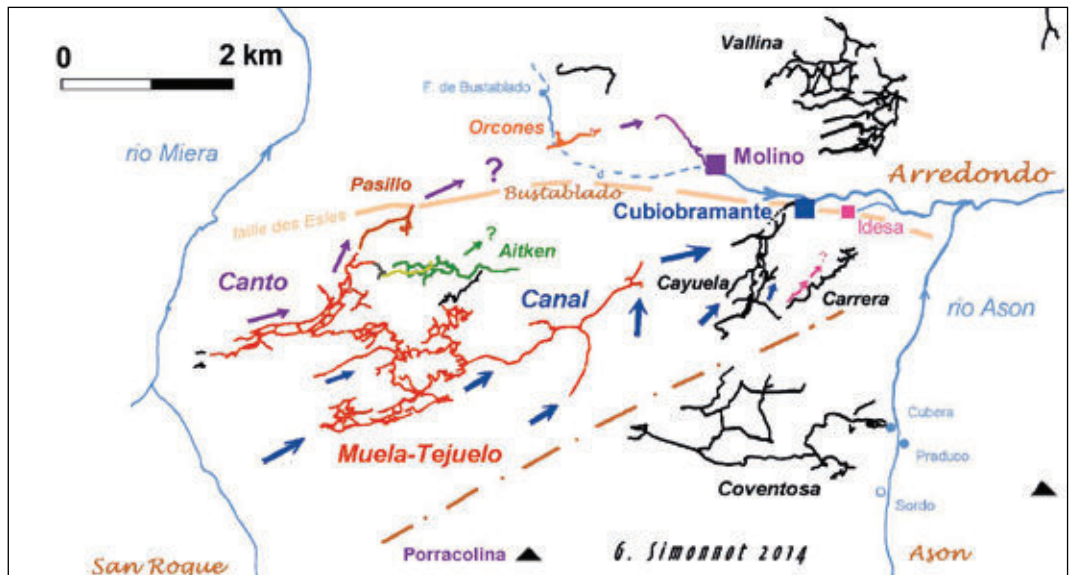


FIGURA 15. Los sistemas kársticos actuales: Molino y Cubiobramante.

EL SISTEMA KÁRSTICO DE EL MOLINO

En el supuesto de la hipótesis de que la fuente del Molino es la surgencia del sector Canto Encaramao - Canal del Haya, miremos a las piezas del rompecabezas

El colector que fluye en la parte inferior de la Torca del Canto Encaramao (cañón de Poseidón, la Ratonería) se extiende hacia al norte por el río de los Indignados en la Torca del Pasillo. Desafortunadamente, el paso de la falla de Esles marca el fin de las exploraciones y el punto más bajo de toda la red Muela-Tejuelo. La corriente subterránea probablemente se une a la Cueva del Molino, pasando quizás por el sumidero de Orcones.

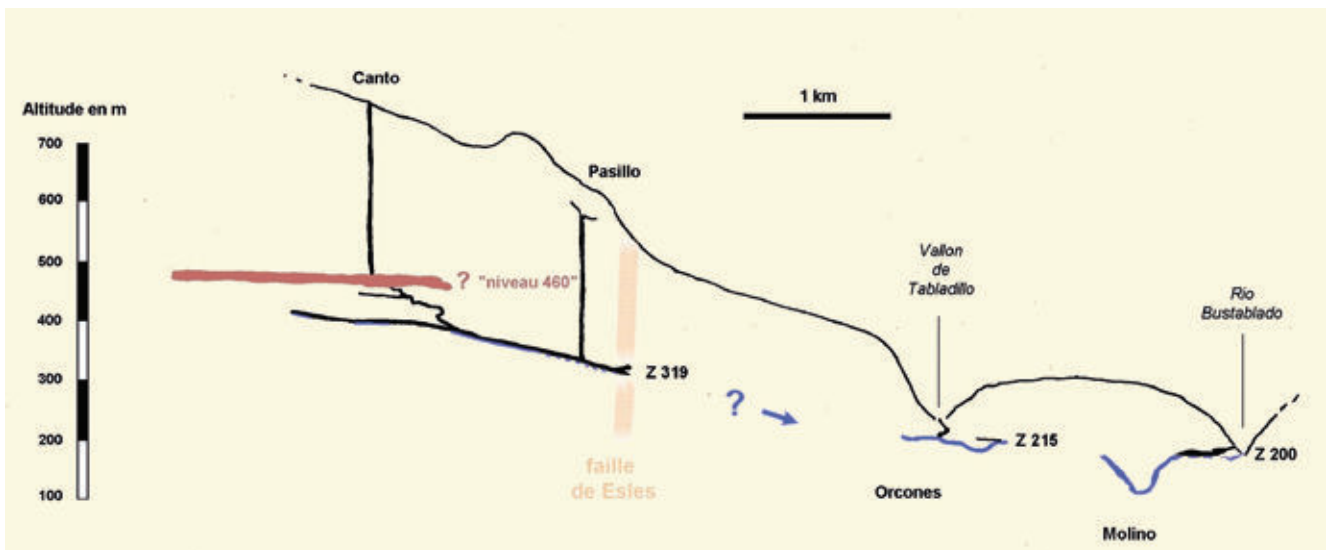
La hipótesis a veces considerada de una salida del agua en la cueva de Comellante no se puede descartar si nos atenemos a un criterio altimétrico. Sin embargo, el acuífero insertado en las calizas del Molino está a priori

atrapado bajo una gran capa de arenisca (arenisca de Llaneces). Arriba, en la piedra caliza de la Vallina, las cavidades Vallina, Reñada y Comellante probablemente pertenecen a un sistema hidrogeológico diferente. Obviamente esta hipótesis debe ser confirmada o refutada.

CONCLUSIONES

Por lo tanto, La Fuente del Molino aparece como la salida de un acuífero que se extiende a lo largo de la vasta zona kárstica de lapiaz de Canto Encaramao / Canal del Haya y en segundo lugar, a través de El Sumidero de Orcones como el receptáculo de los corrientes del río Bustablado aguas arriba que recoge, en el valle de Tabladillo las aportaciones hipogeas (fuente de Bustablado, fuentes de Tabladillo 1 y 2) y las aportaciones epigeas de las zonas de arenisca no karstificadas.

FIGURA 16. Alzado esquemático de Canto Encaramado-Molino.



El sistema de El Molino es un sistema kárstico alogénico o binario. Cuando el sistema kárstico también incluye formaciones no-kársticas, sujetas a la escorrentía superficial drenada por las pérdidas, se llama alogénico según la nomenclatura anglosajona o binaria en la terminología del análisis de sistemas.

La gran cuenca de alimentación explica el relativamente alto caudal de la Fuente del Molino.

Actualmente el desarrollo en el sistema de Molino se realiza en régimen freático en la parte de aguas abajo y vadoso aguas arriba. Para Cubiobramante (y su hipotética continuación aguas arriba de La Canal) todos los niveles activos actualmente pueden considerarse como en régimen vadoso con erosión regresiva. Observación: La gran red de Muela-Tejuelo integra los dos sistemas kársticos: Cubiobramante y Molino.



FIGURA 17. Cueva del Macío: una paleo-surgencia del nivel 460.

EL PEQUEÑO SISTEMA KÁRSTICO DE IDESA

Como se dijo anteriormente el manantial Ide-sa es una surgencia de menor importancia, pero que puede ser la salida de la corriente subterránea que fluye a través de la Cueva de la Carrera. Esta red, con el tiempo, se puede conectar a la cercana Cueva Cayuela ...

La fuente podría corresponder a un sistema de drenaje de la parte oriental de Buzulucueva.

LOS PALEO-SISTEMAS KÁRSTICOS

El macizo al norte de Porracolina consiste esencialmente en piedra caliza Urganiana

con un espesor de varios cientos de metros, y no tiene capas impermeables en altura. Las condiciones eran favorables para el establecimiento de un desarrollo en un régimen freático, guiados sólo por el nivel de base de los valles del Asón y Bustablado, y que conduce a la creación de redes subterráneas subhorizontales. Con el tiempo el descenso del nivel de base dio como resultado el hundimiento de los conductos kársticos y, a su vez, a unos niveles de galerías inactivos. Los niveles más marcados dentro del macizo probablemente corresponden a los tiempos de erosión más largos (¿y más intensos?).

A pesar de las exploraciones relativamente pletóricas todavía es muy difícil:

- Seguir un episodio en extensión geográfica suficiente.
- Conectar los episodios de excavación entre ellos (descenso).

Acabamos simplemente en el año 2013 de reconocer las antiguas salidas de

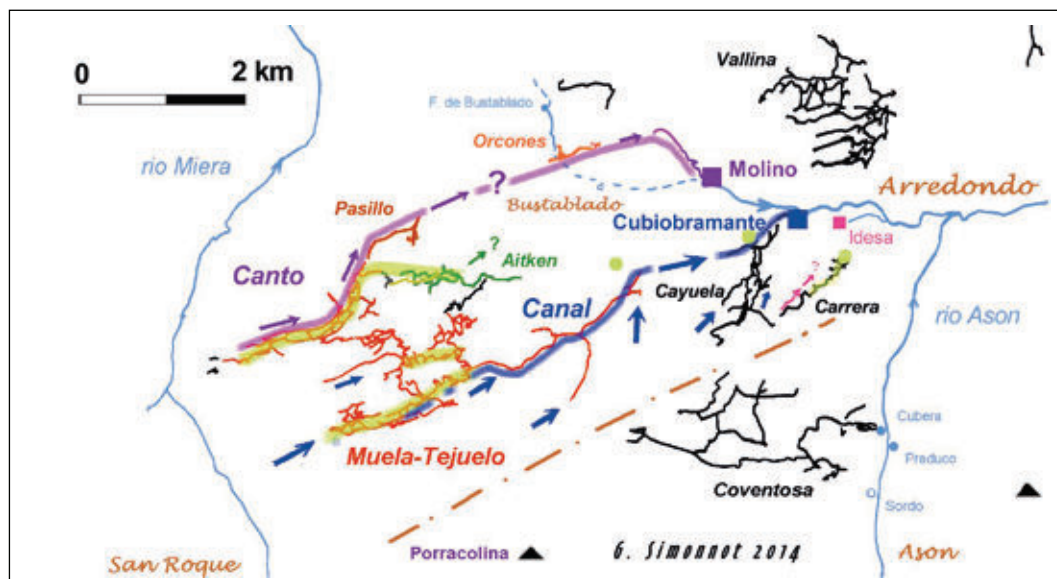


FIGURA 18. En verde, algunas porciones de los paleo-sistemas del nivel 460.

