

Marco geológico y geomorfológico de la cueva del Moro de Olvena (Huesca)

C. Sancho* - J. A. Cuchí**

I. INTRODUCCIÓN

La Cueva del Moro de Olvena se localiza en el tramo final del congosto del río Ésera. Aparece desarrollada sobre materiales calizos en posición vertical y está relacionada con el sistema kárstico de la Sierra de la Carrodilla.

Esta banda montañosa, que supera los 1.100 m (Buñero) constituye el extremo occidental de las sierras prepirenaicas oscenses, entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana. Se trata de una unidad morfoestructural de orientación NW-SE, cuyo relieve marca el frente meridional de la Cadena pirenaica. Esta alineación montañosa viene condicionada por las características estructurales y estratigráficas de la zona de conexión entre las Sierras Exteriores Aragonesas y Catalanas. En conjunto, aparece una cobertera muy adelgazada, fundamentalmente calcárea, afectada por pliegues sigmoidales, de orientación NW-SE y perforada por diapiros salinos en algunas ocasiones. Estas estructuras aparecen rodeadas y fosilizadas por materiales conglomeráticos sin y postectónicos, producidos con posterioridad a las diferentes pulsaciones tectónicas que tienen lugar durante todo el Oligoceno (MARTÍNEZ, 1981).

Geomorfológicamente (SANCHO, 1988 a), en la zona de conexión entre el prepirineo oscense y leridano (Sierras de Ubierno, Carrodilla y Sola-Santes), los rasgos más antiguos puestos de manifiesto corres-

ponden a superficies erosivas afectadas por procesos de karstificación y deformación, que ocupan las partes elevadas. La sobreimposición posterior de la red fluvial va a compartimentar la región, desde el punto de vista orográfico, y la incisión correspondiente da lugar a una serie de relieves estructurales que van a dominar el modelado. Este tipo de relieves están controlados por las alineaciones de plegamiento presentes y por el dominio de litologías calcáreas (Cretácico superior y Eoceno). No obstante, la importancia morfogenética de la red fluvial se pone de manifiesto también mediante las acumulaciones cuaternarias existentes relacionadas fundamentalmente con la actividad del río Cinca.

II. EL SINCLINAL DE BUÑERO

La Cueva del Moro de Olvena ha sido elaborada en materiales carbonatados marinos del Cretácico superior muy fracturados que forman parte del flanco nororiental del sinclinal de Buñero (Fig. 1), en la intersección de este pliegue con el río Ésera, donde afloran materiales detríticos continentales sin y postectónicos que fosilizan la estructura.

Litoestratigráficamente en el sinclinal de Buñero se diferencia una serie constituida por los elementos siguientes de muro a techo (RIBA *et al.*, 1980):

— Materiales margarcillosos con niveles de yesos y barras carbonatadas correspondientes al Triásico superior en facies germánica. En conjunto se trata de depósitos lagunares pertenecientes a una sucesión típica inicial de *rift* intracontinental.

* Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

** Departamento de Agricultura y Economía Agraria. Escuela Universitaria Politécnica de Huesca. Universidad de Zaragoza. 22071 Huesca.

- Sobre los depósitos anteriores, existiendo un hiato que ocupa prácticamente todo el Jurásico y el Cretácico inferior, se apoyan calcarenitas y calizas con rudistas, braquiópodos y equínidos que aparecen por encima de microconglomerados y arenas basales y que pasan a términos margosos en el techo, alcanzando una potencia de unos 150 m. Aunque la base pertenece al Santoniense, mayoritariamente aparecen representados el Campaniense y el Maastrichtiense dentro del Cretácico superior. Sus características indican medios litorales y transicionales con tendencia a la profundización (SOUQUET, 1967).
- De forma gradual, y en continuidad con el Cretácico superior, aparecen los materiales continentales de la facies Garumniense, señalando el tránsito hacia el Paleoceno. Se trata de una formación predominantemente arcillosa de unos 100 m de potencia aunque es frecuente encontrar areniscas, margas, yesos y calizas. Esta unidad se caracteriza por una evolución vertical regresiva que corresponde al paso de medios marinos a ambientes continentales.
- Por encima aparece una ruptura marcada por la transgresión ilderense que trae consigo la sedimentación de 300 m de calizas y calcarenitas con abundante fauna de nummulítidos y miliólidos, además de lamelibranquios, gasterópodos y equínidos. En su parte inferior es frecuente observar un aumento del detritismo y a veces pueden aparecer intercalaciones más margosas. Estos materiales hay que situarlos cronológicamente en el Ilderense. El ambiente de sedimentación corresponde a un medio marino de plataforma nerítica con carácter regresivo (MUTTI *et al.*, 1972).

