

APROXIMACION AL CONOCIMIENTO KARSTICO Y PALEOKARSTICO DE LA CAVIDAD Y SU ENTORNO

I. MORELL
P. GARAY

La Cova Fosca constituye una cavidad relictiva, de origen precuaternario, desarrollada en un antiguo karst de mesa (merokarst) actualmente desmantelado.

La actual fisonomía de la cavidad es consecuencia de los diferentes procesos geodinámicos imperantes a lo largo del Cuaternario.

El análisis de la fracturación y fisuración del área ha permitido establecer una conexión respecto al desarrollo kárstico a distintas escalas.

MARCO GEOLOGICO

El ámbito geológico donde se ha desarrollado la cavidad de la Cova Fosca pertenece a una unidad estructural de la Cordillera Ibérica que ha sido denominada Macizo Cretácico¹ Meseta Central,² Zona Central Subtabular³ y Alt Maestrat,⁴ y que se caracteriza por la existencia de plegamientos de gran radio y la disposición subhorizontal de los materiales.

La serie estratigráfica del entorno inmediato de la cavidad es íntegramente cretácica, con materiales cuya edad está comprendida entre el Hauteriviense y el Albiense superior. El dominio litológico corresponde a materiales calcáreos, calizas micríticas y esparíticas, con niveles margosos intercalados, y arenas y areniscas en el Albiense superior. La distribución de los diferentes materiales viene determinada, a grandes rasgos, por el trazado de la Rambla Carbonera, que ha socavado buena parte de la serie, hasta el Hauteriviense basal. Al noroeste de la rambla afloran

1. FALLOT, P. y BATALLER, J. R., *Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo*, Mem. Real Acad. Ciencias y Arte de Barcelona, XX (8), 143 pp., 1927.

2. BRINKMANN, R., *Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne*, Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot, Paris, Soc. Geol. Franç., t. I: pp. 291-299, 1962.

3. CANEROT, J., *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane (Espagne)*, ENADIMSA (Ed.), serie 5, n.º 4, 517 pp., 1974.

4. SANCHIS, E., MORELL, I y FABREGAT, V., *Geología de la provincia de Castellón. Capítulo de Guía Ecológica de la Comunidad Valenciana*, Ed. Inst. Alfons el Magnànim, en prensa, 1986.

materiales que van desde el Barremiense al Aptiense inferior, mientras que hacia el sureste se reconoce toda la serie aptiense y hasta el Albiense superior, que aflora en las proximidades de Benasal.

La cavidad se ha desarrollado en unos niveles calcáreos del Bedouliense inferior.

ANALISIS DEL RELIEVE

El área en que se ubica la Cova Fosca forma parte de una gran plataforma subtabular que se desarrolla por encima de los 1.000 metros de altitud, y se prolonga hacia el interior por la región del Maestrazgo. Hacia el este se pasa a un área más tectonizada, fallada, que por medio de horst y graben y un suave plegamiento, así como por los rellenos terciarios, produce un descenso topográfico progresivo hacia la costa, dando lugar a una serie de corredores y alineaciones montañosas prelitorales, de orientación dominante NNE-SSW.⁵

