

Basoloko leizea: nuevos datos para interpretar la evolución del karst Jurásico Central de la Sierra de Aralar (Gipuzkoa).

Basolo abyss: new data for to interpret the Central Jurassic karst evolution
of Aralar Mountains (Gipuzkoa).



Carlos Galán & Rafael Zubiría.
Sociedad de Ciencias Aranzadi.
Diciembre de 2002.

Basoloko leizea: nuevos datos para interpretar la evolución del karst Jurásico Central de la Sierra de Aralar (Gipuzkoa).

Basolo abyss: new data for to interpret the Central Jurassic karst evolution of Aralar Mountains (Gipuzkoa).

Carlos GALAN & Rafael ZUBIRIA

Sociedad de Ciencias Aranzadi

Alto de Zorroaga, 20014 San Sebastián (Spain)

E-mail: cegalham@yahoo.es

Enviado para publicar Enero 2003.

Palabras clave: Espeleología, Karst, Hidrogeología, Geomorfología, Sierra de Aralar, País Vasco.

Key words: Speleology, Karst, Hydrogeology, Geomorphology, Aralar Mountains, Basque Country.

RESUMEN

Se describe la sima de Basolo, situada en el karst Jurásico de Aralar. La cavidad contiene galerías fósiles que evidencian un funcionamiento hídrico anterior. Los cambios climáticos Pleistocenos alternaron fases de intensa denudación y erosión superficial con otras de karstificación. El drenaje subterráneo ha experimentado un hundimiento progresivo, dejando testigos de antiguas circulaciones. En la cueva se reconocen varios niveles con paleoconductos y rellenos sedimentarios que permiten interpretar algunos aspectos de la evolución del karst en la Sierra.

ABSTRACT

Basolo abyss, located in Jurassic karst of Aralar Mountains, is described. The cave contains fossil passages that show a elapsed hydric functioning. The Pleistocene climatic changes had intense superficial denudation and erosive phases alternating with karst dissolution and caves formation. The subterranean drainage has experimented a progressive descent, depositing sedimentary witness. There are various levels of paleo-channels in the cave, with sediments that permitted to interpret some aspects of karst evolution in Aralar Mountains.

INTRODUCCION

La sima de Basolo resulta emblemática por ser una de las primeras cavidades exploradas en las etapas iniciales de la Espeleología Vasca. Situada en la ladera SW del monte Pardarri, Aralar, sus galerías superiores fueron exploradas en las Jornadas científicas de 1946 que dieron origen a la Sociedad de Ciencias Aranzadi (SCA) y en las que participaron eminentes científicos catalanes y vascos.

En los archivos del Dpto. de Espeleología de la SCA se conserva la topografía original de la galería superior de J.M. Thomas Casajuana, de 1946. Francisco Español, Joaquin Mateu y Ramón Margalef describieron diversas especies de la fauna cavernícola de la cueva, algunas de las cuales resultaron nuevas para la Ciencia. Como los coleópteros *Euryspeonomus ciaurrizi igaratzai* Español, Bathysciinae (Cholevidae: Leptodirinae) troglobio endémico de esta cavidad; *Haptoderus aralarensis* Mateu (Carabidae: Pterostichinae), endemismo vasco de Aralar y Orobe; diversas especies de crustáceos, como el ostrácodo *Potamocypris wolffi* Brehm, los copépodos harpacticoida *Atteleya crassa* (Sars), *Epactophanes richardi* Mrázek y *Bryocamptus pyrenaicus* Chappuis, y el isópodo triconiscido *Trichoniscoides pseudomixtus* Arcángeli (troglobio endémico de Aralar) (GALAN, 1993).

En 1978 se reemprende la exploración de la cavidad. Francisco Etxeberria topografía la gran sala y parte de la galería inferior y Agustín Merino levanta un plano de conjunto, pero sólo en planta, en 1986. Estos planos mostraban 500 m de desarrollo y un desnivel incierto, quedando interrogantes por explorar. Por ello, y dado el interés que presentaba la cavidad, en el 2001 decidimos efectuar nuevas exploraciones y trabajos, incluyendo una topografía completa, con planta y perfiles. Se descubrieron así nuevas galerías, aumentando el desarrollo a 880 m y el desnivel a -182 m. La cavidad ha pasado a ser la segunda más grande en desarrollo del karst Jurásico central de Aralar, sólo superada por la gran sima de Ondarre (GALAN, 1978), de más de 3 km. Durante estas salidas se tomaron los datos geológicos y geomorfológicos que han servido de base para la elaboración de la presente nota.