El extremo noroccidental de esta estructura aparece fosilizada por depósitos detríticos de carácter molásico:

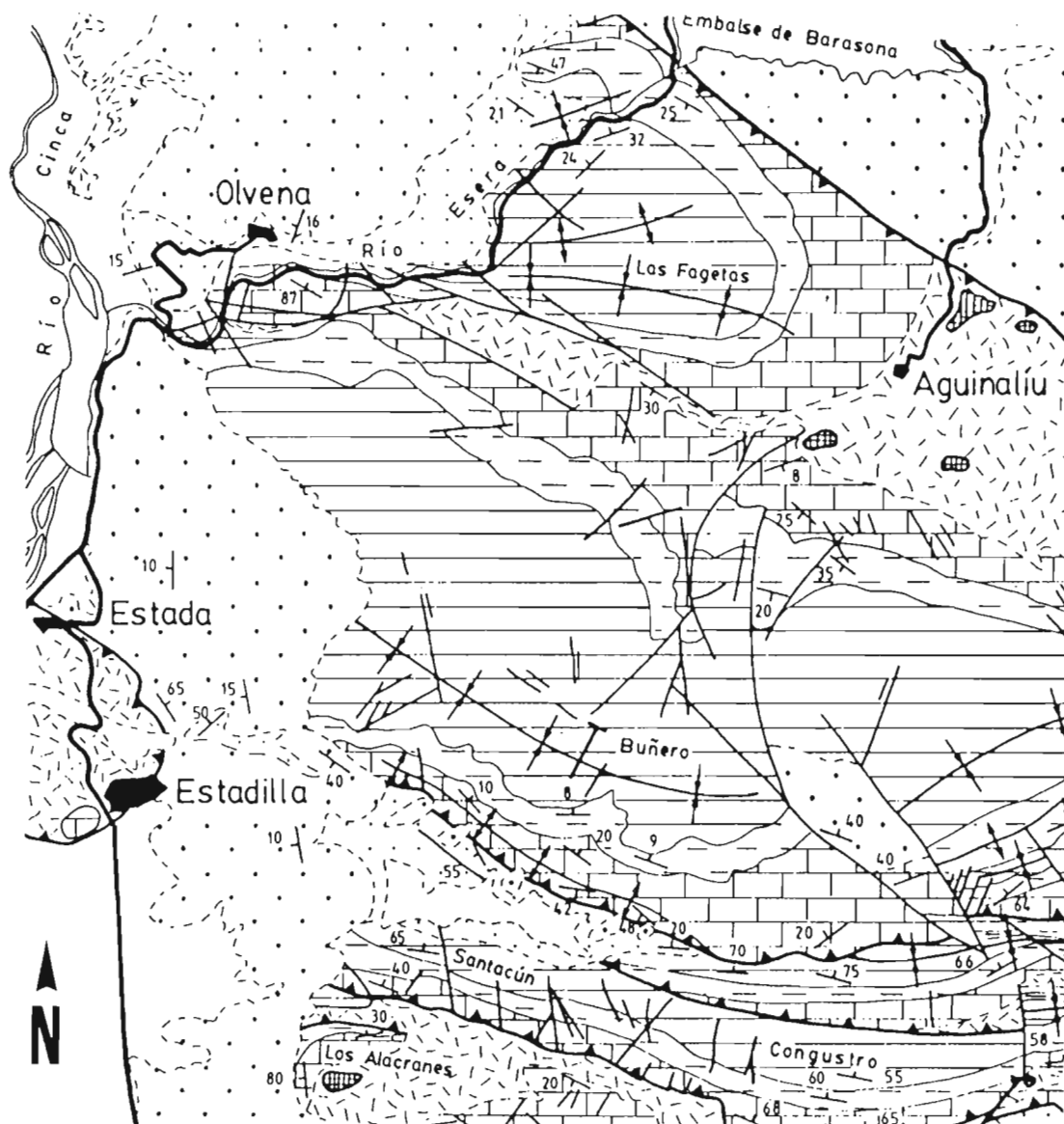
- Los materiales del Oligoceno constituyen la respuesta a la fase principal de plegamiento de la cadena pirenaica. Se trata de conglomerados, areniscas y arcillas, correspondientes a abanicos aluviales, discordantes sobre el sustrato y a la vez plegados con carácter sintectónico y fosilizados por las molasas miocenas. Aparecen excelentes afloramientos en la margen derecha del Congosto de Olvena (Foto 1). Es posible correlacionar estos depósitos con los pertenecientes a la Formación Peraltilla (CRUSAFONT *et al.*, 1966).
- Fosilizando todo el conjunto anterior aparecen otros depósitos conglomeráticos de carácter molá-

sico, que entre la Sierra de Ubierno y el río Ésera reciben el nombre de Conglomerados de Olvena (SLATER, 1977). Son capas potentes de conglomerados y areniscas que corresponden a facies proximales de abanicos aluviales instalados en el contacto entre las Sierras Exteriores y la Depresión del Ebro durante el Mioceno, a raíz de la reactivación del manto de Gavarnie a finales del Oligoceno. Estos depósitos equivalen a los Conglomerados de Graus, Formación Uncastillo, Conglomerados de Rodellar y Conglomerados de Baells correlacionables, todos ellos, con la Formación Sariñena (QUIRANTES, 1978).