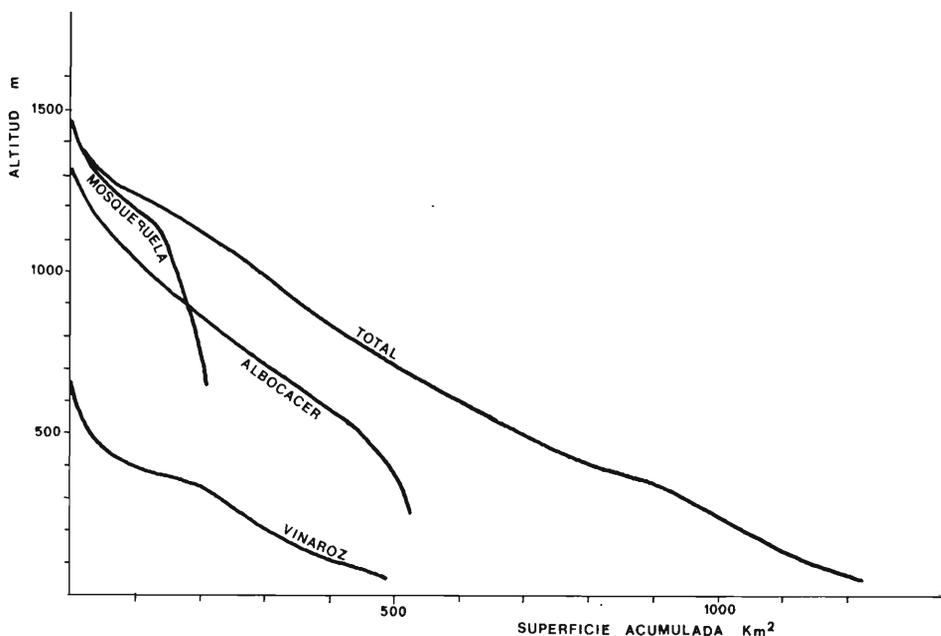


Fig. 1. Curvas hipsométricas correspondientes a las hojas topográficas de Mosqueruela, Albocácer y Vinaroz en la provincia de Castellón.

Con el fin de conocer los rasgos topográficos y altimétricos más sobresalientes del relieve, se ha procedido a construir curvas hipsométricas, parciales y total, de las tres hojas topográficas que coinciden con el paralelo de Ares del Maestre en el ámbito de la provincia de Castellón, es decir, las hojas a escala 1:50.000 de Mosqueruela (n.º 569), Albocácer (n.º 570)

5. MATEU BELLES, J. F., *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*, Tesis Doct. Ed. Secc. Geogr. Univers., Valencia, 286 pp., 1982.

y Vinaroz (n.º 571). La primera de ellas se desarrolla preferentemente por encima de los 1.000 metros sobre el nivel del mar y acusa un amesetamiento dominante hacia los 1.100-1.200 metros (Figura 1), que resultaría mucho más acusado de haber contemplado toda la superficie de la hoja.

Este nivel de aplanamiento se pone de manifiesto en el extremo occidental de la hoja de Albocácer, a través de las muelas próximas a Ares del Maestre, en una de las cuales se encuentra enclavada la Cova Fosca.

Hacia la costa se evidencian otros dos niveles de aplanamiento, hacia los 500-600 metros y hacia los 350-400 metros, que coinciden, respectivamente, con los corredores de Albocácer-Rambla Carbonera y de Villanueva de Alcolea-Canet lo Roig.

Parece existir otro nivel de aplanamiento en torno a los 150 metros, que coincidiría con la prolongación del corredor de Alcalá de Chivert-Santa Magdalena de Pulpis.

El significado geomorfológico de los distintos niveles mencionados puede responder a causas diversas, tanto estructurales como sedimentarias o erosivas, y, a su vez, pueden presentar carácter regional o local. En el caso que nos ocupa, y para el máximo de los 1.100-1.200 metros, es evidente el carácter de antigua "superficie de erosión", ya que a ella se asocia, de forma muy particular, toda la morfología kárstica del sector centrorienta de la Cordillera Ibérica,⁶ incluidos algunos fenómenos kársticos próximos al área investigada, como es el caso del polié de Vistabella.⁷

Este amesetamiento superior de las curvas hipsométricas estaría, pues, relacionado con la tendencia a un aplanamiento o suavizado general del relieve, que terminaría de elaborarse hacia el Plioceno medio, de acuerdo con los autores citados, y que correspondería a la *superficie de erosión fundamental* de Solé Sabaris et al.⁸