MATERIAL Y METODOS

La cavidad fue explorada con técnica de jumars y cuerda estática. En los levantamientos topográficos se utilizó instrumental Suunto: brújula y clinómetro centesimales, con precisión de 0.5°, y cinta métrica, con precisión decimétrica en la posición de las estaciones (Grado BCRA: 5 D). Las coordenadas UTM de la cueva fueron obtenidas mediante triangulación y mediante un geoposicionador GPS y fueron ploteadas sobre la cartografía 1:5.000. Se verificó que los datos obtenidos con GPS sólo son precisos si se calibra previamente el aparato sobre puntos geodésicos conocidos. Los datos geológicos fueron tomados en el transcurso de las exploraciones. En las mismas, realizadas en Septiembre del 2001, participaron Carlos Galán, Unai Zabaleta, Marian Nieto y Rafael Zubiría (del Dpto. de Espeleología de la SCA).

RESULTADOS

DESCRIPCION DE LA CAVIDAD

La cavidad está situada en la ladera SW del monte Pardarri, a una altitud de 1.140 m.snm. Sus coordenadas UTM son: N 4.760.646, E 576.451.

La boca de la cavidad, de 4 m de diámetro, es descendente y presenta un cono de derrubios que intersecta una galería horizontal en la cota -9 (nivel 1). La rama izquierda (W) es horizontal y tiene 58 m de largo. La rama derecha (E) presenta un primer tramo horizontal, donde existen coladas y gours, y luego se torna descendente, con predominio de pavimentos estalagmíticos. En la cota -36 presenta una vertical escalonada de 28 m.

En su base, cota -64, la cavidad se bifurca. La galería más amplia es un lateral descendente de rumbo SE que se cierra en la cota -82. La galería principal (nivel 2), inicialmente de moderadas dimensiones, se amplía hasta 10 m de diámetro y presenta un recorrido subhorizontal de 120 m y dirección NE. Posee una vertical de 5 m en su parte media (cota -85) y luego asciende con coladas y mondmilch hasta la cota -70, donde se cierra en la base de una alta chimenea.

A 20 m del inicio de la galería anterior se abre en la pared NW una gatera descendente (cota -67). Su primera parte es estrecha, de rumbo SSW, y prosigue en rampa de techo bajo, con suelo de barro y mondmilch, la cual desemboca en una amplia galería (10 m de diámetro promedio) de más de 250 m de longitud y rumbo SW (nivel 3). Esta tiene un suelo caótico, principalmente de bloques, pero también presenta varias terrazas y tramos con otros sedimentos (cantos rodados, brechas). La galería va hasta la cota -120, para hacerse ascendente en su parte final (cota -102). En el tramo ascendente hay una pequeña corriente de agua (riachuelo) que surge y se sume en la misma galería.

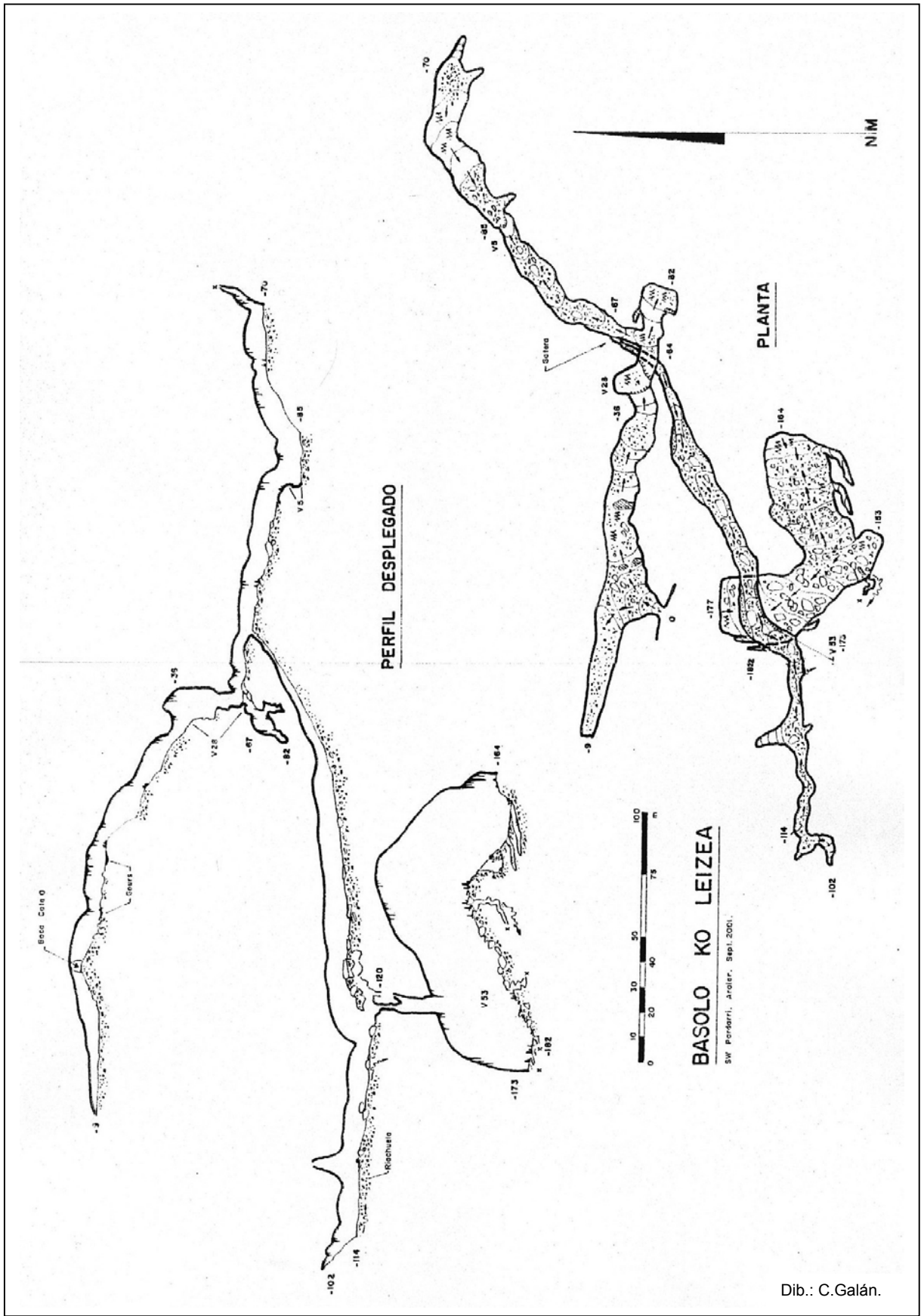
En la parte baja central de la galería hay una grieta o meandro vertical, de 20 m de largo. En su punto más bajo (al cual se accede destrepeando, cota -120), se abre la sima que comunica con la gran sala inferior. La vertical es absoluta, de 53 m, y cae aérea, sin tocar la pared, para abrirse al gran vacío de la sala. Su base es la cota -173.