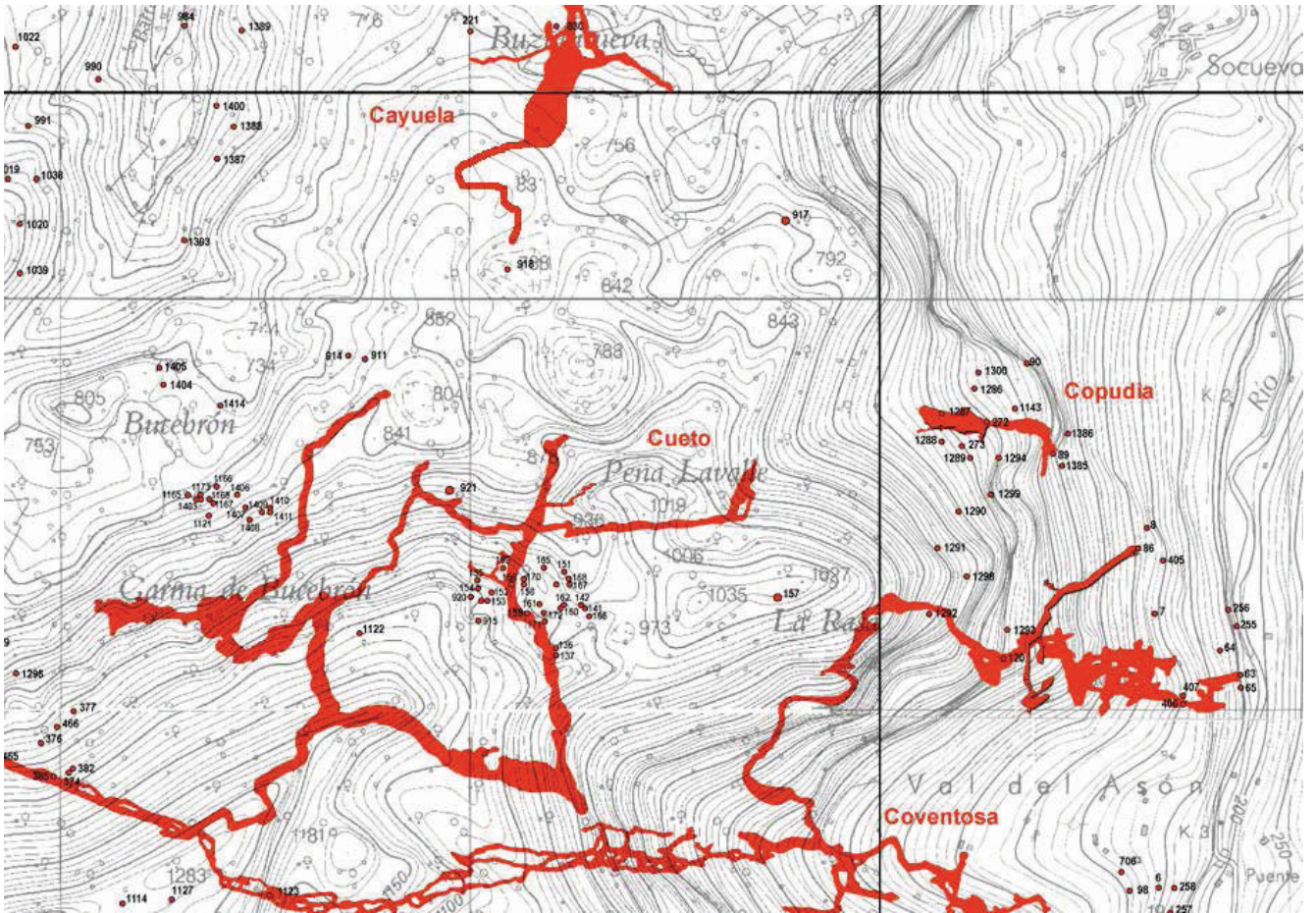


FIGURA 19. Mapa con las cavidades de Coventosa y Copudia.

nivel de 460 m en el sector de La Cayuela: la Cueva de la Carrera, y justo por encima del Cañón Oeste de La Cayuela, la Cueva de las Rozas. Otras salidas han existido en el oeste (por ejemplo, la Cueva del Macío). Dejaremos de lado los niveles de desarrollo más antiguos, fragmentarios y también insuficientes explorados: nivel "700" (Los Primos, Viejos Mendrugos, C.35...) nivel "600", mejor representado (Cotero, Yeguas, Apollo, Cueva PC), para centrarnos en lo que conocemos (un poco) mejor, los niveles de las mega-galerías de 460 y 420, y los cañones y conductos activos (o temporalmente activos).

EL CASO DE LA TORCA DE LA CANAL (SISTEMA CUBIOBRAMANTE)

(Ver también el croquis en la sección anterior " El sistema kárstico de Cubiobramante.") En la parte de aguas arriba los pozos de acceso recortan un nivel de grandes galerías sobre el coto de los 460 m. El nivel activo actual se encuentra en asociación directa un centenar de metros más abajo.

Entre las dos se encuentran unos conductos más pequeños, testigos del hundimiento de las corrientes. El nivel superior (460 m)

de repente se detiene y no tenemos conocimiento sobre su continuidad. La salida se localizó hacia la actual Cayuela (por ejemplo Cueva de las Rozas) o aguas arriba (¿Cueva del Macío?). Las salidas también se pueden ocultar (recordemos el caso de la Cueva del Gándara!).

Aguas abajo el colector ocupa primero el fondo de un hermoso cañón (cañón Eulogio) en casi 2 km. Este conducto y el tubo freático que lo prolonga parecen a priori la continuación altimétrica en el Cañón Oeste de la Cueva Cayuela.

CANTO, AITKEN Y EL SISTEMA DE EL MOLINO

(Ver también el croquis en la sección anterior " El sistema kárstico de El Molino.") Los grandes galerías fósiles de Canto, controladas por la fracturación noreste, parecen retransmitidas por los niveles correspondientes de Hormigas y Aitken, los que fueron guiados por una serie de fracturas de este a oeste. No hay certeza acerca de la surgencia fósil.

La red activa que estaba asociada directamente en el Canto parece separarse del fósil en el nivel de Hormigas y de Aitken.



FIGURA 20. La Copudia, paleo-surgencia del nivel 460, relacionada con la red Cueto-Coventosa.

Un paleo-sistema kárstico vinculado al nivel "460", y una surgencia fósil que queda por determinar, habría evolucionado gracias a un fenómeno de captura a favor de otra surgencia (Molino).

Actualmente el desarrollo en el sistema de Molino se hace en régimen freático en la parte de aguas abajo y vadoso aguas arriba. Para Cubiobramante (y su hipotético sector aguas arriba de La Canal), toda la parte activa actual puede considerarse como régimen de circulación vadoso con erosión regresiva. La causa puede ser una erosión más rápida en el fondo del valle de Bustablado que en el macizo kárstico.

EL GEOSISTEMA DE BUSTABLADO, SÍNTESIS GENERAL

Muchos sistemas kársticos probablemente están destinados a ser comunicados espeleológicamente un día u otro. Si se suman las exploraciones de 2014 el total acumulado alcanza los 160 km (sólo las redes kilométricos) y seguirá aumentándose considerablemente.

El geosistema integra dos sistemas kársticos mayores (Molino, Cubiobramante) y otro más modesto (Idesa). Los paleosistemas aún no se han definido con precisión.

Es necesario que las topografías distinguan diferentes niveles de karstificación

basados en las galerías hacia arriba (techo no colapsado) y que indica la dirección de los paleo flujos (a veces difícil) Se deben buscar las antiguas surgencias además de los posibles paleo-cursos asociados.

Ejemplo:

La cueva de la Copudia es un paleo-surgencia en el coto de 460 m; es probable que sea la salida de la Galería Este de la red de Cueto-Coventosa. Se intuye en el exterior que podría ser un paleoconducto.

Finalmente, y sobre todo, con los recursos financieros adecuados, ese necesario realizar

- Campañas de coloraciones.
- Dataciones absolutas de espeleotemas seleccionados.

¿SE PUEDE IMAGINAR UNA AMPLIACIÓN DEL GEOSISTEMA ACTUAL?

El sistema kárstico actual vinculado a la Cueva Coventosa (sistema Cubera) parece desconectado (abultamiento pseudo-anticlinal de la arenisca de Socueva) pero un relación ha podido existir en los niveles más altos de karstificación. Si eso se verifica, entonces hará falta revisar el modelo, considerando un geosistema más amplio (¿geosistema Porracolina?) recogiendo ya 200 km de redes y 4 sistemas kársticos.

¡Todavía podemos soñar!

6 Sistema Alto del Tejuelo

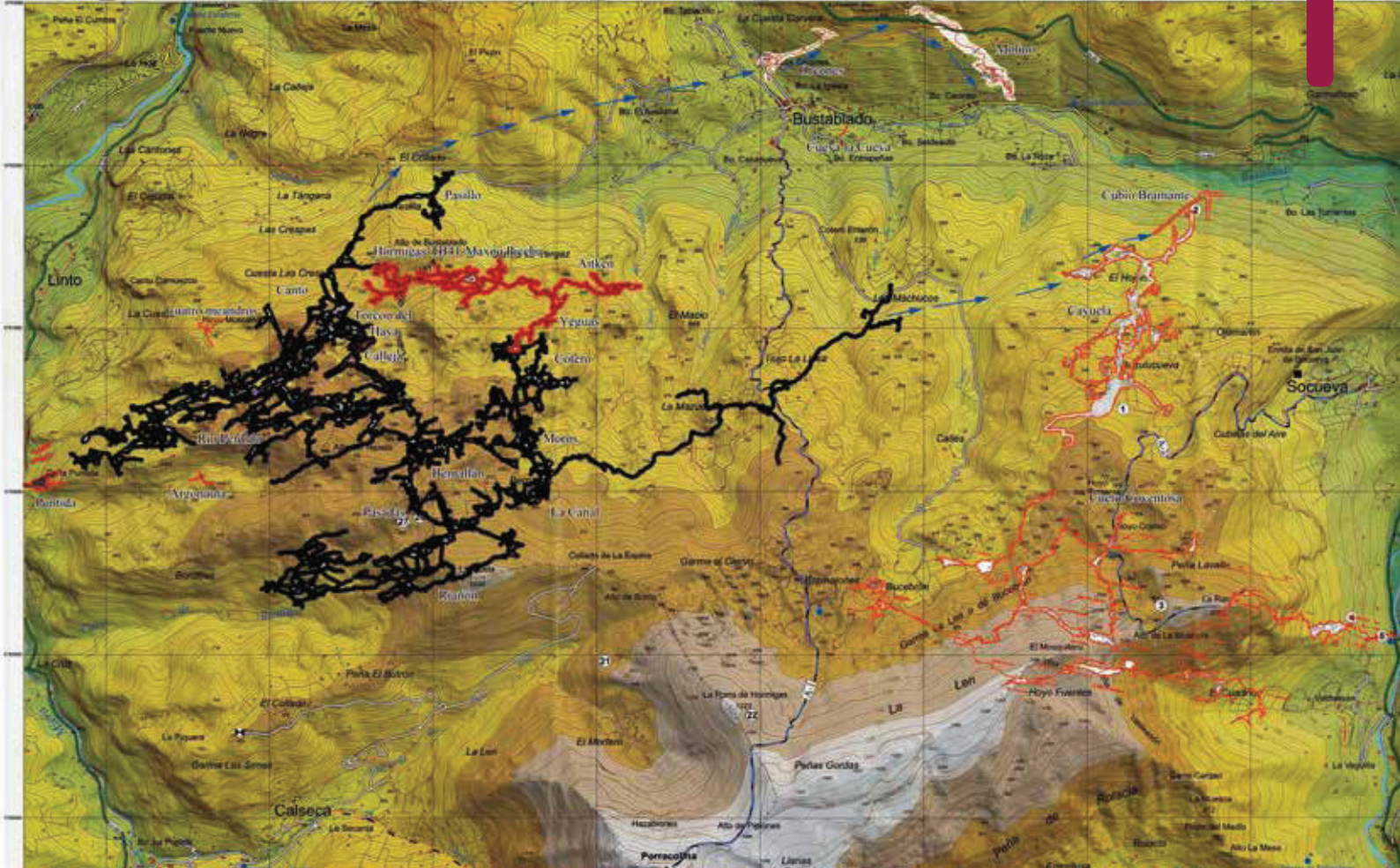
MERCEDES SOSA BRAVO, DAVID GARCÍA GONZÁLEZ, JAVIER GONZÁLEZ-GALLEGO,
MIGUEL ÁNGEL GONZÁLEZ-GALLEGO
(*Colectivo Alto del Tejuelo*)

RESUMEN

El Sistema Alto del Tejuelo, en la actualidad segunda cavidad de mayor desarrollo en España, ha evolucionado progresivamente gracias a la intervención de numerosos clubes que pusieron su “pequeño grano de arena” en la consecución de este fin. El presente artículo pretende mostrar de una forma muy somera las principales características del sistema así como una breve historia del mismo incluyendo una descripción detallada de su karstogénesis.

ABSTRACT

The Alto del Tejuelo System, currently the second longest cave in Spain, has been explored gradually thanks to the work of the numerous clubs who have “done their bit” in achieving this goal. This paper aims to briefly explain the main characteristics of the system as well as give a short history of the exploration. It includes a detailed description of the speleogenesis.