Los demás niveles de tendencia al aplanamiento, coincidentes con los diversos corredores intramontañosos, podrían responder a causas estructurales y a antiguas superficiales locales de colmatación; sin embargo, resulta sorprendente la similitud de cotas que existe respecto a otras curvas hipsométricas de la vertiente mediterránea peninsular, como son las obtenidas en el macizo del Mondúver (prov. Valencia), con sendos aplanamientos hacia los 350 y 150 metros, definidos por espectaculares campos de dolinas y un poljé,⁹ o la del sector Almirante-Gallinera, al sur de la anterior,¹⁰ con aplanamientos hacia 550, 350 y 150 metros, asociados a superficies karstificadas y a la colmatación de valles terciarios por depósitos villafranquienses.

6. GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J. L. y SIMON GOMEZ, J. L., *El korst en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica*, Reunión Monogr. sobre el Karst, Larra-82: 81-93, 1982.

PEÑA MONNE, J. L., et al., *Geomorfología de la provincia de Teruel*, Inst. Est. Turoleses, 149 pp., 1 plano, 1984.

7. CALVO, A., *El Macizo de Peñagolosa. Estudio Geomorfológico*, Tesis de Lic., Fac. Geogr. e Hist., Valencia, 136 pp., 1979.

GUTIERREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J. L. y SIMON GOMEZ, J. L., *El polié de Vistabella del Maestrazgo (provincia de Castellón)*, Reunión Monogr. sobre el Karst, Larra-82: 95-104, 1982.

8. SOLE SABARIS, LR. et al., *Geografía de España y Portugal*, t. I, Ed. Montaner y Simón, 500 pp., 1953.

9. GARAY, P., *Estudio geomorfológico del macizo kárstico del Mondúver (provincia de Valencia)*, Tesis de Lic. Fac. Ciencias Granada, 122 pp., 1983.

10. GIL SENIS, M. V., *Geomorfología kárstica de las sierras de Almirante y Gallinera (provincias de Alicante y Valencia)*, Cuad. Val. de Karstología, en prensa, 1986.

ESTUDIO DE LA FRACTURACION Y KARSTIFICACION ACTUAL

Con el fin de situar la formación de la cavidad en relación a los condicionantes estructurales del entorno, se ha procedido al estudio de las redes de fracturación, tanto a escala de detalle, con medición de diaclasas en campo, como a escala del afloramiento, mediante fointerpretación.

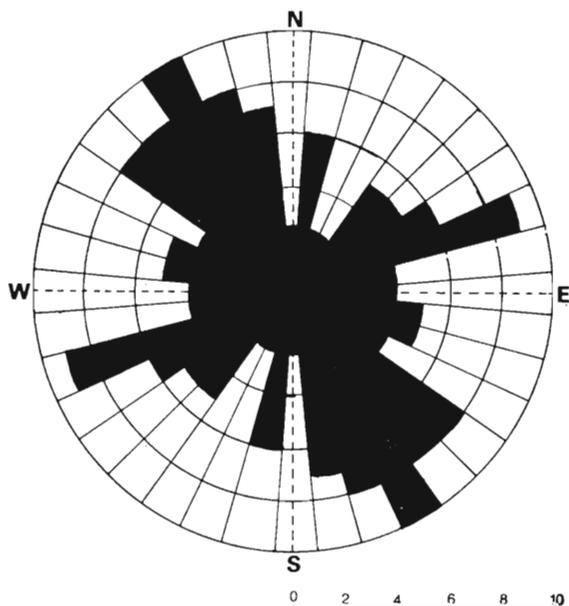


Fig. 2. Distribución frecuencial de las diaclasas en el entorno de la Cova Fosca (n=100).

En el campo, se han medido 100 diaclasas, de escala decimétrica y métrica, poniéndose de manifiesto (Figura 2) la existencia de dos direcciones preferenciales: N70 y N130-170, conjugadas.

En el mismo sector, se han medido otras 100 elementos de disolución del lapiaz, según su máximo alargamiento, como son los *kluftkarren* y perforaciones cilindroideas, microformas de disolución kárstica propias de este dominio morfoclimático.