La sala es de ciclópeas dimensiones: tiene 120 m de largo en planta x 25 m de ancho promedio y bóveda a 35-40 m de altura. Su volumen interno puede estimarse en 80.000 m³, como mínimo, pero seguramente alcanza los 100.000 m³. El suelo de bloques del salón tiene su punto más alto en su parte media, en la cota -153, y desciende a ambos lados para cerrarse en las cotas -164 (E) y -182 (NW). El pie de la vertical cae cerca de uno de sus extremos (cota -173). Cerca de este punto hay tres laterales sobre la pared W, todos cerrados por bloques, espeleotemas o estrechamientos. Diversas espeleotemas tienen tonos ocres y rojizos (por presencia de óxidos de hierro en la roca caja). En la parte alta del salón puede descenderse entre bloques hasta otro hilo de agua o pequeño meandro, de 20 m de largo, que se torna impracticable por estrecho. En el sector E hay tres grandes simas en el suelo de bloques, de -12, -10 y -8 m, obstruidas por derrumbe. En la pared S hay otros dos laterales, que no son más que prolongaciones entre los bloques del relleno de la sala y la parte inferior de la pared. La zona baja del fondo de la sala y de estos dos últimos laterales está muy concrecionada por espeleotemas. En otros sectores del salón, sobre todo en las zonas perimetrales, los bloques del suelo están en parte cementados por estalagmitas. La cavidad totaliza 880 m de desarrollo y -182 m de desnivel.

OBSERVACIONES GEOLOGICAS

La cavidad se desarrolla en calizas del Jurásico tardío. En los niveles superiores (1 y 2) la caliza es de color gris claro y edad Oxfordiense superior - Kimmeridgiense. El nivel intermedio (nivel 3, entre -84 y -120 m) penetra en calizas negras del Oxfordiense medio, las cuales son muy compactas y presentan algunos fósiles (de lamelibranchios, ammonites y belemnites) puestos en relieve por erosión diferencial. El nivel inferior (nivel 4) corresponde a la gran sala; su fondo se sitúa entre las cotas -153 y -182 m y ocurre en calizas negras en bancos gruesos de edad Calloviense.

A diferencia de otras cavidades del karst Jurásico central de Aralar, en la sima de Basolo pueden distinguirse varios niveles subhorizontales. Estos no son simplemente galerías excavadas a distintas cotas de altitud, sino que corresponden a paleoconductos por donde circularon ríos subterráneos de cierta importancia, como lo prueba la presencia de terrazas sedimentarias. Estos niveles corresponden a fases sucesivas de karstificación y excavación de conductos, datantes de diferentes



épocas, lo cual evidencia un hundimiento progresivo del drenaje subterráneo.

El nivel más antiguo, nivel 1, corresponde a la galería de la cota -9. La boca o entrada actual es producto de un colapso (relativamente reciente), el cual ha hundido el techo (formando el cono de derrubios de la entrada) y ha puesto en comunicación la galería con la superficie externa. Por la galería, de sección en U invertida, circulaba antes un río, a lo largo de los planos de estratificación. Sus paredes conservan algunos scallops o huellas de corriente que indican una dirección de flujo E-W. Las calizas grises del Oxfordiense superior - Kimmeridgiense poseen un buzamiento de 20° S. Actualmente los pavimentos estalagmíticos y espeleotemas recubren el relleno sedimentario y ocultan sus rasgos.