INTRODUCCIÓN

El nombre del "Sistema Alto del Tejuelo" surge tras efectuarse la conexión entre la Torca de Bernallán y el Canto Encaramado. Pensamos que era el más idóneo al ser el accidente geográfico más relevante de la zona y que, con toda probabilidad, englobaría el futuro gran sistema que se vislumbraba.

Dicho nombre no fue elegido al azar; realmente fue objeto de un minucioso análisis y previas consultas efectuadas tanto a los titulares del área de exploración, según la Federación Cántabra, como a los correspondientes de las zonas colindantes, ACE de Mataró.

Las características generales del complejo reflejan la creciente labor realizada por todos sus participantes y quedan definidas en los siguientes párrafos:

El sistema está constituido por 10 cavidades individuales, conectadas progresivamente tras varios años de sucesivas incursiones hasta la formación del actual enrejado de galerías y pozos, con un desarrollo superior a los 118 km a día de hoy, junio de 2014. En su interior se distinguen 2 colectores que encauzan las aguas a ambos lados del río Bustablado. Existen 6 pozos entre 100 m y 150 m, y uno de 275 m, en el Torcón del Haya.

Destacan también, por sus dimensiones, las salas existentes y, entre ellas, por su magnanimidad, el Salón del Haya, en la Torca del

Canto Encaramado con 300 m de largo, 100 m de ancho y 100 m de alto, en algunos puntos.

Sus límites geomorfológicos son: Al Oeste el río Miera, al Norte el río Bustablado, al Este el río Asón y al Sur el macizo de Porracolina.

En el área han trabajado desde 1965 distintos clubes espeleológicos de diversas procedencias tanto a nivel nacional como internacional: Spéléo Club Dijon (SCD), Dijon Spéléo (DS), SES del CE Puigmal, Espeleo Club de Gracia (ECG), Espeleo Club Tortosa, Rubí, Grup d'Exploracions Subterrànies del Club Mun-

FIGURA 1. Sistema Alto del Tejuelo sobre el mapa de la zona.

FIGURA 2. Galería formada a favor de planos de estratificación y con rellenos detríticos en su base. Canto Encaramado. Foto David D.R.



FIGURA 3.
Estalactitas formadas a favor de las fracturas del macizo. Canto Encaramado. Foto David D.R.



tanyenc Barcelonès (GES), ACE de Mataró, Colectivo Asturiano de Espeleología (CADE), Sociedad Espeleológica Lenar (SEL), Deportes Espeleo (DE), Korokotta, Gembo, Societat Espeleológica de Valencia (SEV), Talpa, SPEKUL, WOM, SECJA, Niphargus, Proteus, etc.

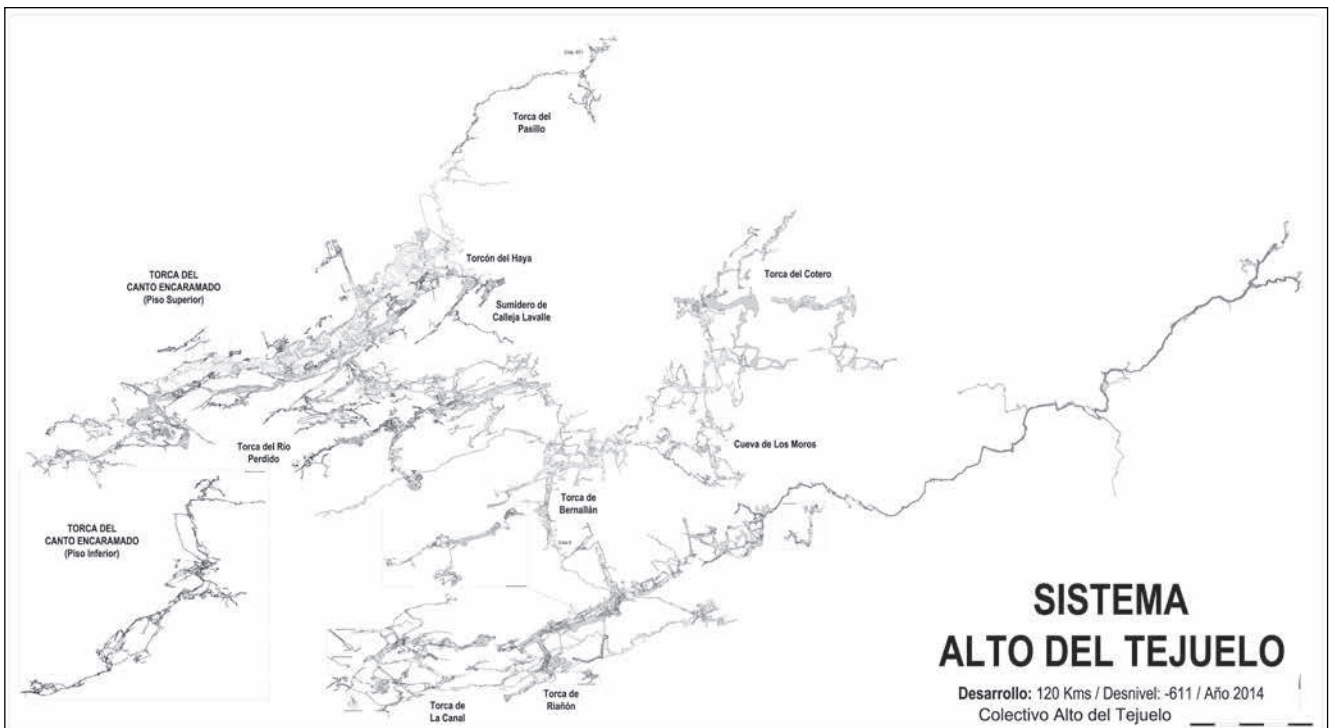
Seguidamente se va a proceder a la descripción individual y detallada de cada una de las cavidades constituyentes del sistema incluyendo un breve resumen de su historia.

TORCA DE BERNALLÁN

Fue descubierta en el año 1982 por el grupo Espéleo Club de Gracia (ECG) y en 1988, un colectivo compuesto por Asturianos y Cántabros (CADE, SEL y GEL) descubren el paso clave, Cañibano, que da acceso a las grandes galerías interiores.

Desde entonces hasta 1996, año en que el grupo SECJA de Alcobendas retoma las ex-

FIGURA 4. Topografía del Sistema Alto del Tejuelo.



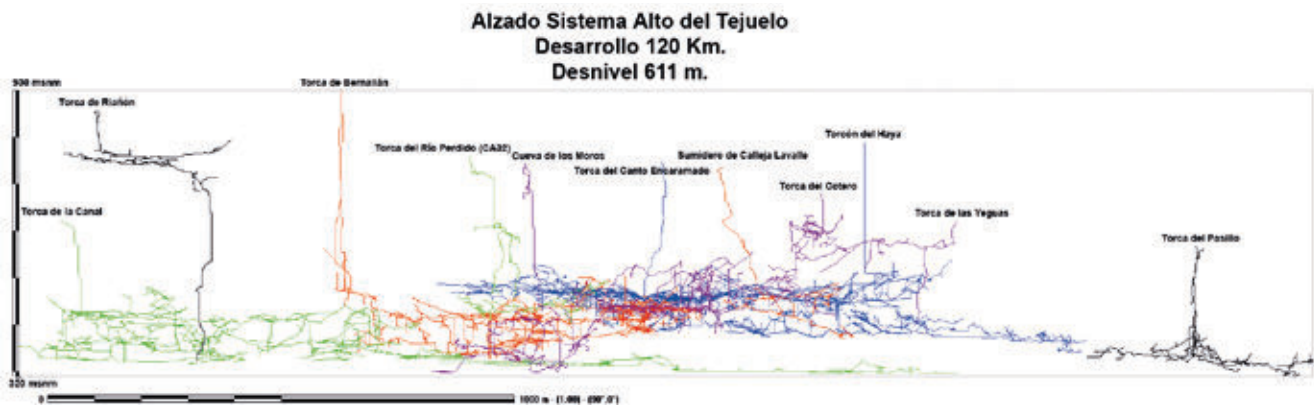


FIGURA 5. Alzado del Sistema Alto del Tejuelo.

ploraciones, la sima se mantiene en el olvido con un desarrollo final de 3.322 m y una profundidad de 580 m.

A día de hoy, no obstante, dicho desarrollo se ha logrado incrementar hasta alcanzar los 24.000 m aproximadamente. A lo largo de todo este periodo la cavidad se conecta con otras tres colindantes: Cueva de los Moros, Torca del Canto Encaramado y Torca del Río Perdido (CA32).

El acceso al sistema se encuentra a 930 m s.n.m. (metros sobre el nivel del mar) siendo el de mayor altura y, por tanto, el que da la cota más profunda, -611 m.

Su entrada y descenso se caracteriza por la verticalidad debida principalmente a la sucesión de grandes pozos que descienden hasta -450 m.

El Río del Año del Perro es la cabecera del colector que lleva las aguas a la margen derecha del río Bustablado.

Destaca, por sus dimensiones, la Sala del Caballo, con 200 m de largo y 50 m de ancho.

CUEVA DE LOS MOROS

Con un desarrollo superior a 4.000 m y una profundidad de 449 m, fue inicialmente descubierta por el grupo Spéléo Club Dijon (SCD) aunque en realidad, es el grupo ACE de Mataró, en 1989, quien encuentra el acceso a los pozos que se dirigen a los pisos inferiores.

Se conecta al Norte con la Torca de Cotero, al Sur con la Torca de la Canal y al Oeste con la Torca de Bernallán. El acceso a las grandes galerías es muy vertical debido a la sucesión de 3 grandes pozos de 70, 93 y 60 m.

La conexión con la Torca de la Canal efectuada también por el grupo ACE de Mataró se realizó a través del colector en esta zona del sistema.

FIGURA 6. Torca de Bernallán.

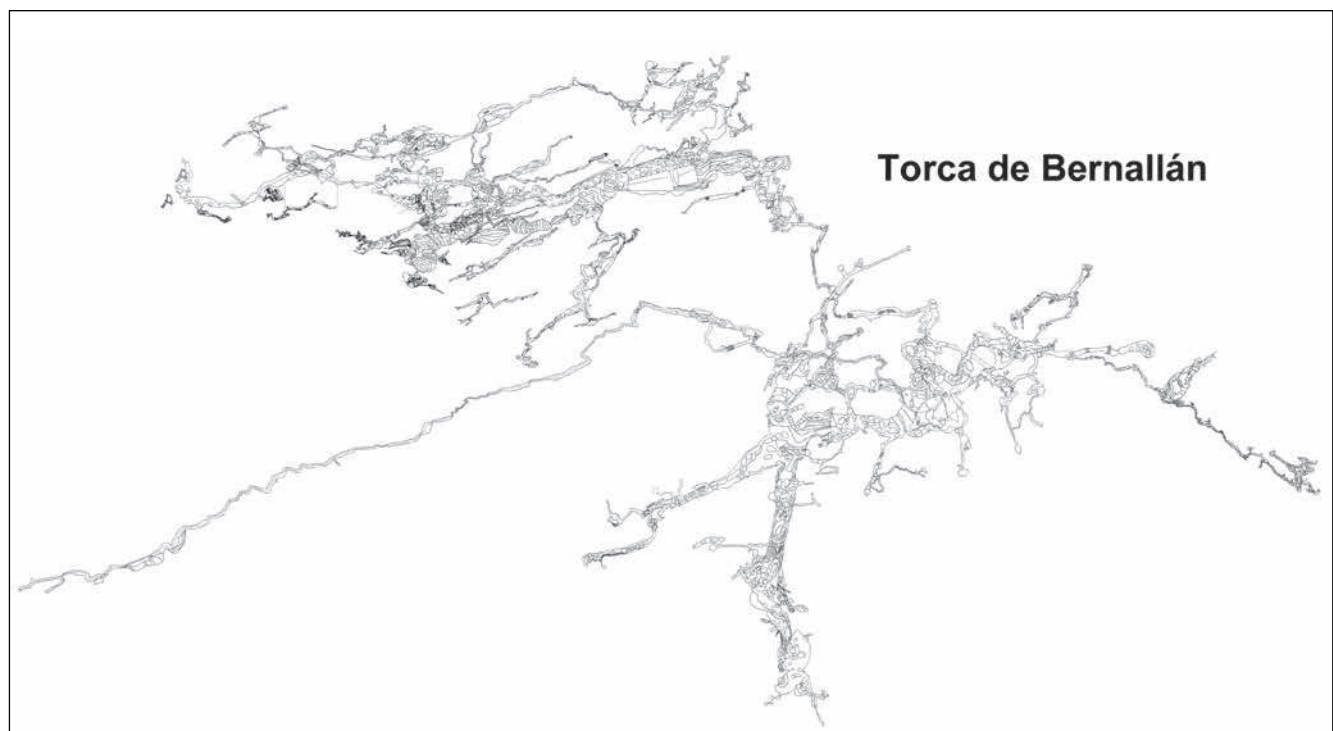




FIGURA 7. Pozo de 84 m en la torca de Bernallán. Foto Josechu.