Las perforaciones cilindroideas son formas penetrantes, generalmente verticales, de sección circular o elíptica, con anchuras del orden de pocos centímetros y profundidades de varios decímetros; en su interior suelen encontrarse pequeños depósitos de *terra rossa* que, en ocasiones, sirven de sustento a un incipiente desarrollo vegetal, que provoca mayor acidez en el medio y contribuye al crecimiento y desarrollo de la perforación. De igual forma, el *kluftkarren* es el resultado de la disolución kárstica que actúa a favor de microclavas dando lugar a hendiduras alveolares alargadas, de dimensiones similares a las perforaciones pero con un desarrollo máximo lateral a favor del plano generatriz. Sweeting¹¹ consi-

11. SWEETING, M. M., *Karst landforms*, McMillan Press, 362 pp., 1972.

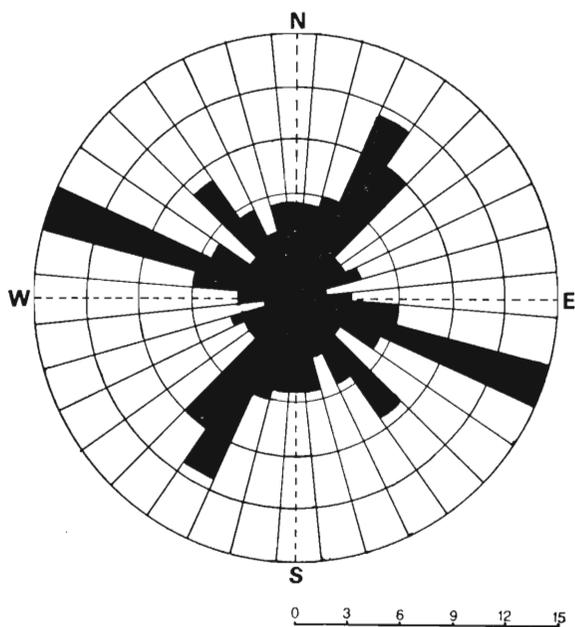


Fig. 3. Distribución frecuencial de *kluttkarren* y perforaciones cilindroideas en el entorno de la Cova Fosca (n = 100).

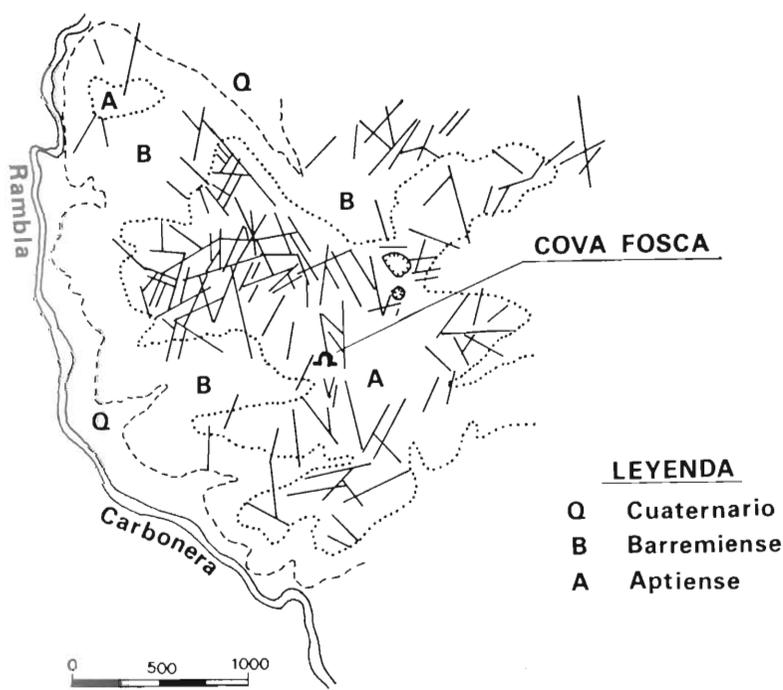


Fig. 4. Esquema de fracturación en el entorno de la Cova Fosca.