El nivel 2, que se extiende entre las cotas -67 y -85, es una galería similar a la anterior, desarrollada también en calizas grises Oxfordienses, pero a un nivel más bajo (probablemente posterior en el tiempo). Sus rasgos resultan enmascarados por la actividad hídrica reciente. Las filtraciones locales han provocado la disolución y hundimiento de su tramo central (sima de 5 m) hasta la cota -85 y el crecimiento de espeleotemas colmata sus continuaciones. Pero se trata también de un antiguo conducto, con dirección de flujo NE-SW.

El nivel 3 corresponde a la amplia galería intermedia que se extiende aproximadamente entre las cotas -90 y -114. Esta se desarrolla en calizas negras con fósiles del Oxfordiense medio. Actualmente posee en su parte W un riachuelo, producto de filtraciones locales, el cual ha reexcavado el antiguo cauce; éste profundiza hasta el inicio de la sima de la cota -120 y fluye en sentido inverso al paleocauce anterior. Pero todo el tramo central y subhorizontal de esta galería muestra múltiples evidencias de un funcionamiento hídrico anterior, mucho más importante, y con dirección de flujo NE-SW. La galería conserva cantos rodados y terrazas sedimentarias (con cantos, arenas y gravas), en parte cementados formando brechas. El dispositivo sedimentario es la mejor prueba de que se trata de un importante paleocauce, con flujo hacia el SW. El mismo está excavado en el mismo nivel de la serie estratigráfica del inicio del río subterráneo de Ondarre, el cual es actualmente el colector principal del karst Jurásico central de Aralar; éste se desarrolla en calizas Oxfordienses para luego profundizar en los gruesos bancos de calizas negras de edad Calloviense. Los sedimentos de esta galería incluyen cantos rodados de areniscas y margas arenosas, probablemente de la serie calcárea superior (Kimmeridgiense), y también gravas, conglomerados y guijarros de caliza conchífera negra de facies Purbeckiense (de edad Kimmeridgiense - Portlandiense).

La conexión actual entre los tres niveles citados corresponde a galerías en plano inclinado, de génesis incierta. Probablemente el desmantelamiento de los conductos antiguos ha hecho que diversos tramos drenaran localmente hacia los nuevos (más modernos) niveles de circulación. Esta incisión local enmascara el conjunto, dando una aparente impresión de continuidad entre galerías datantes de distintas épocas.

El nivel 4 es virtual, ya que se encuentra por debajo de la actual gran sala. En la cavidad no hay actualmente circulación hídrica considerable (sólo pequeñas filtraciones) y el drenaje debe discurrir a mayor profundidad. Las paredes de la sala, como ha sido dicho, son de calizas negras Callovienses, muy compactas y en bancos gruesos. Pero bajo la sala debe haber estratos de litología más arenosa y disgregable, cuya disolución ha hecho colapsar los estratos superiores. Probablemente el origen del salón (y su obstrucción por el relleno de bloques) se debe a este cambio de litología. La disolución bajo la sala ha permitido el crecimiento volumétrico, pero los bloques remanentes no permiten el paso a la red activa. En la actualidad, la infiltración vertical contribuye con depósitos estalagmíticos a cementar los rellenos clásticos de la sala.

Podemos concluir que las galerías subhorizontales de la cueva muestran tres niveles y su morfología indica que se trata de paleoconductos, los cuales anteriormente debían conducir ríos subterráneos de cierta importancia, como lo prueba la presencia de cantos rodados, gravas y terrazas sedimentarias. El hundimiento progresivo del drenaje subterráneo abandonó los mismos (para organizarse a niveles inferiores de la serie Jurásica). La infiltración vertical actual ha desdibujado parcialmente sus perfiles y contribuye a cementar con espeleotemas las antiguas zonas de circulación y los rellenos clásticos de la sala. La comunicación entre el nivel 3 y la sala es apenas un exiguo pozo que no guarda ninguna proporción con el gran volumen de la sala final. La génesis de ésta obviamente obedece a la existencia de un nivel inferior con actividad hídrica lo suficientemente importante como para haber podido exportar el importante volumen disuelto en las calizas Callovienses.