Desde el punto de vista estructural, el sinclinal de Buñero forma el extremo noroccidental de la Sierra de la Carrodilla, comprendida en la «Unidad surpirenaica central» definida por SEGURET (1972) o «Manto de Gavarnie» (GARRIDO, 1973), situándose en la zona centromeridional de estas macrounidades estructurales y ocupando la banda de Sierras Exteriores prepirenaicas que sirven de tránsito entre las Aragonesas al W del Cinca y las Catalanas al E del Noguera Ribagorzana.

El área de la Sierra de la Carrodilla ha sido estudiada desde el punto de vista estructural por MARTÍNEZ (1981 y 1991) y POCOVÍ y MARTÍNEZ (1984), señalando tres características distintivas y propias, que se refieren a la presencia de pliegues de dirección NW-SE, inflexión de la traza axial de los pliegues que adquieren forma sigmoidal según una dirección aproximada NE-SW y las existencia de frecuentes asomos diapíricos del Triásico superior (Fig. 1).

Concretamente, el elemento estructural principal está constituido por la Banda de Buñero, de orientación NW-SE, formada básicamente por el sinclinal del mismo nombre, que aflora durante unos 20 km, presentando una traza sigmoidal que se ve interrumpida, en la parte central, por un conjunto de fracturas de dirección NW-SE. Su núcleo está formado por las calizas con alveolinas del Eoceno y hacia el E su flanco meridional se complica enormemente. En la zona del Congosto de Olvena, donde el flanco septentrional de este sinclinal es cortado por el río Ésera se observa una cierta complicación estructural derivada de la fracturación existente que se agrupa en torno a tres direcciones principales NNE-SSW, NW-SE y ENE-WSW (Fig. 1). También en este punto la dirección predominante de las microfracturas es ENE-WSW y los datos microestructurales indican una dirección horizontal de compresión WNW-ESE a NW-SE (MARTÍNEZ, 1991).



LEYENDA



Fig. 1. Mapa geológico de los alrededores de Olvena (MARTÍNEZ, 1991). 1: Mioceno. 2: Oligoceno. 3: Eoceno. 4: Paleoceno. 5: Cretácico superior. 6: Triásico. 7: Contacto concordante. 8: Contacto discordante. 9: Contacto mecánico. 10: Cabalgamiento. 11: Anticlinal-sinclinal.



Foto 1. Conglomerados oligocenos de Olvena que fosilizan calizas verticales del Cretácico superior. Éstas aparecen modeladas en barras estructurales y sirven de soporte para el desarrollo de la red de galerías kársticas correspondientes a la Cueva del Moro de Olvena.

Este conjunto de estructuras responden al amortiguamiento frontal del desplazamiento hacia el S sufrido por la serie mesozoico-eocena de la Unidad Surpirenaica Central a nivel del Triásico superior.

MARTÍNEZ (1981) explica la existencia de pliegues con orientación NW-SE dentro de un contexto regional, refiriéndose a un mayor avance hacia el S de la cobertera despegada en las Sierras Marginales Catalanas con respecto a las Aragonesas. Este tipo de pliegues reflejarían la zona de conexión y enlace de ambas. Por otro lado, la inflexión de los ejes de plegamiento y su traza sigmoidal y la existencia de fracturas características de una zona de cizallamiento sinextral es explicado (MARTÍNEZ, 1982) por la actividad de una fractura NE-SW transcurrente sinistra en el sustrato, simultánea al desplazamiento hacia el S de la cobertera despegada.






















III. EL CONGOSTO DE OLVENA

El análisis del marco geomorfológico en el que aparece la Cueva del Moro hay que realizarlo par-

tiendo del estudio de las características del Congosto de Olvena y su situación dentro de la Sierra de la Carrodilla (Fig. 2).

La evolución geomorfológica de esta región (SANCHO, 1988 a; SANCHO y BENITO, 1989; SANCHO, 1991) comienza con la generación de un relieve importante motivado por movimientos orogénicos que deforman la cobertera surpirenaica durante todo el Oligoceno, de tal manera que posteriormente se desarrolla una secuencia morfogenética que elabora la Superficie de erosión superior de la Sierra de la Carrodilla. Esta secuencia culmina con una crisis tectónica a finales del Mioceno, activada por una distensión radial que responde a movimientos isostáticos de reajuste en la Cadena pirenaica (SANCHO, 1990) y deforma la superficie erosiva anterior. Los nuevos gradientes topográficos dan lugar a la aparición de aplanamientos parciales sincrónicos a la activación de secuencias morfogenéticas kársticas cuyo resultado es el desarrollo del polje de Saganta (SANCHO, 1988 b), probablemente durante el Plioceno. Con el exorreísmo de la Depresión del Ebro comienza la acción erosiva de la red fluvial que