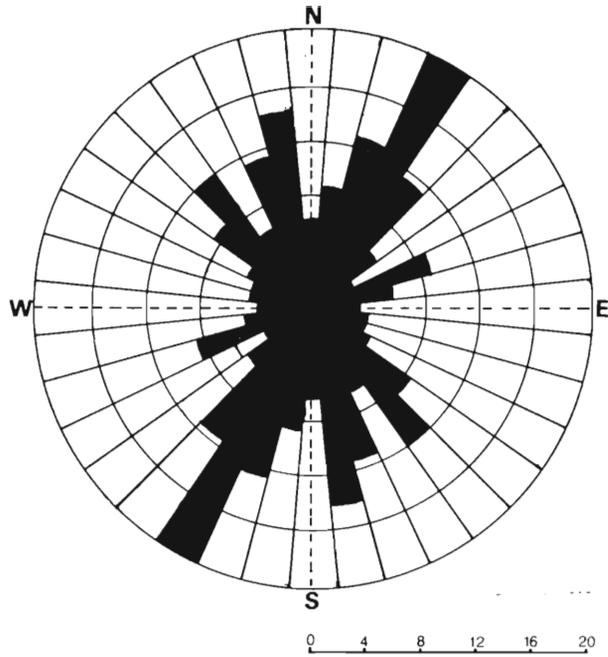


Fig. 5. Distribución frecuente de la fracturación en el entorno de la Cova Fosca (n = 149).

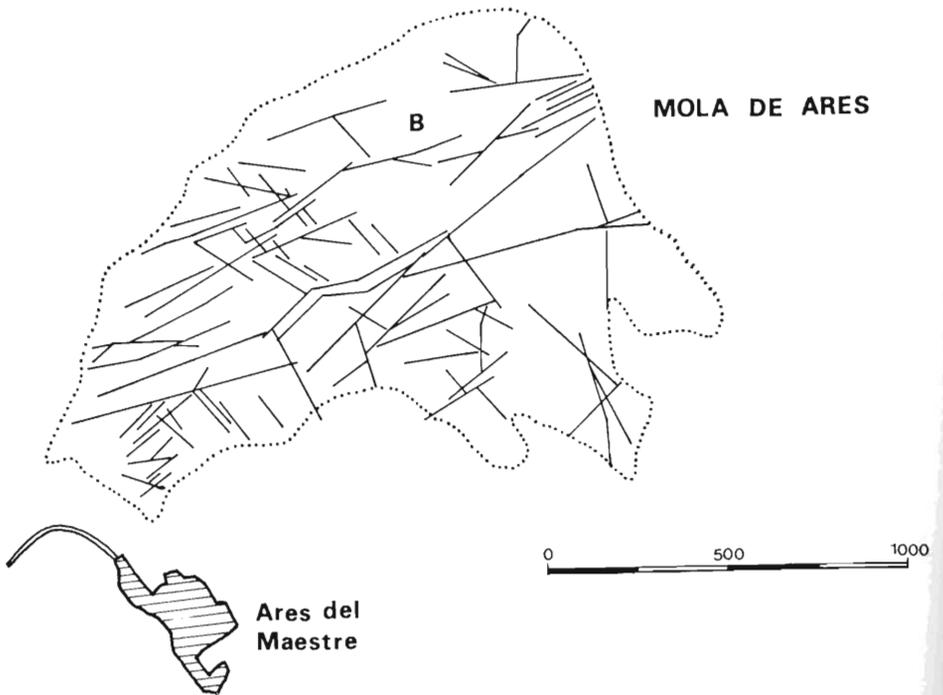


Fig. 6. Esquema de fracturación de la Mola d'Ares.

dera que las perforaciones son una modalidad de *pluttkarren* desarrollado en la intersección de dos o más microclajas, lo que produce una disolución preferencialmente vertical.