TORCA DEL COTERO

Descubierta en 1999 por el grupo ACE de Mataró, su desarrollo actual ronda los 11.000 m presentando además una profundidad de 344 m.

En el año 2002 se conecta a la Cueva de los Moros no descartándose, a día de hoy, la posibilidad de su unión a la Torca de las Yeguas.

Se caracteriza por un impresionante pozo de entrada de 80 m, una sala de considerables dimensiones y la división de la misma en tres pisos bien diferenciados.

FIGURA 8. Zona activa "Río del Año del Perro". Torca de Bernallán. Foto Dirk H.



TORCA DE LA CANAL

Se trata de una torca con un desarrollo superior a 24.000 m y una profundidad de 325 m que fue descubierta por el grupo francés Spéléo Club Dijón (SCD) en 1995.

Se conecta a la Cueva de los Moros por el colector del río Eulogio y a la Torca de Riañón por el Sur.

Sus características más destacables son las siguientes:

Existencia de un pozo de acceso a los pisos inferiores de 146 m de profundidad.

Las galerías presentan anchuras comprendidas entre 20 y 30 m.

En su interior se encuentra uno de los grandes colectores del sistema, el río Eulogio, que con una dirección predominantemente Noroeste, se dirige a la surgencia de Cubío Bramante, en la margen derecha del río Busablado.

TORCA DE RIAÑÓN

Fue localizada en 1994 por el grupo Spéléo Club Dijon (SCD) quienes tras repetidas incursiones logran alcanzar un desarrollo superior a 3.000 m y una profundidad de 536 m.

Desde su entrada hasta el Río de los Intrusos, a 100 m de profundidad, se accede por cómodas verticales. Dicho río se desliza sobre un característico estrato de arenisca y finalmente penetra discurriendo a través de grandes pozos (Pozo del Fondo con 120 m, Pozo de los Miserables de 130 m y Pozo de le Buré de 150 m) que conectan con la Torca de la Canal.

TORCA DEL RÍO PERDIDO (CA32)

Nombrada en 1996 por sus descubridores, Dijon Spéléo (DS), con las siglas CA32, en sus notas reflejaron la existencia de un pozo de 30 m sin descender.

No obstante es a partir del año 2000 cuando miembros del Grupo de Espeleología SE-CJA, titulares de la zona, tras sucesivas incursiones, logran finalmente la cota de -362 m alcanzando un desarrollo superior a 3.500 m a día de hoy, junio de 2014.

Se conecta con la Torca de Bernallán por el Noreste a través de angostos pasillos y, entre las características más destacables, caben mencionar: la existencia de pasos claves como "El Paso del Cortafrió", la verticalidad y generosidad de sus pozos como "El Pozo de la Flamenca" de 106 m, la ostentabilidad de sus

salas como "La Sala de Bordillas" y, cómo no, la presencia de un río, "El río Perdido".

TORCÓN DEL HAYA

El extraordinario pozo de entrada de 274 m que inaugura su descenso, revela la magnanimidad de su nombre.

Fue descubierta en 1980 por el grupo Espeleo Club de Gracia (ECG) quienes descienden hasta la cota de -300 m y logran un desarrollo de 450 m. Posteriormente es descendida por los grupos ACE de Mataró y Talpa y, en el año 2007, es conectada al sistema por nuestro colectivo, titular de la zona, a través de la "Gatera del Actinomicete" desde la Torca del Canto Encaramado.

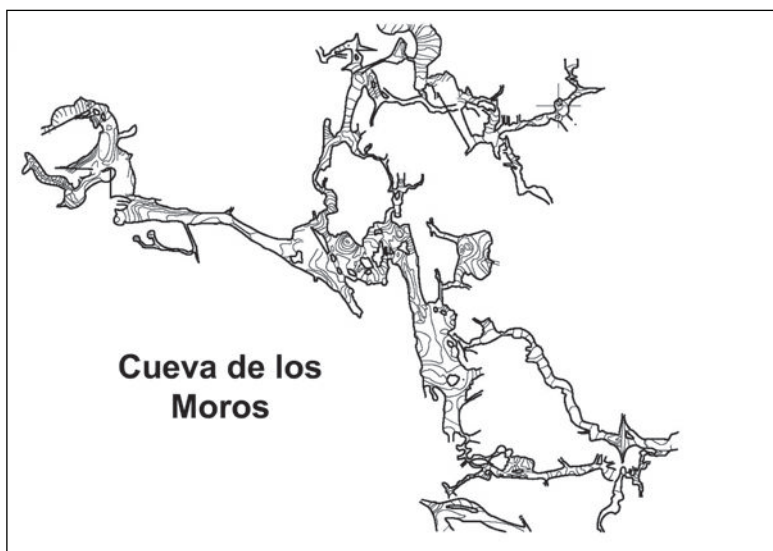


FIGURA 9. Cueva de los Moros.

TORCA DEL CANTO ENCARAMADO

Localizada en 1992 por los grupos D.E. y Korocotta, es explorada hasta 1997 en colaboración con otros clubes consiguiendo una cifra de 16.000 m de desarrollo y 387 m de profundidad. No obstante, desde el momento en que se efectúa la conexión entre la Torca de Bernallán y la del Canto Encaramado, se decide realizar un nuevo levantamiento topográfico con el propósito de añadir con mayor exactitud los nuevos descubrimientos a la topografía de la misma.

A fecha de hoy, junio de 2014, se ha conseguido que esta cavidad sea la de mayor desarrollo, con más de 42.000 m y una profundidad de 404 m.

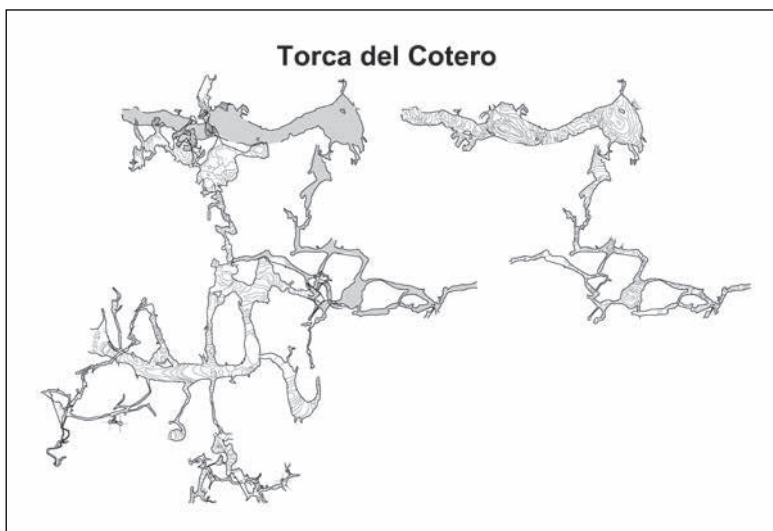


FIGURA 10. Torca del Cotero.



FIGURA 11. Torca del Cotero. Pozo de entrada. Foto Antonio G.

FIGURA 12. Torca de la Canal.

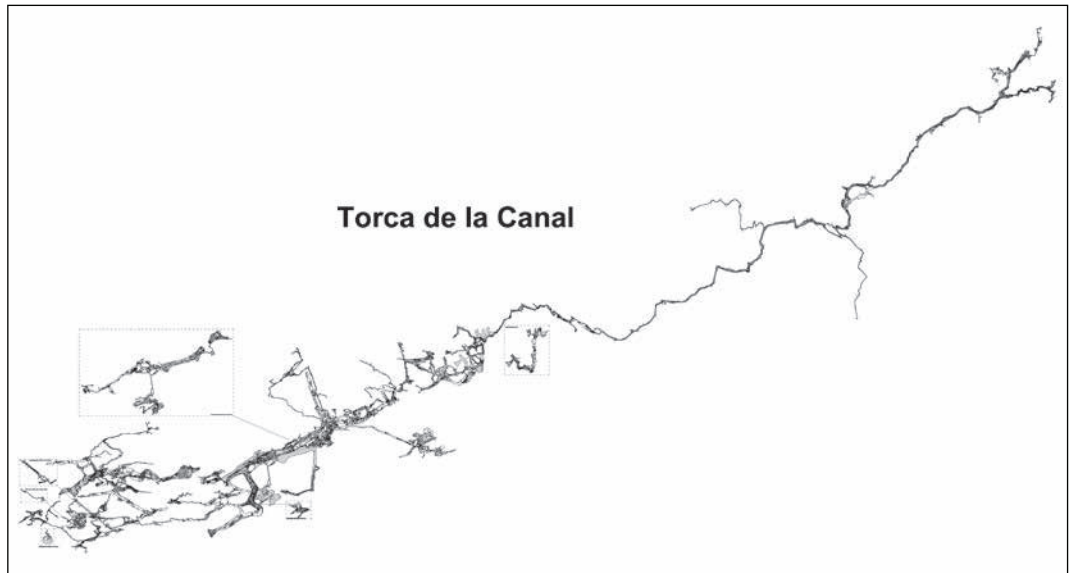


FIGURA 13. Torca de Riañón.

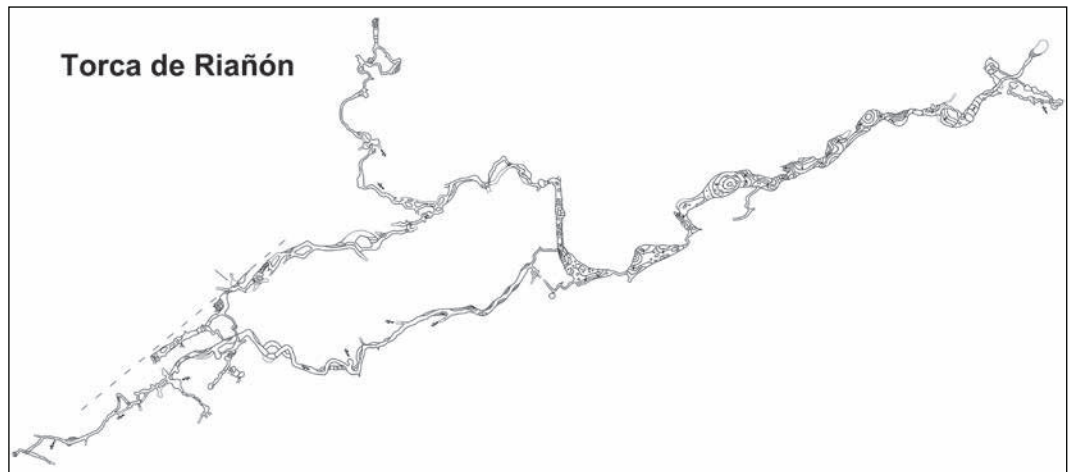


FIGURA 14. Espeleotemas en torca de Riañón. Foto Josechu.





FIGURA 15. Torca del Río Perdido.

Está conectada a la Torca de Bernallán, al Torcón del Haya, a la Torca del Pasillo y al Sumidero de Calleja Lavalle.