LEYENDA

- 1  1
- 2  2
- 3  3
- 4  4
- 5  5
- 6  6
- 7  7
- 8  8
- 9  9
- 10  10
- 11  11
- 12  12
- 13  13
- 14  14
- 15  15
- 16  16
- 17  17
- 18  18
- 19  19
- 20  20
- 21  21
- 22  22
- 23  23
- 24  24
- 25  25
- 26  26

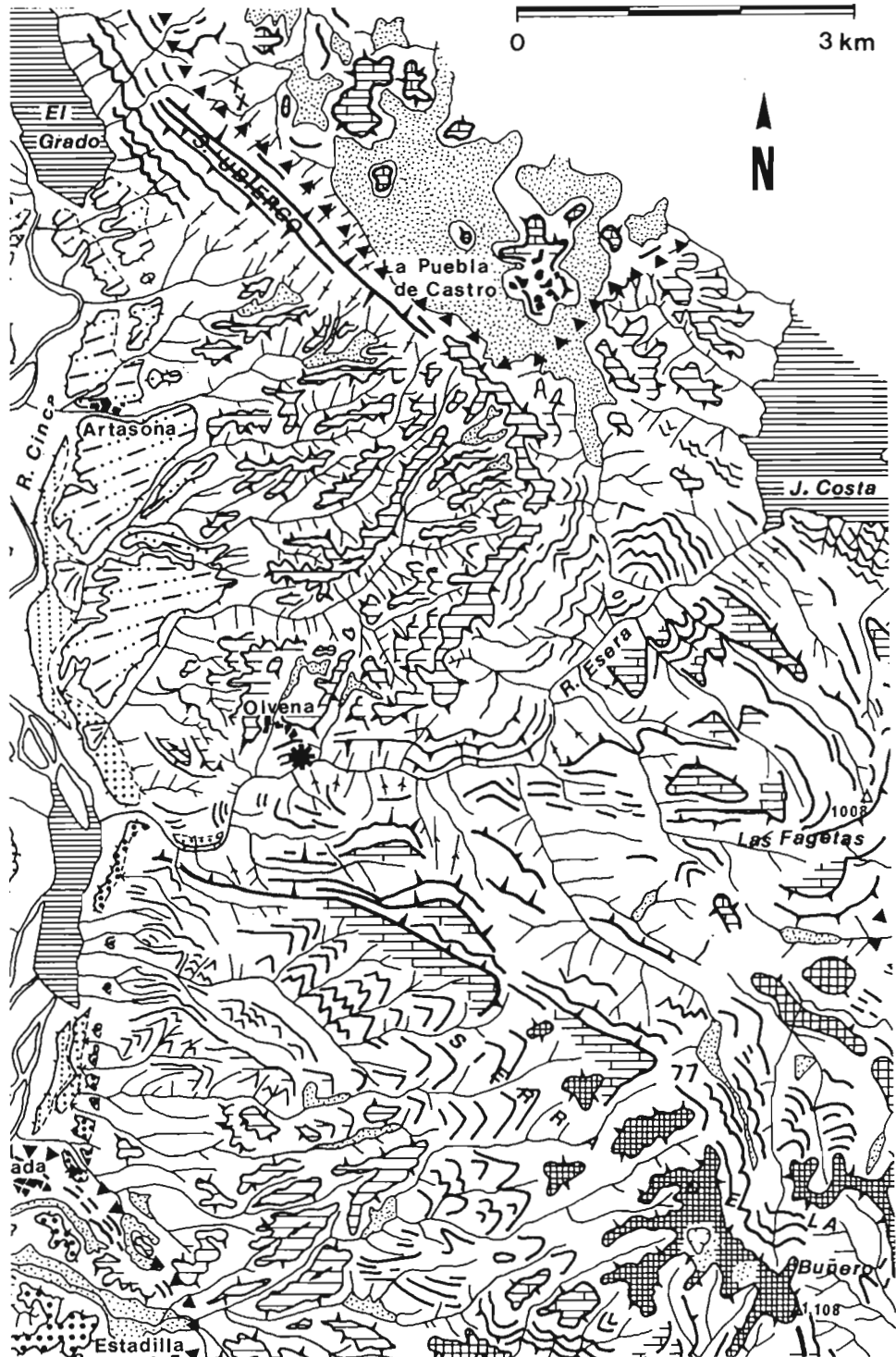


Fig. 2. Cartografía geomorfológica del entorno de la Cueva del Moro de Olvena (SANCHO, 1988 a y 1991). 1: Superficie de erosión superior. 2: Aplanamiento superior. 3: Límite de diapiros. 4 y 5: Escarpes estructurales. 6: Buzamiento de las capas. 7, 8, 9, 10 y 11: Superficie estructural, chevrons, hog-backs, barras y líneas de capa dura en calizas del Cretácico-Eoceno. 12, 13, 14 y 15: Mesas, cuevas y hog-backs, chevrons y líneas de capa dura en conglomerados y areniscas del Oligoceno-Mioceno. 16, 17, 18 y 19: Terrazas T4, T3, T2 y T1. 20 y 21: Glacis G5 y G4. 22: Laderas regularizadas. 23: Dolinas en cubeta y en embudo. 24: Barrancos de incisión lineal. 25: Valles de fondo plano. 26: Cueva de los Moros.

da lugar a los principales relieves estructurales de la región. No obstante esta actividad queda paralizada de manera sucesiva por etapas en las que predominan las secuencias morfogénicas acumulativas y que dan lugar a los diferentes niveles de glacis y terrazas del Pleistoceno en relación con la red de drenaje principal que rodea o atraviesa las Sierras. Por último en el Holoceno se diferencia una última secuencia que da lugar a la regularización de las laderas.