En la figura 3 se observa que las direcciones preferenciales en las que se desarrollan estas formas son N30 y N110, que corresponden con las orientaciones de mínima presencia de las diaclasas.

La red de fracturación a escala hectométrica, obtenida a partir de la fotografía aérea (Figura 4) revela la existencia de dos máximos a N70 y N130-170, es decir, con las mismas orientaciones que las obtenidas en las medidas de campo (Figura 5), y un máximo principal, más acusado, con dirección N30, que coincide con fracturas de distensión como la que se puede observar dentro de la Cova Fosca, y que resulta coherente con la fracturación regional de la fase distensiva principal que dio lugar a la estructura en horst y graben del cinturón prelitoral.

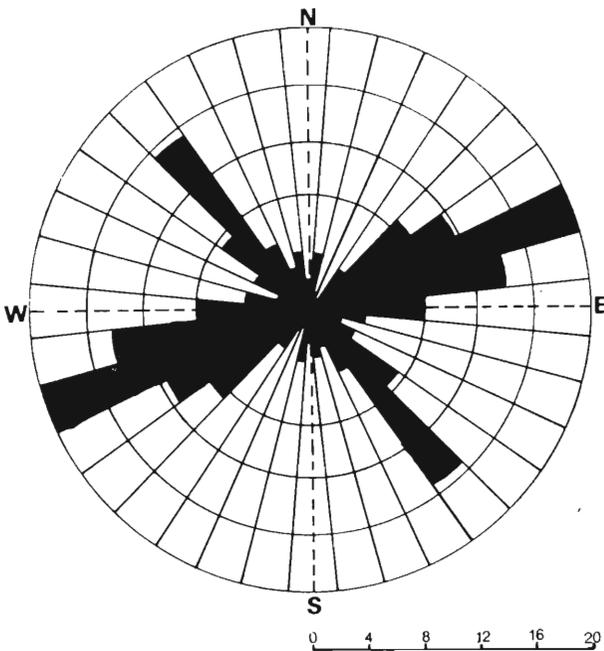


Fig. 7. Distribución frecuencial de la fracturación en la Mola de Ares (n = 108).

En la Mola de Ares, situada a unos 5 Kilómetros al norte del área de la Cova Fosca, la red de fracturación (Figura 6) muestra la existencia de las dos direcciones preferenciales correspondientes a las diaclasas asociadas a las fases compresivas, es decir, N30 y N140 (Figura 7). Estas fracturas alcanzan hasta un kilómetro de longitud, y a ellas está asociada una red de diaclasas de menor entidad, de escala métrica, y con los mismos máximos de orientación.

En resumen, la fracturación se presenta constituyendo un enrejado, que se esquematiza en la figura 8, y que es el responsable del desarrollo de las formas kársticas tanto actuales como pasadas.

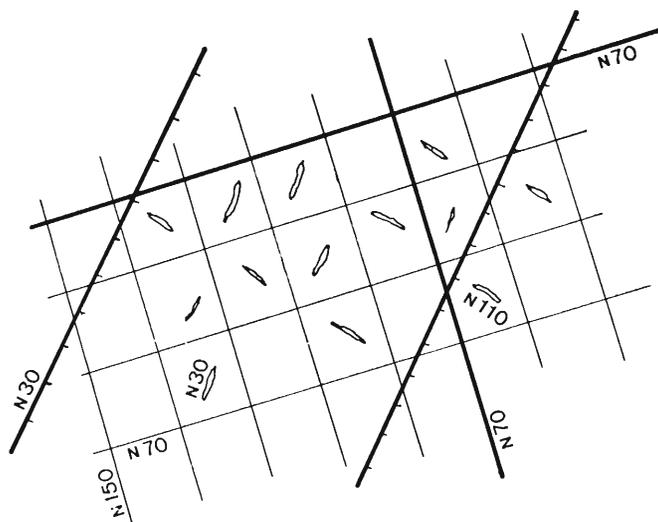


Fig. 8. Modelo disposicional de la red de fracturas, diaclasas y microclajas en el entorno de la Cova Fosca.