HUNDIMIENTO DEL DRENAJE SUBTERRANEO Y DENUDACION SUPERFICIAL

La Sierra de Aralar presenta una estructura de anticlinal doble, cabalgante en su parte N, la cual ha sido detalladamente descrita en otros trabajos (DUVERNOIS et al., 1972). En la parte guipuzcoana, de unos 80 km², el Jurásico aflora sobre una gran extensión, la cual abarca la zona alta central de la sierra (montes Kilixketa, Gafeta, Uarrain, Gambo y Pardarri, y las depresiones de Alotza y Arrubi). Las calizas Jurásicas son contorneadas por formaciones detríticas Purbeck-Wealdienses, las cuales son seguidas hacia la periferia por las calizas Urgonianas (que forman una aguda línea de cumbres y crestas en el relieve) y su envoltura detrítica (de edad Aptiense - Albiense). Una delimitación de cuencas hidrogeológicas del karst de Aralar ha sido expuesta detalladamente en otros trabajos (GALAN, 1978, 1988, 1989; ETXEBERRIA et al., 1980, 1982; GALAN & ETXEBERRIA, 1994). La unidad Jurásico Central es drenada por los manantiales de Osin berde y Bomba txulo (Urtxikiain). El primero de ellos drena la mayor parte del Jurásico, mientras que el segundo corresponde a un sector de la parte NW. Sus caudales medios son de 600 l/s para Osin berde y 120 l/s para Bomba txulo.

Las circulaciones subterráneas han sido verificadas mediante pruebas de trazado efectuadas por la SCA, entre el río subterráneo de la sima de Ondarre y Osin berde (1977), entre el sumidero de Katxiñe y Osin berde (1983), entre la depresión de Alotza y Osin berde (1990), y entre Komonsao y Bomba txulo (1998), todas ellas con resultado positivo. Bomba txulo drena sólo

parte del flanco N del anticlinal Jurásico, mientras que Osin berde drena la práctica totalidad de la bóveda anticlinal y de su extenso flanco S calizo (el 83% de la superficie Jurásica). La sima de Basolo (y todo el flanco S de Pardarri) es parte de esta unidad y ocupa una posición más alta y al E con respecto al gran colector de Ondarre.

A diferencia de la sima de Ondarre (y de otras muchas simas del karst Jurásico de la sierra) donde no resulta nada fácil separar distintos niveles de excavación, en la sima de Basolo existen varios niveles, de diferente antigüedad, los cuales han sido descritos en el apartado anterior. La morfología de sus galerías evidencia un hundimiento progresivo del drenaje, el cual explica el origen y desarrollo evolutivo de la cueva. Pero los sedimentos encontrados permiten además reconstruir parcialmente la evolución experimentada por el relieve externo.

Los dos niveles superiores contienen rellenos detríticos de difícil interpretación, por su litología inespecífica, ya que se trata de arcillas y arenas que pueden proceder de la alteración de estos mismos niveles o de otros suprayacentes. Las calizas del Oxfordiense superior - Kimmeridgiense en el flanco S de los montes Pardarri (1.397 m.snm) y Gambo (1.415 m.snm) presentan cambios laterales y verticales de facies. La serie muestra una alternancia de calizas con oolitos, cuarzo y clastos (la llamada facies *emeri*) con calizas areniscosas y margosas (con niveles conglomeráticos localizados) y calizas litográficas claras en su base. Esta serie tiene una potencia media de 100-130 m y es atravesada por la cueva.

El nivel 3, situado entre las cotas -90 y -120 se desarrolla en las calizas negras con fósiles del Oxfordiense medio, las cuales son en parte dolomíticas. Este banco tiene 30-60 m de potencia y es también perforado por la sima. Pero los rellenos sedimentarios de este nivel incluyen cantos, gravas, arenas y fragmentos detríticos de conglomerados y calizas conchíferas negras, fétidas, de facies *Purbeckiense*, obviamente importadas a la galería por las aguas del río subterráneo que circulaba por ella. Ello indica que el área drenada, de la cual procedían las aguas, debía poseer una cobertura poco permeable *Purbeckiense* o incluso más moderna (*Weald*). Los afloramientos de esta litología en la ladera del Pardarri, actualmente, ocupan una posición más baja, casi en el fondo del valle que se extiende entre Maizegi y Doniturrieta goikoa, al SE de las txabolas de Pagabe y aproximadamente entre las cotas 950 a 1.000 m.snm., es decir, en torno a 140-200 m por debajo de la boca de Basolo (situada en la cota 1.140 m.snm). Esto indica que para el momento en que se depositaron los sedimentos en esta galería, el relieve era distinto y la cobertura del *Purbeck-Weald* se extendía más al N y más alta que su posición actual. El relieve en superficie, desde entonces hasta hoy, ha sido erosionado y rebajado cerca de 140 m, desplazándose el contacto Jurásico-*Purbeck* al menos 300 m hacia el S.

La génesis de la gran sala es posterior al evento deposicional descrito. La antigua zona de circulación correspondiente al nivel 3 fue abandonada por las aguas subterráneas, profundizando la disolución y excavación de nuevos conductos en la serie Calloviense (de 100-150 m de potencia) y probablemente también bajo ella (hacia el contacto con las calizas arcillosas infrayacentes del Bathoniense - Toarciense (base del Jurásico), de gran potencia (200-300 m) pero poco permeables. En las paredes de la gran sala sólo se observan las calizas negras Callovienses y los sedimentos conservados entre los grandes bloques son escasos y no proporcionan información adicional.