Por tanto el Congosto de Olvena hay que analizarlo a partir del encajamiento de la red de drenaje durante el Pleistoceno sobre el edificio morfoestructural de la Sierra de la Carrodilla elaborado previamente. Los diferentes elementos que conviene analizar son los siguientes (SANCHO, 1991):

III.1. Modelado estructural

Sin ninguna duda, las morfologías más espectaculares están en relación con el trabajo erosivo realizado por el río Ésera cuando atraviesa la Sierra de la Carrodilla, sobre todo entre el embalse de Joaquín Costa y la localidad de Olvena. Durante 6 km y con direcciones NE-SW primero y E-W después, la red fluvial elabora una cluse estructural al atravesar los pliegues correspondientes a la banda de Buñero. Esta actividad trae como resultado la existencia de una estrecha garganta, coincidiendo con la cluse anterior, que presenta morfologías de hog-backs y cuevas en la parte superior, y paredes verticalizadas asociadas a barras (Foto 1), en la zona inferior. En los alrededores de Olvena los desniveles observados se aproximan a los 300 m.

III.2. Rasgos kársticos

Inicialmente, conviene puntualizar dos circunstancias que van a controlar el desarrollo de las diferentes morfologías kársticas en la Sierra de la Carrodilla. En primer lugar, la elaboración de aplanamientos pseudohorizontales pertenecientes a la superficie de erosión Superior favorece la generación de estas formas. Por el contrario, la escasa potencia de los materiales carbonatados (150 m para el Cretácico superior y 300 m para el Eoceno) dentro de la serie estratigráfica dificulta un gran desarrollo de estas morfologías.

Por tanto, las formas kársticas exteriores son poco importantes destacando el polje de Saganta como elemento principal en el que se diferencian dos

superficies de criptocorrosión escalonadas (SANCHO, 1988 b). Sobre las calizas eocenas del núcleo del sinclinal de Buñero son frecuentes los lapiaces estructurales. Mientras que sobre los restos de las superficies de erosión circundantes elaboradas sobre calizas del Cretácico superior y del Eoceno se encuentran lapiaces oquerosos, en los afloramientos de estos materiales con una cierta pendiente se desarrollan lapiaces en regueros con crestas agudas y rectilíneas y surcos redondeados de funcionalidad actual. Por otro lado, se han identificado algunas dolinas en cubeta, algo degradadas, en la parte superior de la Sierra de la Carrodilla y desarrolladas sobre la Superficie de erosión superior (CUCHÍ y SANCHO, 1990).

Las formas interiores son escasas y de dimensiones modestas en esta región. Todas las cavidades conocidas están desactivadas y colgadas sobre los niveles fluviales. En general presentan un escaso desarrollo de espeleotemas. Las más importantes son la cueva del Moro de Olvena (objeto de estudio), la sima de la Guitarra en Estopiñán, la cueva de las Brujas de Juseu y la cueva de los Moros de Gabasa (CUCHÍ y SANCHO, 1990).

Los procesos kársticos presentan escasa o nula funcionalidad actualmente y por tanto las morfologías existentes son heredadas de tiempos anteriores, existiendo varias fases de actividad kárstica, cuya precisión cronológica sólo se puede establecer relativamente en el marco evolutivo geomorfológico de las Sierras Exteriores.

Evidentemente, el rasgo morfológico más antiguo afectado por la karstificación es la Superficie de erosión superior, a la que hemos asignado una edad finimiocena para su última etapa de elaboración. Por otro lado, el límite superior de este primer episodio kárstico viene señalado por la etapa de deformación que disloca la superficie anterior. Es decir, las escasas y poco desarrolladas morfologías correspondientes a esta fase se generaron coincidiendo con las últimas etapas de elaboración de los aplanamientos o en fases posteriores, debido a los pequeños gradientes topográficos existentes y al dominio de los procesos químicos de disolución sobre los mecánicos de escorrentía superficial, potenciados por una climatología más favorable. Por tanto, una primera fase de karstificación debemos situarla a finales del Mioceno (hace 5-6 millones de años).