Es de destacar la complejidad de su desarrollo. Posee grandes volúmenes con salas

y galerías interminables. En su interior nos encontramos con un gran colector, el Cañón de Poseidón, que dirige sus aguas a la surgencia del Molino en la margen izquierda del río Bustablado. En ella se pueden localizar zo-

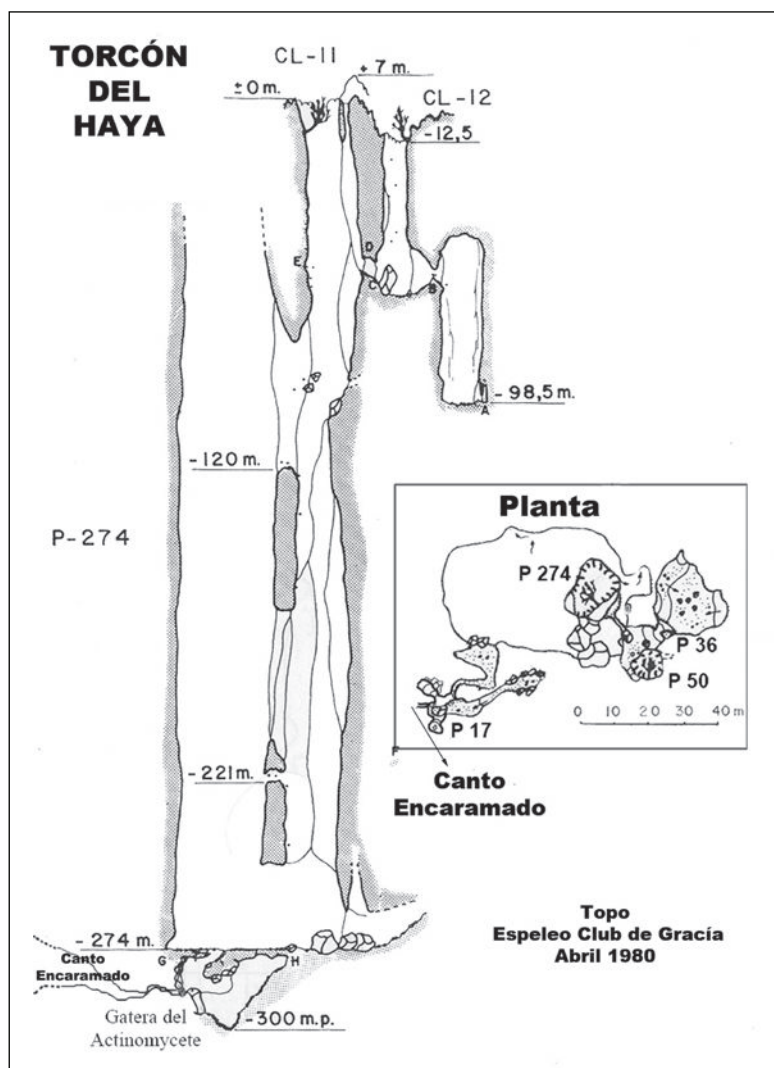
FIGURA 16. Galería "Alco" en la torca del Río Perdido. Foto Antonio G.



FIGURA 17. Río Perdido. Sala formada a favor de la confluencia de un gran plano de estratificación con una diaclasa vertical muy marcada. "Sala de Bordillas". Foto Antonio G.



FIGURA 18. Torcón del Haya.



nas con abundantes espeleotemas así como, numerosos restos de esqueletos de distintos animales.

TORCA DEL PASILLO

Su desarrollo y desnivel, 3.500 m y 267 m, respectivamente, no aumentaron desde su descubrimiento en el año 2010 por el grupo Spéléo Club Dijón (SCD), hasta que se efectuó la conexión con la Torca del Canto Encaramado, tras franquear el sifón del río que circula por su interior.

En la actualidad es esta misma la que marca la cota más baja del sistema.

Sumidero de Calleja Lavalle

Fue localizada en 1992 por los mismos grupos que intervinieron en la exploración del Canto Encaramado: E.C.K., G.E.D.E., S.E.A.D., S.A.E.C. G.E.M.B.O.

No obstante, los auténticos titulares de la zona, el grupo A.C.E. de Mataró, en el año 2000, retoman las exploraciones de la cavidad efectuando nuevos descubrimientos que trasladarían las cotas desde sus valores iniciales, 1.554 m de desarrollo y -465 m de profundidad, hasta sus valores finales, 2.414 m de desarrollo y -370 m de profundidad, incorporando paralelamente, un nuevo levantamiento topográfico con el que se visualizarían a la perfección las direcciones de todas sus galerías.

TORCA DEL
CANTO ENCARAMADO
(Piso Superior)

Torcón del Haya

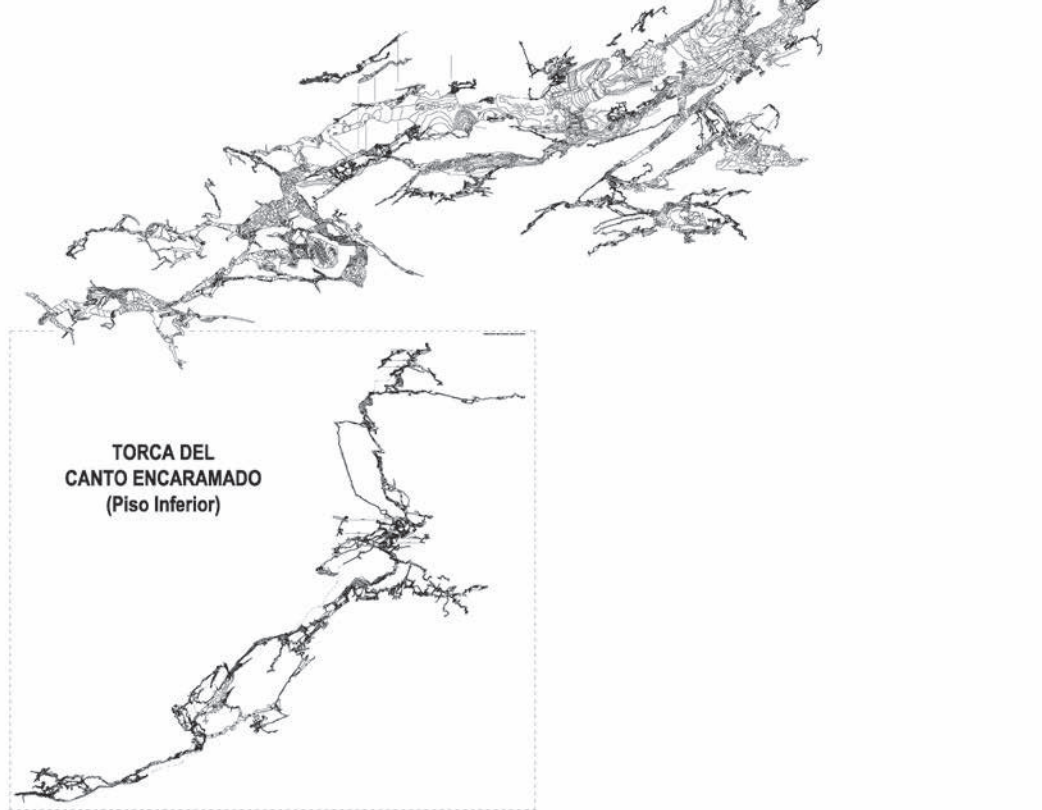


FIGURA 19. Torca del Canto Encaramado.

FIGURA 20 (Izda.). Canto Encaramado. Pozos de entrada. Foto Antonio G.

FIGURA 21. Vivac en la torca del Canto Encaramado. Foto Miguel Ángel G.

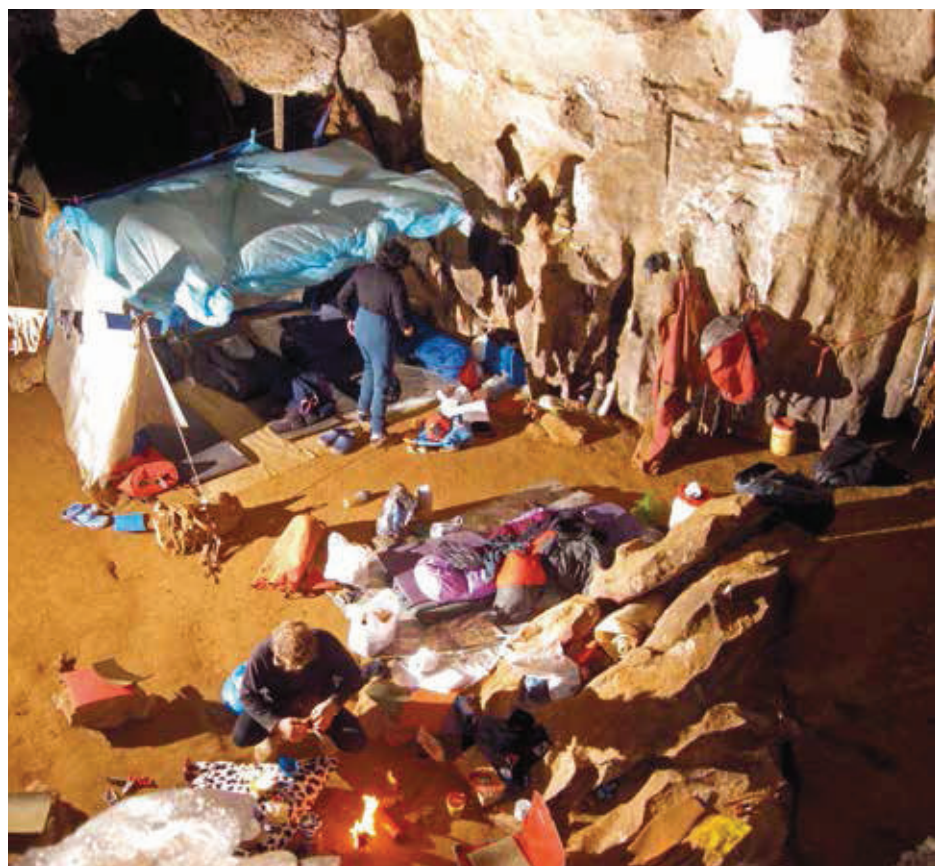


FIGURA 22. Torca del Canto Encaramado.
Foto David D.R.



FIGURA 23. Torca del Canto Encaramado.
Colector lugar conexión con Torca del Pasillo. Foto Antonio G.



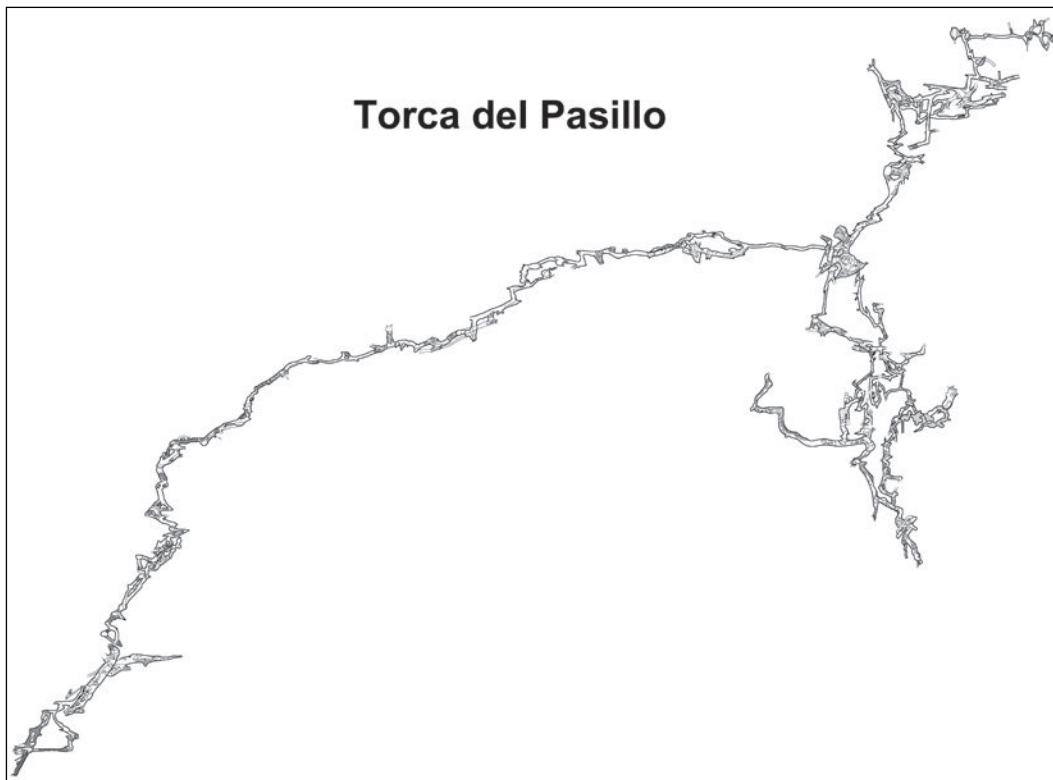


FIGURA 24. Torca del Pasillo.