Los hechos comentados (hundimiento del drenaje subterráneo, denudación superficial) acompañaron la progresiva karstificación de la serie Jurásica, a medida que las calizas iban siendo expuestas. Los sedimentos conservados en Basolo son testigos de eventos extrapolables al conjunto de la sierra. Veremos su evolución en el siguiente apartado.

EVOLUCION DEL KARST Y DEL RELIEVE DE ARALAR

Es un hecho conocido que los cambios climáticos han desempeñado un importante papel en la evolución del karst. En las zonas templadas de montaña de Norteamérica y Eurasia la evolución del karst ha estado comandada en gran medida por los cambios climáticos (MAIRE et al., 1989; GALAN, 1991), ya que estos determinan la cantidad de agua disponible tanto para la disolución del endokarst como para la erosión de superficie. A los climas tropicales que predominaron durante gran parte del Terciario (con temperaturas medias 12°C más altas que la actual) siguió un paulatino enfriamiento a partir del Oligoceno, con ocurrencia de al menos 17 ciclos glaciares entre el Plioceno final y el presente (HAMBREY & HARLAND, 1981). La temperatura media durante los máximos glaciares llegó a ser 8°C más baja que la actual.

La región de los Pirineos (de la cual Aralar es parte) se elevó durante el Oligoceno y Mio-Plioceno, al progresar la compresión y el plegamiento pirenaicos, pero a la vez fue destruyéndose por erosión y denudación. Las últimas pulsiones orogénicas tuvieron lugar durante el Cuaternario, produciendo levantamiento (surrección) en los Pirineos y denudación glacial en los niveles altos. A la vez las fluctuaciones del nivel marino (relacionadas con la construcción y fusión de las masas de hielo) renovaron la erosión de los valles y produjeron un progresivo descenso de los niveles de base, con la consiguiente incisión del relieve. En los macizos kársticos de niveles altos (como el karst Jurásico de Aralar) la erosión glacial rebajó el terreno, recortando y haciendo desaparecer antiguas redes subterráneas. El drenaje subterráneo se hundió siguiendo el descenso experimentado por los niveles de base; en este proceso dejó abandonados antiguos conductos y creó nuevas galerías en niveles inferiores. Numerosas simas y cuevas de Aralar (incluyendo a Basolo) se presentan hoy en posiciones topográficas que no cuentan con agua suficiente para explicar su formación, y ello es producto del hundimiento del drenaje y de la modificación del relieve por la denudación superficial.

Los períodos glaciares no sólo fueron fríos sino además áridos, mientras que los interglaciares fueron mucho más húmedos. Bajo condiciones de aridez glacial, la superficie del terreno la constituyen afloramientos de roca, con una cobertura vegetal escasa y un desarrollo mínimo de suelos. La erosión es predominante y se lleva a cabo principalmente por efecto mecánico. En otras palabras, los ríos y los torrentes temporales tienen un gran poder erosivo porque, aunque su caudal de agua es pequeño e intermitente, pueden actuar directamente sobre la roca para erosionarla. En cambio, durante condiciones húmedas interglaciales,

la superficie está cubierta por una vegetación frondosa, la cual en la mayor parte del terreno no permite el afloramiento de las rocas subyacentes. La actividad químico-biológica de las raíces y micro-organismos asociados favorecen la degradación de los minerales de las rocas, produciendo suelos espesos. La protección ofrecida por la cobertura vegetal y edáfica impide que los ríos, con mayor caudal, remuevan los suelos y por lo tanto impide la erosión. Los sedimentos transportados son escasos y en gran parte corresponden a sustancias disueltas por la acción química (AUDRA, 1987; GALAN, 1991; MAIRE et al., 1989).

En el karst Jurásico de Aralar, las zonas altas estuvieron sometidas a la acción glacial, mientras que las zonas medias y bajas sufrieron intensa erosión superficial durante los episodios glaciales y una karstificación igualmente intensa durante los interglaciales. La disolución específica en el endokarst de Aralar osciló entre valores cercanos a 100 m³/km².a durante los interglaciales y 10 m³/km².a en las épocas glaciales. La disolución en superficie durante los interglaciales osciló entre valores de 8 y 15 m³/km².a, que es la situación actual (GALAN, 1991). En niveles altos, la denudación glacial durante el Pleistoceno rebajó el terreno en más de 100 m (MAIRE et al., 1989). Durante el Holoceno (los últimos 10 mil años) el rebajamiento de la superficie del karst ha sido apenas de 120-130 mm, por lo que se habla de la relativa inmunidad de los macizos calcáreos a la erosión de superficie en las condiciones actuales, donde la disolución ocurre básicamente en profundidad (en el endokarst).