Una vez deformada la superficie superior tiene lugar otra fase de intensa actividad cuyo resultado morfológico es el desarrollo del polje de Saganta. En cualquier caso, debemos situarnos temporalmente en el intervalo comprendido entre el límite superior del

Mioceno (hace 5 millones de años) y el inferior del Pleistoceno (hace 1,6 millones de años).

Aunque la funcionalidad de los aparatos kársticos presenta los máximos señalados, no se paraliza totalmente e incluso sigue actuando durante el Cuaternario de forma más atenuada.

Es posible considerar la karstificación como un proceso controlado fundamentalmente por factores de tipo climático, y como tal debe reflejarse en un contexto regional amplio. Así, si nos centramos primeramente en las Sierras Exteriores, PEÑA (1983) al E, señala una fase importante desarrollada durante el Mioceno superior o Plioceno y RODRÍGUEZ (1986) al W, diferencia una etapa álgida en el Mioceno superior y otra en el Pliocuatnario. Si incluimos también el entorno de la Cordillera Ibérica, GUTIÉRREZ y PEÑA (1975) localizan la etapa de karstificación principal en el Plioceno superior, seguida inmediatamente después de una fase distensiva general y del desarrollo de poljes, sobre todo en el ámbito oriental de la Cadena. Por otra parte, LÓPEZ (1986) señala en el Pirineo occidental una evolución del karst continua desde el Plioceno hasta la actualidad, aunque la intensidad del fenómeno ha sido regulada fundamentalmente por las variaciones climáticas durante el Cuaternario.

III.3. Los niveles aluviales del río Ésera

Como hemos señalado anteriormente, la acción erosiva del río Ésera durante el Cuaternario predomina en detrimento de la acumulativa. Por tanto, además de existir muy pocos restos de niveles de terrazas, la extensión de los mismos es muy reducida, resultando prácticamente irrepresentables a escala cartográfica. Existen restos de terrazas altas cuyo afloramiento queda limitado por la garganta estructural, y por lo tanto, ni tienen una extensión lateral o longitudinal importantes ni es fácil controlar la altura relativa con respecto al cauce actual del río, pudiendo quizás llegar hasta los 40-50 m. En cualquier caso, los materiales que la forman presentan potencias de 4-5 m y están constituidos por grandes cantos redondeados de hasta 80 cm de diámetro, con estructura masiva, mezclados con bloques de vertiente de origen lateral más angulosos. Presentan matriz arenosa y nulo grado de cementación. A techo, a veces, se han encontrado limos de inundación.

Por otro lado, en la zona próxima a la desembocadura con el Cinca existen restos de una terraza T₃ situada a 18-20 m. Se reconocen también pequeñas

extensiones de la terraza T₂ situada a 8-10 m sobre el cauce actual que está formada por 6-7 m de gravas masivas con materiales limosos a techo y otros de aporte lateral.

La composición litológica de todas las terrazas del Ésera es propia de los materiales aflorantes en la zona de Pirineo axial, con abundancia de cantos de granito, microconglomerado, arenisca y caliza, y en menor grado de rocas metamórficas y volcánicas.

III.4. Depósitos de ladera

Un último rasgo a considerar es el desarrollo de laderas en el Congosto de Olvena. Su análisis es función de las características del depósito, tomando como criterio fundamental el tamaño de los clastos encontrados, y de los posibles procesos de movilización en la ladera.

Aunque se trata más bien de un movimiento de ladera vamos a considerar, en primer lugar, importantes masas de bloques correspondientes a vuelcos, que utilizan discontinuidades estructurales importantes. Los mecanismos desencadenantes están, fundamentalmente, en relación con la gravedad. Es posible encontrar grandes bloques de varios m³ de volumen, acumulados por caída libre y que pueden llegar a constituir depósitos de varias decenas de metros de potencia, empastados en una matriz limo-arcillosa abundante. Dichos depósitos están ligados fundamentalmente a la existencia de cantiles importantes de rocas calcáreas fracturadas.

Por otro lado, son frecuentes las laderas constituidas por gelifractos o derrubios semiestratificados. El depósito está formado por clastos calcáreos, heterométricos y angulosos, con cierta ordenación granulométrica decreciente, alcanzando los 10 m de potencia. Los clastos aparecen lavados a veces, con mucha matriz en otras ocasiones y con frecuentes cementaciones carbonatadas en la parte superior.

En este grupo se incluyen los canchales o acumulaciones de funcionalidad actual compuestas por crioclastos calcáreos relativamente homométricos y lavados. Los mecanismos de transporte pueden deberse a procesos predominantemente gravitacionales, solifluidales e incluso de arroyada, aunque parece clara la actuación de varios de estos procesos conjuntamente. En cualquier caso, la forma de preparación del material y los mecanismos de transporte fundamentales deducidos indican una situación climático-ambiental en la que predominan las condiciones frías.