Posteriormente, con permiso de sus titulares y trabajando estrechamente con ellos, realizamos una revisión minuciosa y una nueva topografía del área más próxima a la Torca del Canto Encaramado hasta que finalmente, en

el año 2013, se consigue la conexión de ambas cavidades desde el Canto.

Su entrada se encuentra en un impresionante enclave. Las aguas labraron una serpenteante galería salpicada de diversos pozos que

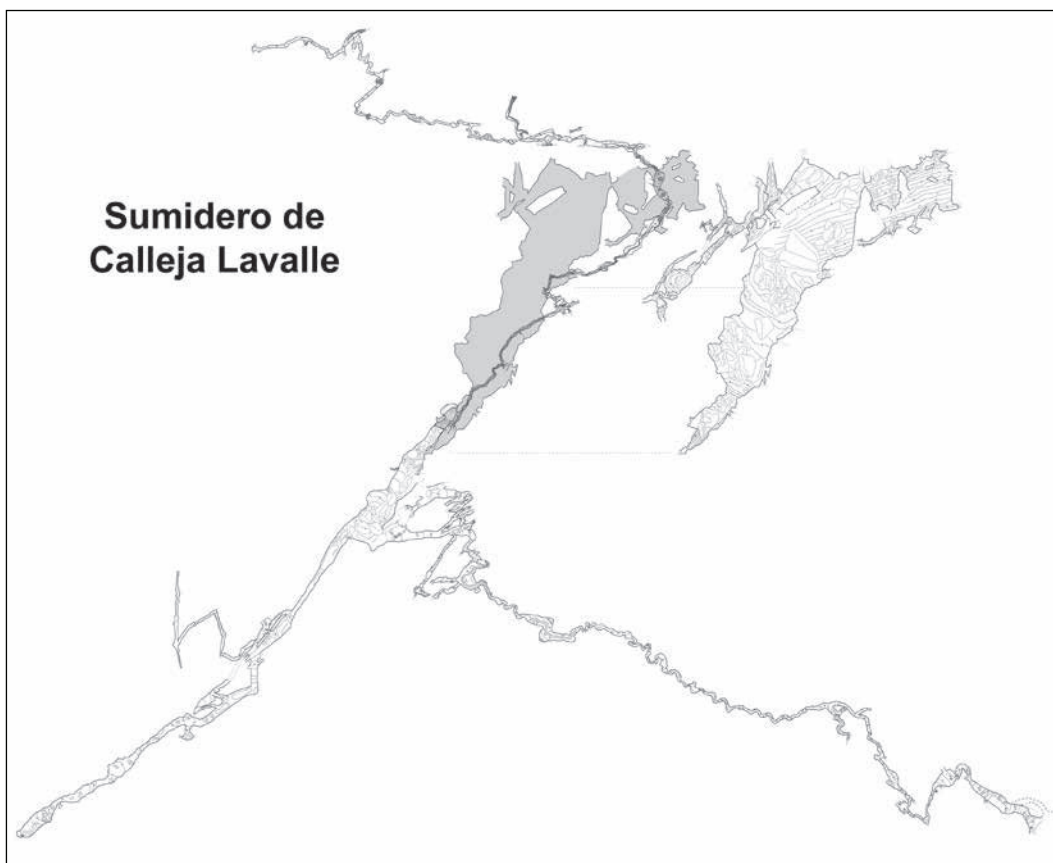


FIGURA 25. Sumidero de Calleja Lavalle.



FIGURA 26. Entrada del Sumidero de Calleja Lavalle. Foto Miguel Ángel G.

descienden al sector inferior donde se localiza el piso fósil con las grandes galerías del sistema. Por la parte más profunda circula un modesto río que se convierte en afluente del gran colector de la Torca del Canto Encaramado.

FIGURA 27. Pozos de la torca de las Pasadas. Foto Fernando G.



OTRAS CAVIDADES RELACIONADAS CON EL SISTEMA

SISTEMA HORMIGAS-TB41-MAXOU PICCHOU

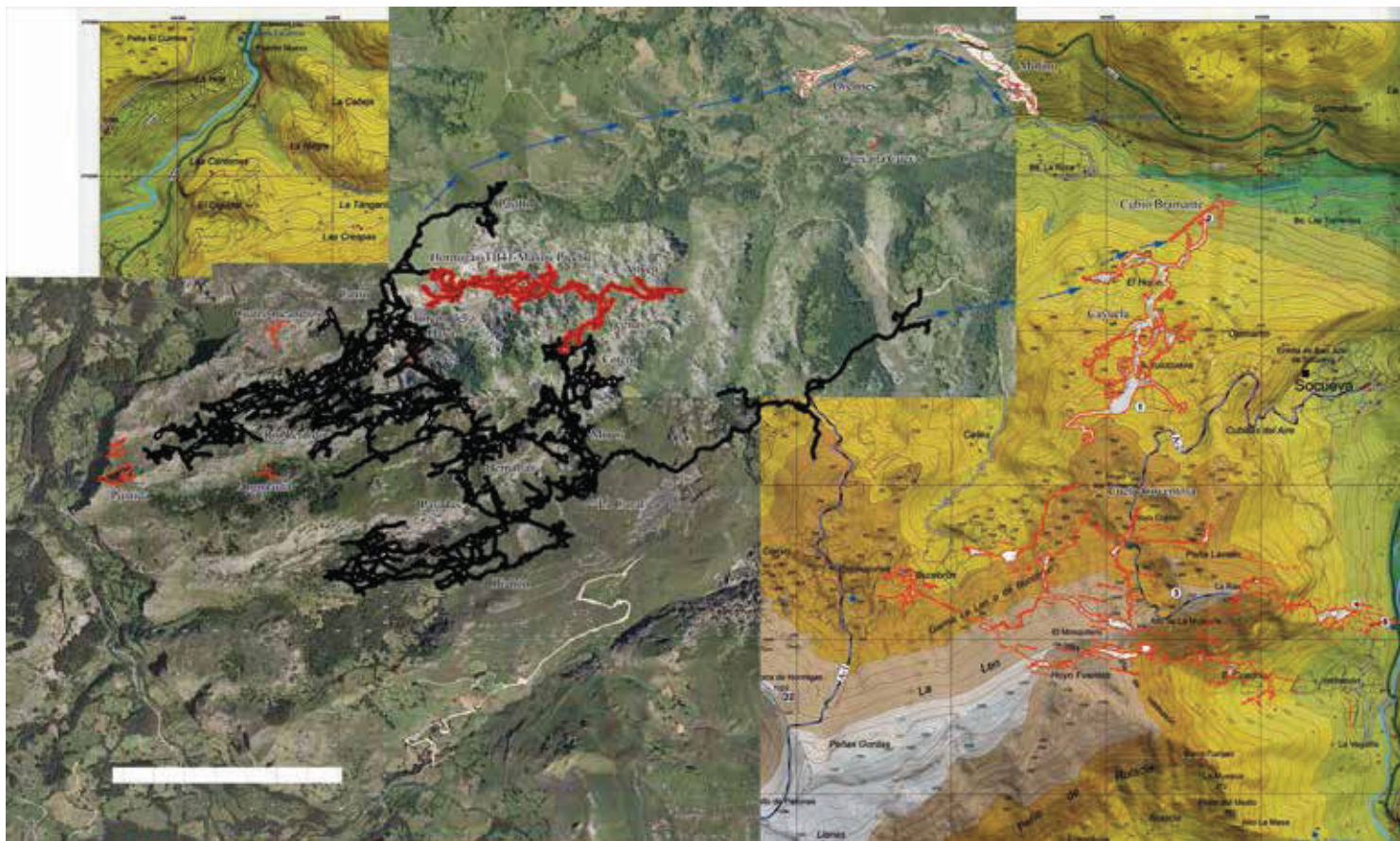
La sima de Hormigas fue localizada en 1993 por el interclub francés C.D.S. 92 y posteriormente fue reexplorada, en el año 2008, por los titulares de la zona en su momento, Talpa-Enebralejos. Anteriormente, este mismo grupo, en el año 2006, había descubierto la torca TB41.

La proximidad de las galerías del Canto Encaramado a la primera de ellas nos llevó a proponer en el año 2010, la realización de un trabajo de colaboración con el club anteriormente mencionado que tras reflexionar las grandes posibilidades existentes, permitieron la exploración en la sima de Hormigas y en parte de la TB41, a la vez que realizábamos un nuevo levantamiento topográfico.

La conexión la efectuarían finalmente ese mismo año los propios titulares de la zona.

La Torca del Maxou Picchu fue descubierta en el año 2007 por el grupo Spéléo Club Dijon (SCD) y conectada posteriormente por sus miembros a la TB41. La información de dicha conexión se ha mantenido oculta prácticamente hasta nuestros días, momento en el que decidimos corroborar el evento.

Su proximidad a la Galería del Hormiguero del Canto Encaramado y de las galerías de la



Torca de Aitken y Tycho la hacen ser merecedora de la llave de conexión entre ambas, pudiendo sumar al sistema más de 13.000 m.

el aumento de estas cifras al considerar la posible unión con las Torcas de Cotero, Aitken y Tycho debido a su proximidad.

FIGURA 28. El sistema Alto del Tejuelo sobre ortofoto.

TORCAS AITKEN Y TYCHO

Fueron descubiertas, en el año 2008, por el grupo Spéléo Club Dijon (SCD) y, tras varios años de exploración, consiguen finalmente alcanzar las cifras de 8.500 m de desarrollo y 266 m de profundidad.

Se trata de 2 simas muy próximas que se unen en su interior y su posible conexión a otras cavidades del entorno como la Torca de las Yeguas y el sistema anteriormente mencionado, la hacen especialmente atractiva y merecedora de un complicado trabajo.

TORCA DE LAS YEGUAS

En 1976 es localizada por el grupo Spéléo Club Dijón (SCD) y posteriormente sería redescubierta por A.C.E. de Mataró que, junto con los titulares de la zona en el momento, E.C. de Tortosa y AA.EE.T., continuaron con las labores de exploración. Actualmente posee un desarrollo aproximado de 2500 m y una profundidad de 221 m aunque no es descartable

TORCA DE LAS PASADAS

Fue descubierta en 1976 por el grupo Spéléo Club Dijon (SCD) quienes la exploraron y topografiaron obteniendo como resultado un desarrollo de 1150 m y un desnivel de 589 m, dato, este último, reducido en 20 m tras la realización de un nuevo levantamiento topográfico por los titulares de la zona en el periodo correspondiente, el grupo Espeleo Club de Gracia (1980).

Posteriormente, en el año 2002, los nuevos clubes responsables de la exploración de la zona, (SECJA, WOM y asociados) aprovechando la proximidad existente entre la Torca de Bernallán y las Pasadas, realizan una nueva incursión en ambas simas con el propósito de efectuar su conexión. Los resultados en aquel momento no fueron muy alentadores.