Aunque estos hechos generales son ampliamente conocidos, existen muy escasos datos sobre la probable evolución experimentada por el karst de Aralar. La erosión del terreno en superficie ha dejado escasos vestigios (algunas huellas de la acción glacial en Arritzaga, por ejemplo) y estos resultan insuficientes para cuantificar los cambios ocurridos. En karsts cercanos, como el karst de Larra (en el pirineo navarro), que cuenta con dataciones absolutas Uranio/Thorio sobre espeleotemas, el inicio de la excavación de los grandes sistemas de cuevas que hoy conocemos se remonta al Plioceno (cuando existía una más extensa cobertura -de flysch Campaniense-Maestrichtiense- que favorecía la infiltración concentrada de las aguas). La erosión Cuaternaria de superficie rebajó en más de 100 m las calizas recortando antiguas cavidades de las cuales se conservan algunos testigos. La surrección del macizo fue acompañada de un descenso progresivo del nivel de base y de las redes de drenaje hasta alcanzar su estado actual. Esta evolución dejó abandonados antiguos conductos en la red de Arphidia y en la Sima de San Martín, cuya antigüedad se remonta al Pleistoceno medio, hace 400 mil años (MAIRE et al., 1989). Otras grandes redes subterráneas en el mundo también tienen edades Plio-Pleistocenas (AUDRA, 1987; SCHMIDT, 1982).

En nuestro caso, los testigos sedimentarios conservados en las galerías de Basolo resultan ser un hallazgo de interés, ya que constituyen un ilustrativo ejemplo de los cambios ocurridos, no sólo en el endokarst sino en el relieve de superficie. Aunque desconocemos el momento en que se produjo el abandono por las aguas subterráneas del nivel 3 de Basolo, sí podemos afirmar que entonces debía existir una cobertura del Purbeck-Weald más extensa (sobre las calizas Jurásicas), la cual favorecía tanto la infiltración concentrada de las aguas como el transporte de sedimentos al interior de las galerías. Los datos de Basolo indican un retroceso lineal de los contactos interformacionales de al menos 300 m y un consiguiente rebajamiento de superficie del orden de 140 m. A su vez el drenaje subterráneo se ha hundido desde el nivel 3 hasta su posición presente más de 100 m.

Por comparación con karst cercanos, como el de Larra, podemos suponer a modo de hipótesis que el evento deposicional del nivel 3 muy probablemente date del Pleistoceno medio, y los niveles superiores (1 y 2) probablemente hayan sido excavados entre el Plioceno final y el Pleistoceno medio.

La evolución del relieve en Aralar ha supuesto tanto la karstificación como el desmantelamiento y remoción de materiales en su superficie. Probablemente para el Plioceno debamos imaginar la sierra con una cobertura más extensa de las rocas más jóvenes. Es probable que gran parte del anticlinal Jurásico estuviera cubierto por terrenos del Purbeck-Weald, y que el Domo de Ataun estuviera cubierto en su totalidad por las calizas Urgonianas y su envoltura detrítica. Durante el Terciario tardío y el Cuaternario la erosión de superficie desmantela el domo y hace aflorar al Weald en su núcleo, mientras el corazón Jurásico va siendo progresivamente despejado de materiales más jóvenes, aumentando su superficie de afloramiento. A la vez, en Alotza afloran los tramos basales menos permeables de la serie marina Jurásica, desplazando las líneas preferenciales del drenaje subterráneo hacia la periferia del cuerpo anticlinal. La karstificación progresa a medida que las calizas son expuestas, pero a la vez los episodios glaciales rebajan las superficies de afloramiento recortando y haciendo desaparecer las redes antiguas. Podemos suponer que hacia la mitad del Pleistoceno la altitud de las cumbres era algo superior a la actual, tal vez del orden de 100-200 m más que hoy. La progresiva erosión de la sierra finaliza con el último máximo glacial. Durante el Holoceno (los últimos 10.000 años) el relieve se muestra inmune, la sierra se recubre en gran parte de hayedos y la infiltración vertical de las precipitaciones excava numerosas simas que se hunden directamente hacia la red profunda de drenaje actual. Los cambios de litología a lo largo de la serie Jurásica y el dispositivo estructural, con bloques fallados y retraídos en el flanco Sur del anticlinal (DUVERNOIS et al., 1972) introducen una gran discontinuidad entre nuevas y antiguas galerías. Aunque el agua circula a través de un nuevo sistema de drenaje subterráneo, más profundo que los anteriores, la conexión a nivel humano entre galerías se dificulta y sólo en contadas cavidades existe una extensión lateral penetrable de cierta magnitud. La sima de Ondarre (GALAN, 1978, 1988) y la sima de Basolo son sólo unos pocos ejemplos de esto.

La sima de Otadibarreneko leizea, situada al SW de Basolo en la cota 870 m.snm (GALAN & ETXEBERRIA, 1994), es una sima-sumidero de -42 m de desnivel, localizada en el talweg de Doniturrieta - Maizegi. Ella captura las aguas de esta regata, las cuales discurren sobre el contacto actual Jurásico-Purbeck. Su posición fisiográfica podría ser semejante a la de alguna de las bocas previas de Basolo, transportando sedimentos del Purbeck-Weald procedentes de su cabecera de cuenca.