Por lo que se refiere a la edad de estas acumulaciones de ladera, aunque no existen dataciones cronológicas precisas sobre estas fases frías, por correlación con otras áreas adyacentes es posible aportar algún dato de interés. Así, PEÑA (1983) en base a datos arqueológicos consigue establecer dos episodios acumulativos (Würm I y Würm II) durante los últimos tiempos del Pleistoceno y uno (Subboreal-Subatlántico) durante el Holoceno en las Sierras Exteriores leridanas. Por otro lado, RODRÍGUEZ (1986) en las Sierras Exteriores oscenses data la actividad crioclástica periglaciaria como Musteriense (50.000 B.P.) en función de criterios arqueológicos.

IV. LA CUEVA DEL MORO DE OLVENA

Una vez analizadas las características geológicas y geomorfológicas generales de los alrededores de Olvena es posible precisar algunos rasgos específicos del entorno de la Cueva del Moro, que ayuden a interpretar los principales rasgos del sistema kárstico en el que queda incluida.

Como se ha indicado anteriormente el soporte litológico del conjunto endokárstico de Olvena está constituido por calizas verticalizadas del Cretácico superior con direcciones en torno a N080E. Algunas de las características de estas calizas con rudistas, como la tendencia hacia la estratificación masiva y las texturas bioconstruidas, coinciden con las indicadas por MELÉNDEZ y SANCHO (1989) como controles estratigráficos y sedimentológicos del desarrollo kárstico. Estos materiales dan lugar a modelados en barras con escarpes estructurales importantes sobre el río Ésera generados por la incisión de la red de drenaje (Foto 1).

Por otro lado, además de las características litológicas y geomorfológicas, es conveniente analizar los rasgos estructurales de los materiales. El estudio de los datos de fracturación del paquete karstificado tanto a escala de fotografía aérea como a nivel de afloramiento, en el exterior e interior de la cavidad, indica la existencia de tres familias principales de discontinuidades o fracturas que presentan direcciones N010-020E, N080-090E y N140-150E para el primer caso y N010-020E, N080-100E y N160-180E para el segundo, siendo la familia N080-100E la predominante, observándose, por tanto, una aproximación relativamente elevada. Ahora bien, dentro de las fracturas medidas a escala de afloramiento las podemos agrupar en dos grandes conjuntos según que presenten un ángulo de buzamiento muy tendido o se trate de

planos verticalizados. Esta diferenciación es importante ya que la geometría de la red de drenaje endokárstico está controlada por las primeras. En efecto se observa una clara dependencia entre el desarrollo de los conductos kársticos y las fracturas de bajo ángulo (30-40°) que se agrupan en dos familias, una de dirección constante N010-020E y otra más importante de dirección muy variable (N080-180E). Lógicamente, estas discontinuidades van a estar relacionadas con esfuerzos compresivos correspondientes a la tectónica pirenaica. La cueva de Olvena se desarrolla aprovechando una de estas fracturas que presenta una dirección aproximada de N010-020E y un buzamiento hacia el W de unos 35-40°. Además, también en relación con estas fracturas se observan otros conductos laterales al principal, y que se observan sobre las paredes verticalizadas del Congosto. De este modo es posible observar algunas características morfológicas de los conductos endokársticos (Foto 2), que ayudan a proponer algunas consideraciones genéticas. En efecto, las secciones de los conductos observadas son subcirculares o elípticas elongadas según planos de discontinuidad características de pasos freáticos o conductos forzados. Estas morfologías están relacionadas con flujos rápidos por el interior de sistemas rocosos no totalmente isótropos (JENNINGS, 1985; FORD y WILLIAMS, 1989).

Por otro lado, las fracturas verticales presentan una clara componente normal y se agrupan en dos familias con orientaciones N170-180E y N100-110E. Estas direcciones son perpendiculares y paralelas al eje de los Pirineos y probablemente se encuentren asociadas con etapas neotectónicas distensivas posteriores. En relación con estas discontinuidades se observan pequeñas cavidades y ensanchamientos de las mismas junto con ligeras acumulaciones espeleotémicas ligadas a una circulación libre descendente claramente vadosa o gravitacional.

Todo este sistema endokárstico debe de estar relacionado con las etapas de karstificación principales detectadas en las Sierras Exteriores pirenaicas a finales del Mioceno y, fundamentalmente, en el tránsito Plioceno-Cuaternario. Por tanto, esta karstificación es anterior al encajamiento principal del río Ésera, de manera que este río nunca ha jugado el papel de nivel de base o de descarga libre o vadosa del acuífero kárstico. Se observan conductos de circulación forzada a diferentes alturas llegando hasta el propio cauce actual, sin que las que aparecen en cotas superiores presentes signos marcados de evolución libre o vadosa. Las características de los conductos indican unas condiciones artesianas en las que las



Foto 2. Superficie verticalizada sobre el río Ésera, correspondiente a barras de calizas del Cretácico superior, en la que se observa el control estructural y la geometría subcircular-elíptica de los conductos kársticos de la Cueva del Moro de Olvena.

rocas karstificadas están confinadas por capas impermeables, produciéndose un ascenso del agua por presión hidrostática. En esta situación es frecuente que los planos de falla sean vías de salida para el agua que aflora allí donde la erosión ha incidido la cobertera impermeable (FORD y WILLIAMS, 1989).