En la actualidad, desde el año 2012, gracias al trabajo de colaboración realizado por el grupo de espeleología KAMI que se encarga de la revisión minuciosa de toda la torca, y al nuevo levantamiento topográfico efectuado con los actuales aparatos del mercado, la



FIGURA 29. Torca del Río Perdido. Estalactitas formadas a favor de una diaclasa vertical en la "Galería Galicia". Foto Antonio G.

proximidad a simas como La Canal o Bernallán se hace cada vez más latente.

CUEVA DE CAYUELA Y CUETO-COVENTOSA

Son dos sistemas independientes muy próximos entre sí.

El primero de ellos está compuesto por la Cueva de Cayuela o Cañuela, según autores, y la Sima de Tonio.

Al segundo pertenecen la Sima del Cueto, la Cueva Coventosa, la Cueva de Cubera y recientemente se ha añadido una nueva entrada denominada Torca de la Garma del Bucebrón.

Son numerosos los grupos que han participado en la exploración de ambas pero destacamos, cómo no, la labor de SCD que con tanta insistencia está trabajando en el desarrollo de las mismas y, actualmente, A.E.M. Trasmierra, con la colaboración de los anteriores.

Las galerías de la Torca de La Canal se dirigen hacia Cayuela y las aguas de su colector con toda probabilidad es posible que surjan en Cubío Bramante.

La relación de Cueto-Coventosa con el sistema es evidente a juzgar por su morfología;

por otro lado, tampoco es descartable la posible conexión con Cayuela.

PUNTIDA Y SALITRE

Se trata de 2 cuevas muy próximas al sistema lo que nos ha llevado a reflexionar sobre la estrecha relación existente con el mismo.

Debido a la configuración que exhiben, cabe pensar que fuesen antiguos sumideros que recogiesen las aguas del río Miera y las encauzasen por el interior de la montaña para formar gran parte de las galerías de mayor volumen.

POSIBLES SURGENCIAS

Lo más destacable de todas ellas que no debe ser objeto de omisión es que se encuentran en las distintas márgenes del río Bustablado y que, aunque se piensa que todas las aguas del sistema vierten al mismo, aún queda pendiente su confirmación a través de estudios más precisos.

Parece evidente que las aguas que circulan por el colector del Canto Encaramado se dirijan a la Cueva de Orcones en Bustablado



y, por ende, a la surgencia del Molino en la margen izquierda del río del mismo nombre.

Por el contrario, no se tiene certeza del posible origen de las aguas que afloran en situaciones de grandes crecidas en Cueva La Cueva, en Bustablado.

Asimismo, también parece probable que el colector de La Canal surja en Cubío Bramante, pasando antes por el río de la galería Oeste de Cayuela.

KARSTOGÉNESIS DEL SISTEMA ALTO DEL TEJUELO

Pensamos que una forma interesante de conocer el Sistema del Alto del Tejuelo consiste en dar un breve pero intenso paseo a través del tiempo geológico, comenzando la andadura en el inicio de su formación y finalizándola en nuestros días, transitando por la senda de su geología, su génesis, su morfología y su evolución kárstica.

GEOLOGÍA DEL SISTEMA

El inicio de la formación del núcleo lítico de la zona en la que se desarrolló el Sistema Alto

del Tejuelo se remonta a unos 135 millones de años y fue conformándose en el transcurso del Cretácico Inferior. Dicho núcleo está constituido por una serie arcillo-arenosa de carácter impermeable del período Wealdense, sobre la que descansa un complejo Urgoniano compuesto por una superposición de calizas arrecifales masivas y calizas con interposiciones detríticas del periodo Aptiense-Albense, de una potencia próxima a los 800 metros.

El gran espesor que presentan las calizas sugiere que en su día, la zona funcionó bajo el agua del mar como surco sedimentario o fosa tectónica, determinado por la orientación de la falla de Ubierna y del escudo de Cabuerniga, con un hundimiento hacia el E provocado por el régimen distensivo de la zona en aquel tiempo pretérito.

La estructura de la zona se caracteriza por la presencia del Anticlinal de Socueva, en cuyo flanco Norte se localiza el Sistema Alto del Tejuelo. Las principales direcciones estructurales son de dirección OSO-ENE, destacando para entender el caso que nos ocupa, la falla que va desde Selaya hasta Arredondo y que según se prolonga hacia el E, pasa a ser el eje del Anticlinal de Socueva, según se puede observar en plano geológico que se acompaña a continuación del párrafo. Estas direcciones,

FIGURA 30. Torca del Canto Encaramado. Estalactita desprendida del techo por movimientos recientes de geotectónica y sobre la cual han empezado a desarrollarse estalagmitas. Foto David D.R.



FIGURA 31. Torca del Canto Encaramado. Rellenos en "TEC". Foto Dirk H.

relacionadas con otras de menor importancia de orientación NO-SE, determinan las trayectorias de las principales galerías subterráneas del sistema.

La hidrogeología de esta zona es propia de un karst de montaña desarrollado sin un sistema de redes de drenaje superficial, donde las aguas de lluvia se infiltran al instante por los grandes lapiaces, alcanzando así rápidamente los conductos de drenaje subterráneo, para aparecer de nuevo en superficie en las principales surgencias del macizo situadas en los valles del río de Bustablado y el río Asón.

Una de las surgencias más importantes del sistema pertenece a la red activa de la Cueva de la Cayuela (Cañuela), y aparece en la Cueva de Cubío Bramante, junto a otras surgencias próximas. Cabe la posibilidad de que el sector Sur de Garma del Ciervo escape a este drenaje para hacerlo por el sistema Cueto-Coventosa, y que la parte más occidental del sector de Canal del Haya drene directamente al valle de Bustablado a través de la surgencia del Molino, pero habrá que confirmarlo con los estudios de marcadores pertinentes.

La erosión glacial tuvo importancia en esta zona, según lo acredita la existencia de depósitos morrénicos en excelente estado de conservación. En el nivel más alto del valle del río Miera, se distinguen huellas de glaciares hasta los 620 m.s.n.m. (metros sobre el nivel del mar) atribuidos a la glaciación Würm, que comenzó hace 80.000 años y terminó hará unos 10.000 años.

Aunque el glacialismo en las montañas cantábricas tenga reconocido un carácter re-

ciente y una extensión modesta, no hay que descartar la existencia de fases frías más antiguas. Un futuro estudio de los depósitos endokársticos existentes, bien preservados de la erosión exterior, posiblemente pueda aportar evidencias sobre la existencia de glaciaciones anteriores a la würmiense.

MORFOLOGÍA Y RELLENOS DE LA CAVIDAD

Las redes de galerías y pozos del sistema se desarrollan siempre a favor de las diaclasas y de las fallas, lugares éstos donde se encuentran los principales sistemas de pozos, y de los planos de estratificación y de las litologías más solubles, a favor de los cuales se desarrollan los diferentes pisos horizontales del sistema.

En general se trata de sistemas de pozos verticales, estrechos en su inicio y con mayores dimensiones a cotas inferiores, hasta llegar a la red de grandes pisos horizontales.

En la base de los sistemas de pozos se encuentra la red de grandes galerías horizontales, desde la cual, a través de pequeños pozos, se accede a los otros dos pisos principales del sistema. El primero consiste en una red de grandes galerías con alguna sala aislada de mayores dimensiones (cuando confluyen varias diaclasas o fallas) y el último a más baja cota, corresponde a la red activa actual con circulación de agua por galerías meandriformes de mayor o menor tamaño, llegando a sifonarse en algunas zonas.

Las galerías horizontales de mayores dimensiones están en la zona de la Torca del Canto Encaramado, destacando el Salón del Haya con unas dimensiones de 300 m x 100 m con alturas, en algunos puntos, de 100 m.

Estas grandes galerías generadas en episodios freáticos pretéritos, presentan grandes bloques, incluso techos totalmente desprendidos como consecuencia de varios factores que alteraron el equilibrio de fuerzas que mantenían hasta entonces su estructura. Entre estos factores caben mencionar descensos del nivel freático, la acción del llenado y vaciado de depósitos detríticos acumulados en las galerías durante los periodos glaciares del Pleistoceno medio y por procesos de sismicidad durante el Pleistoceno superior.

En algunos de estos bloques pueden apreciarse estalactitas y estalagmitas, y su orientación nos dice que se formaron tras su caída, lo que es un indicio de la neotectónica que ha afectado a la zona.

Además de los grandes bloques, es destacable la presencia de importantes sedimentos

detríticos como en la Montaña Rusa y en la Galería Sur de Bernallán.

La serie detrítica es granodecreciente, con cantos redondeados de calizas y areniscas en la base, y con arenas e incluso limos-arcillosos a techo de esta serie. Pueden estimarse espesores de hasta 8 m de la misma.

La presencia de rellenos químicos en el sistema, es más abundante en los pisos superiores, destacando la presencia de estalactitas y formaciones coraloides. También es destacable en la zona de Bernallán, la presencia de columnas cuya forma está íntimamente ligada a la fuerte corriente de aire que circula por el sistema.

Por otra parte, la presencia de Moonmilk, es destacada sobre todo en el segundo piso del sistema, donde podemos encontrar galerías totalmente recubiertas en todo su perímetro por este material.

Por lo observado sobre el mismo, suele presentarse en pequeñas galerías con corriente de aire y asentado sobre cualquier tipo de material (sedimentos detríticos, roca sana, espeleotemas, etc) lo que desvincula su génesis del tipo de material sobre el que se sitúa.

Estructuralmente, cabe destacar la orientación de las principales redes de galerías, vinculada a las direcciones generales de fracturación del macizo. De esta forma hay dos direcciones principales de galerías NO-SE y NE-SO, que marcan claramente el desarrollo topográfico en planta del sistema.

GÉNESIS DEL SISTEMA

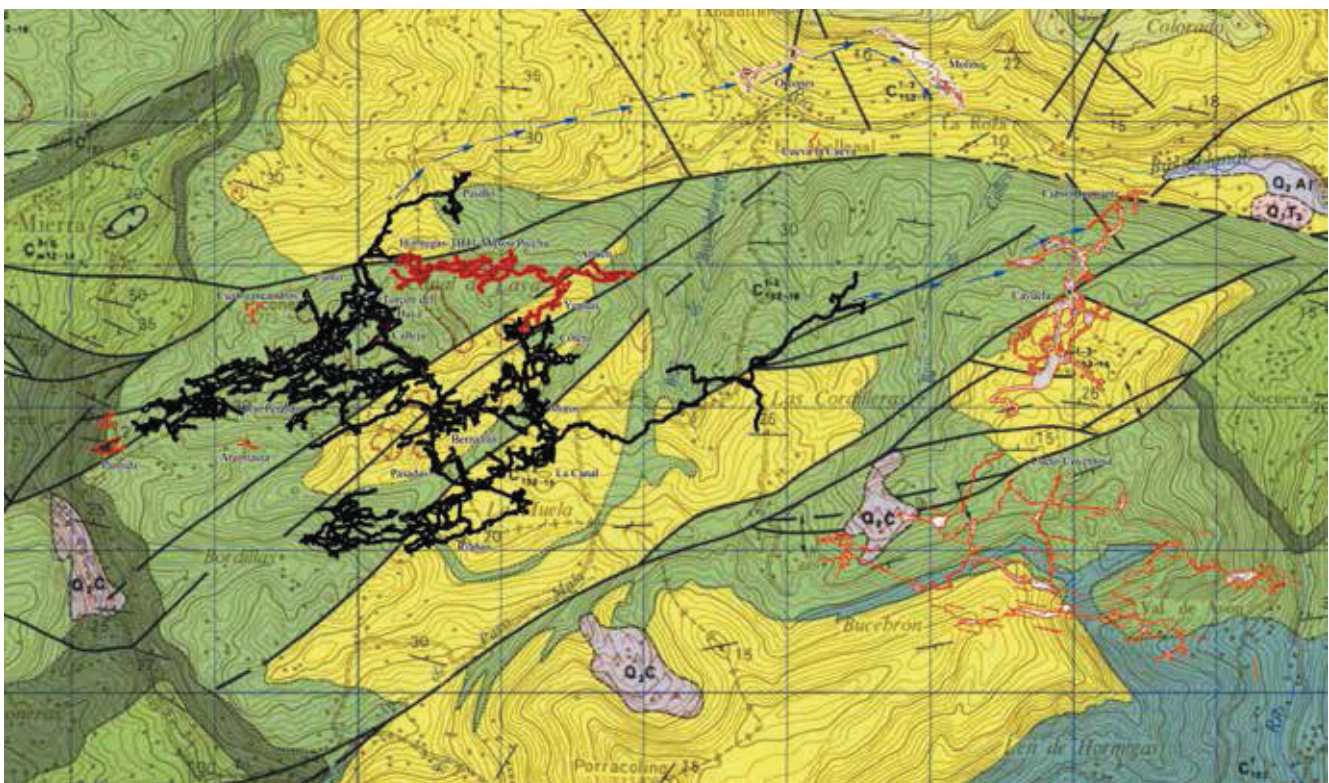
La estructura del Sistema del Alto del Tejuelo se caracteriza por tener tres partes bien diferenciadas: los pozos de acceso, los conductos fósiles intermedios, de los que forman parte las galerías grandes y las galerías secundarias más pequeñas, y el nivel inferior de carácter meandriforme.