Adicionalmente, durante el Holoceno, la alternancia hielo-deshielo (por variaciones térmicas diarias y estacionales) provocan una intensa gelifracción y colapso de bloques de lapiaz, lo cual tiende a colmatar muchas bocas y pozos de sima jóvenes. Como resultado, pocas cavidades (de las 192 conocidas en el karst Jurásico central) tienen continuaciones penetrables de cierta extensión lateral.

Los testigos sedimentarios conservados en las galerías de Basolo resultan en consecuencia muy ilustrativos. La datación absoluta de espeleotemas y sedimentos conservados en la cueva podrían ofrecer datos para fechar los distintos episodios ocurridos en el pasado. De momento, en este trabajo, nos limitamos a sugerir algunos grandes rasgos de esa evolución, reconstruidos a partir de los indicios encontrados.

CONCLUSIONES

El trabajo describe la sima de Basolo, la cual contiene paleoconductos que evidencian un funcionamiento hídrico anterior. La galería del nivel 3 contiene rellenos sedimentarios del Purbeck-Weald. Ello implica que su posición fisiográfica era distinta a la actual y que su cuenca de recepción drenaba al menos en parte dichos terrenos, los cuales, en la actualidad, sólo afloran 300 m al Sur de la cavidad. Este simple dato demuestra que no sólo ha ocurrido un descenso progresivo del drenaje subterráneo en el endokarst, sino que además, la erosión de superficie ha producido un rebajamiento y recorte de las capas geológicas suprayacentes a la cueva. La erosión superficial del karst de Aralar en la zona de Basolo puede ser cuantificada en al menos 140 m de potencia de la parte superior de la serie Jurásico-Weald. A modo de hipótesis se extrapolan estos datos para dar una idea global de la probable evolución experimentada por el endokarst y el relieve de superficie de la Sierra.

BIBLIOGRAFIA

- AUDRA, P. 1987. Premières observations morphologiques et spéléologiques sur le karst haut-alpin du Tennengebirge (Salzburg, Autriche). *Karstologia*, 9: 17-26.
- DUVERNOIS, C.; M. FLOQUET & B. HUMBEL. 1972. *La Sierra d'Aralar. Stratigraphie. Structure. Cartographie au 1/25.000*. 264 p. Tesis doctoral. Univ. Dijon.
- ETXEBERRIA, F.; J. ASTIGARRAGA; C. GALAN & R. ZUBIRIA. 1980. Estudio de zonas kársticas de Guipúzcoa: el Urgoniano Sur de la Sierra de Aralar. *Munibe*, S.C.Aranzadi, 32(3-4): 207-256.
- ETXEBERRIA, F. et al. 1982. Estudio de zonas kársticas de Guipúzcoa: el Urgoniano de Ausa Gaztelu. *Munibe*, S.C.Aranzadi, 34(4): 271-287.
- GALAN, C. 1978. El río subterráneo de Ondarre y la karstificación en la Sierra de Aralar. *Munibe*, S.C.Aranzadi, 30(4): 257-283. (Aparece como anónimo).
- GALAN, C. 1988. Zonas kársticas de Guipúzcoa: Los grandes sistemas subterráneos. *Munibe*, S.C.Aranzadi, 40:73-89.
- GALAN, C. 1989. Estudio hidrogeológico del sistema kárstico de Ormazarreta (Sierra de Aralar). *Príncipe de Viana (Supl.Ciencias)*, Gob.Navarra, Dpto. Educación y Cultura, IX(9): 5-42.
- GALAN, C. 1991. Disolución y génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas silíceas: un estudio comparado. *Munibe (Cienc. Nat.)*, 43: 43-72.
- GALAN, C. & F. ETXEBERRIA. 1994. *Karsts y cavernas de Gipuzkoa*. Colección BERTAN, Dpto. Cultura, D.F. Gipuzkoa (Ed.Euskera + Inglés-Francés-Español). (6): 72 pp + 30 pp. 160 Ilustr.color.
- HAMBREY, M. & B. HARLAND. 1981. The evolution of climates. In: *The Evolving Earth*. British Mus. Nat. Hist., Cambridge Univ. Press., 264 p.
- MAIRE, R.; Y. QUINIF; M. DOUAT & J. BAUER. 1989. Le long labeur du temps: esquisse de l'histoire géologique de la Pierre Saint Martin. *Bol. ARSIP*, 16: 19-41.
- SCHMIDT, V. 1982. Magnetostratigraphy of sediments in Mammoth Cave, Kentucky. *Science*, 217: 827-829.

LEYENDA FIGURAS.

Lámina 1.

Basoloko leizea. Fila 1: Galería de la cota -9, nivel 1, próxima a la entrada. Fila 2: Cota -36, inicio de la vertical de 28 m.