La funcionalidad de este sistema kárstico hay que relacionarla con una circulación endokárstica desde el centro de la Sierra de la Carrodilla hacia el exterior con áreas de circulación freática o forzada. Conviene recordar, en este sentido, que el drenaje de este sistema kárstico debió de localizarse cerca de los contactos discordantes entre la serie mesozoica y los materiales detríticos más impermeables del Oligoceno y del Mioceno. Con posterioridad la red de drenaje principal, constituida por el río Ésera, comenzaría su encajamiento cortando de manera progresiva conductos con flujo forzado subterráneo cada vez más profundos, por lo que, al menos parcialmente, el sistema pasaría a condiciones subaéreas con circula-

ción vadosa que favorecería el relleno de las cavidades con depósitos detríticos y el desarrollo de algunos espeleotemas de poca importancia.

Por tanto, y a modo de síntesis, podemos indicar que la Cueva del Moro de Olvena queda integrada en un pequeño sistema endokárstico de circulación freática o forzada desarrollado en calizas verticalizadas del Cretácico superior de la Sierra de la Carrodilla, claramente controlado por la fracturación, cuyo funcionamiento tuvo lugar probablemente durante el Plioceno.

V. BIBLIOGRAFÍA

- CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENNA, J. (1966). Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Río Formiga, Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Comunicaciones I.G.M.E.*, 83: 7-14.
- CUCHÍ, J. A. y SANCHO, C. (1990, en prensa). *El karst de la provincia de Huesca*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 189 p. Huesca.
- FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, 601 p.
- GARRIDO, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 395 p.
- GUTIÉRREZ, M. y PEÑA, J. L. (1975). Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (prov. de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, 86, 561-570.
- JENNINGS, J. N. (1985). *Karst geomorphology*. Blackwell, 293 p.
- LÓPEZ, J. (1986). *Geomorfología del macizo de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 529 p.
- MARTÍNEZ, M. B. (1981). *Estudio geológico y estructural de la zona de conexión entre las Sierras Marginales aragonesas y Catalanas (Prepirineo, provincia de Huesca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza, 120 p.
- MARTÍNEZ, M. B. (1982). Influencia del substrato en la estructura de la cobertera deslizada de las Sierras Marginales del Prepirineo de Huesca. *Acta Geológica Hispánica*, 17: 235-240.
- MARTÍNEZ, M. B. (1991). *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 380 p.
- MELÉNDEZ, A. y SANCHO, C. (1989). Características estratigráficas y sedimentológicas de las principa-

- les formaciones carbonatadas con interés en el desarrollo del karst. En DURÁN, J. J. y LÓPEZ, J. (eds.). *El Karst en España*. Monografía 4: 45-54. Sociedad Española de Geomorfología.
- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H. P.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972). Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 391-416.
- PEÑA, J. L. (1983). *La Conca de Tremp y Sierras pre-pirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana: estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses, 373 p. Lérida.
- POCOVÍ, Á. y MARTÍNEZ, M. B. (1984). Consideraciones acerca del accidente del Cinca (Prepirineo meridional). *I Congreso Español de Geología*, III: 229-240.
- QUIRANTES, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Institución «Fernando el Católico», 200 p. Zaragoza.
- RIBA, O.; PUIGDEFÁBREGAS, C.; SOLER, M.; MALDONADO, A.; MARTÍ, C. y GARRIDO, A. (1980). *Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Memoria y Hoja n.º 23 (Huesca)*. I.G.M.E., 54 p.
- RODRÍGUEZ, J. (1986). *Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 172 p. Huesca.
- SANCHO, C. (1988 a). *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 743 p.
- SANCHO, C. (1988 b). El polje de Saganta (Sierras Exteriores Pirenaicas, provincia de Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, 2: 107-113.
- SANCHO, C. (1990). Algunas consideraciones sobre la neotectónica del sector oriental de las Sierras Exteriores oscenses. *Boletín Geológico y Minero*, 101: 526-535.
- SANCHO, C. (1991). *Geomorfología de la Cuenca baja del río Cinca*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 177 p. (edición en microficha). Huesca.
- SANCHO, C. y BENITO, G. (1989). La utilización de secuencias morfológicas como criterio de correlación geomorfológica en el sector centro-oriental de la Depresión del Ebro. *2.ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, 913-921.
- SEGURET, M. (1972). *Étude tectonique des nappes et séries decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Publications USTELA, Série Géologie Structural, 2, 155 p.
- SLATER, J. (1977). *The Oligo-miocene fluvial molasse sediments of the Northern Ebro basin, Spain*. Tesis Doctoral. Universidad de Cambridge, 237 p.
- SOUQUET, P. (1967). *Le Crétacé Supérieur sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre*. Thèse Imp. Prirat. Faculté des Sciences de Toulouse, 530 p.