Esta estructura indica la existencia de varias fases de karstogénesis en el sistema Alto del Tejuelo a lo largo del tiempo, que se relacionan directamente con la evolución tectónica y climática de todo el macizo situado entre los términos de San Roque de Río Miera, Linto, Bustablado, Arredondo, Socueva y Calseca.

El proceso se inicia hace 5,4 millones de años durante la última época del Terciario, con la formación del nivel de las grandes galerías a una cota de 440 m s.n.m., en las condiciones de flujo freático existentes entonces, que se debían al clima más cálido presente durante esa época, destacando el del período conocido como "Óptimo Climático del Plioceno Medio", con 5° C de temperatura media invernal por encima de la actual, y con una precipitación media anual entre 400 y 1000 l/m² superior a la que se registra en la actualidad.

A finales del Terciario superior y hasta el Cuaternario, entre los 2,5 y los 1,8 millones de años, a lo largo de la Cordillera Cantábrica se produce un levantamiento debido a fenó-

FIGURA 32. El sistema Alto del Tejuelo sobre mapa geológico.



menos de recuperación isostática, que fueron acompañados por un descenso de los niveles freáticos al descender progresivamente el nivel del mar cuando el clima empezó a enfriarse, con el consiguiente aumento de la erosión fluvial remontante, produciéndose el encajamiento de las redes kársticas en el transcurso de este período Plio-Pleistoceno, dando lugar a la formación de las galerías inferiores, mientras que las superiores pasan a un régimen vadoso de escasa o nula circulación de agua, lo que permite la formación en ellas de la primera generación de espeleotemas.

El clima durante el Cuaternario se caracteriza por una serie de glaciaciones y por otra serie de períodos interglaciares más cálidos.

Durante los períodos glaciares del Pleistoceno inferior-medio, los conductos del sistema se colmatan por aportes externos de depósitos detríticos, mientras que en los períodos interglaciares, más cálidos y húmedos, se producen aumentos de circulación hídrica lo que facilita su reactivación, vaciándose parcialmente de los sedimentos detríticos acumulados con anterioridad en la cavidad.

La presencia de pendants en los techos de las grandes galerías parece marcar los primeros episodios de vaciado con circulación de agua entre los sedimentos y la roca durante el Pleistoceno medio. Una vez vacías las galerías, se produce la segunda generación de espeleotemas.

Este vaciado rompe el equilibrio de fuerzas que mantenían hasta entonces la estructura de las galerías, y causa un reajuste en los techos y bóvedas, provocando derrumbes que

dan lugar a las grandes acumulaciones de bloques existentes en las galerías del sistema, probablemente favorecidas por procesos de sismicidad durante el Pleistoceno superior.

Los pozos que cortan verticalmente los conductos, por los que hoy podemos acceder al Sistema, se formaron durante las últimas glaciaciones würmienses del Pleistoceno superior. Al mismo tiempo comienza la formación de la última generación de espeleotemas, entre el Pleistoceno superior y el Holoceno.

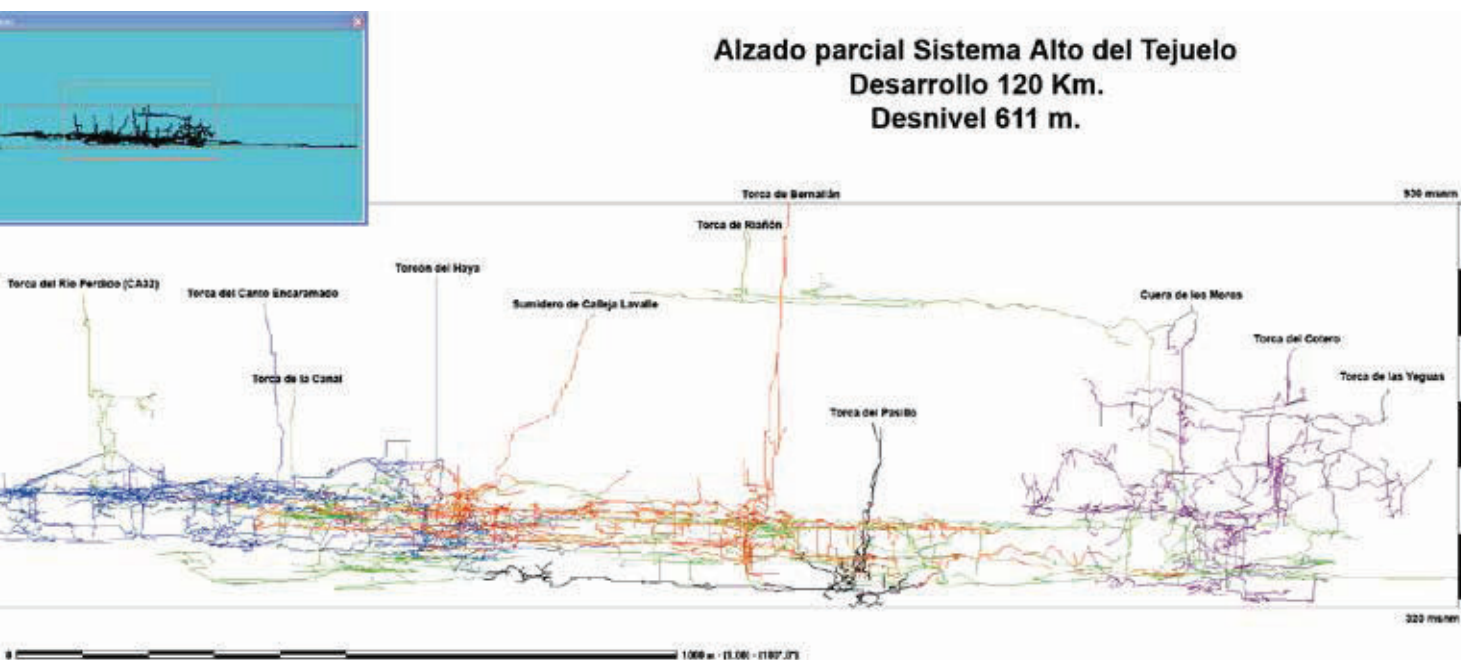
EVOLUCIÓN DEL KARST EN EL SISTEMA

Tanto en la zona situada entre San Roque de Río Miera, Linto, Bustablado, Arredondo, Socueva y Calseca, como en sectores próximos, se ha hallado la existencia de sucesivas fases de karstificación, reconociendo para el sector de Peña Lavalle un primer episodio antiguo atribuido al Mioceno-Plioceno, período extenso comprendido entre 23,3 y 5,2 millones de años, al igual que en el sector del Miera, con la existencia de cavidades situadas a cotas entre 650 y 550 m.s.n.m.

El siguiente episodio vendría marcado por los conductos horizontales de amplias dimensiones desarrollados a una cota próxima a los 400 m.s.n.m. (Canto Encaramado, galerías fósiles del sistema Cueto-Coventosa, Cayuela, Torca de Bernallán), atribuidos al Plioceno, entre 5,4 y 1,8 millones de años.

Algunas de estas galerías han sido decapitadas por el retroceso de las laderas, la acción glacial durante el Pleistoceno, entre los 1,8

Figura 33. Alzado parcial del sistema Alto del Tejuelo.



millones y los 10.000 años, y el encajamiento fluvial (Salitre, Puntida, Cueva del Sapo), haciendo que sus sectores de alimentación aguas arriba hayan desaparecido por los procesos de erosión.

El nivel de amplias galerías situado en cotas de 440-400 m.s.n.m. se habría formado gracias a unas condiciones de estabilidad tanto climática como neotectónica en la región. Ello habría favorecido la circulación de importantes ríos subterráneos que atravesarían el Sistema Alto del Tejuelo, siguiendo las directrices estructurales del eje sinclinal de Peña Lavalle, conectando probablemente los paleovalles del Miera con el de Asón y Bustablado.

A una cota aproximada de 350 m.s.n.m. se habría formado en el tránsito Plio-Pleistoceno una nueva red, con conductos de menor entidad. Estos tienen su correspondencia en las galerías inferiores del Sistema Alto del Tejuelo o las galerías intermedias del sistema de Cuelo-Coventosa, galerías superiores de Cueva Fresca, etc.

Hasta hoy, en las exploraciones del Sistema del Alto del Tejuelo no hemos descubierto nuevos niveles de galerías que marquen fases de karstogénesis más recientes. Sin embargo,

si se han descrito en otras cavidades del macizo.

Existen dos fases más recientes situadas a cotas de 300 m s.n.m. y 240-200 m s.n.m. para un sector más oriental, y otra a una cota entre 170-120 m s.n.m. que correspondería al actual cauce del río Miera.

La Karstogénesis del Sistema del Alto del Tejuelo que presentamos se basa en un estudio realizado por el doctor en Geología Julio Barea, miembro de la Sociedad Espeleológica de Alcobendas, y el Geólogo Francisco Javier González-Gallego del club SECJA", titulado "Karstogénesis del Macizo de Porracolina, a partir del estudio de la Torca de Bernallán", (7º Congreso Español de Espeleología, 1997).

Por todo lo expuesto anteriormente es posible que el Sistema Alto del Tejuelo, gracias al extraordinario y desinteresado esfuerzo efectuado por el actual Colectivo que se ocupa del mismo, en un futuro no muy lejano, logre alcanzar un desarrollo próximo a los 200 km, no descartándose incluso, en caso de localizar alguna sima situada en las laderas de Porracolina, incrementar su profundidad hasta los 1000 m.

BIBLIOGRAFÍA

Barea, J. & González-Gallego, J. (1997). "Karstogénesis del Macizo de Porracolina, a partir del estudio de la Torca de Bernallán." Actas del 7º Congreso Español de Espeleología.

Barea, J, González-Gallego, J. & Fierro, C. (1999). "The geological heritage of the high valley of Asón and its environment (Cantabrig Range, Spain)." Towards

the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millennium. Madrid (Spain)

Fernández Acebo, V. (1994). "Estudios, patrimonio e inventario de las cavidades del municipio de Miera." Boletín Cántabro de Espeleología, 10, 144 p.

García Mondéjar, J. & Pujalte,

V. (1981). "El Jurásico superior y Cretácico Inferior de la región vasco-cantábrica (Parte occidental)." Grupo español del Mesozoico, Reunión de campo. 133 p.

IGME (1976). Hoja nº 59 del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000

Jennings, J.N. (1985). Karst Geomorphology. Blackwell

ed.

León García, J. (2010). Cantabria Subterránea. Vol. 1 y 2.

Mugnier, C. (1969). "El karst de la región de Asón y su evolución geomorfológico." Cuadernos de Espeleología, 4, 146 p. Santander.