Las formas kársticas actuales quedan relegadas al modelado superficial de las calizas, es decir, al lapiaz, que, básicamente, está representado por microformas de tipo *kluftkarren*, perforaciones cilindroideas, *kamenitzas*, e incipientes acanaladuras (*rillenkarren*), que coexisten con otras morfologías más próximas al modelado periglaciario que se desarrolla profusamente en este área durante gran parte del año.

La fracturación, por otra parte, facilita la infiltración del agua de lluvia, que da lugar a la formación de un pequeño manantial, de funcionamiento intermitente, en el barranco de la Montalbana, en el contacto de las calizas con niveles margosos subyacentes, así como a la existencia de goteos y rezumes, visibles en el interior de la cavidad, y que aparecen de manera discontinua a lo largo del mencionado contacto.

FORMAS EXOKARSTICAS. PALEOKARST

El mencionado aplanamiento desarrollado por encima de los 1.100 metros de altitud, se encuentra surcado por profundos valles consecuentes al encajamiento de la red fluvial. Esta plataforma superior contiene prácticamente la totalidad de las formas exokársticas mayores que se reconocen en la región; los valles, en cambio, presentan una típica morfología fluvial con secciones en graderío o en V, en función de la existencia o no de tramos litológicos más consistentes (calizas) intercalados en la serie margosa predominante.

La morfología kárstica que debía caracterizar inicialmente a la superficie de aplanamiento superior, tan sólo es reconocible en el sector estudiado por la existencia de algunas dolinas, que han permanecido como tales a pesar del espectacular desarrollo y avance de la red hidrográfica

a lo largo del Cuaternario. Otras dolinas, en cambio, se encuentran ya capturadas por el progresivo avance de las cabeceras de los cauces.

Al noreste de la Cova Fosca se localizan tres dolinas cuyas anchuras son de 150 × 100, 70 × 65 y 160 × 100 metros respectivamente, con profundidades de 20, 15 y 25 metros.

La primera de ellas se encuentra capturada en su extremo meridional por el barranco de la Montalbana, mientras que las otras dos son claramente endorreicas y su drenaje se concentra en pequeños sumideros impenetrables.

Las tres dolinas presentan bordes de pendiente acusada y fondo aplastado debido a la acumulación de depósitos coluviales y materiales residuales a la decalcificación. Son, por lo tanto, dolinas en forma de artesa según la nomenclatura de Llopis.¹²

En toda esta zona, el drenaje hídrico subterráneo de las calizas se encuentra rápidamente limitado en profundidad debido al escaso espesor de estos materiales y a la presencia de margas subyacentes, que constituyen el nivel de base kárstico. Nos encontramos, por tanto, ante un *mesokarst* en el sentido de Cvijic.¹³

Antes del encajamiento de la actual red de drenaje, los afloramientos carbonatados presentaban una gran continuidad lateral, lo que dio origen al desarrollo de redes de conductos y grandes drenes que han quedado totalmente desmantelados en la actualidad al permanecer colgados por la individualización del relieve en muelas.

El ejemplo más espectacular de conducto paleokárstico conocido en las proximidades del área estudiada es, sin duda, la Cova de Cantallops, situada en el barranco de igual denominación, a tan sólo 1'5 Km. al este de Ares del Maestre. Se trata de una antigua galería surgente de desarrollo horizontal, con más de 200 metros de recorrido espeleológico y con anchuras y alturas superiores a los 4 metros.

La Cova Fosca corresponde originalmente a los restos de otro antiguo dren completamente desfigurado por los procesos de denudación y depósito sufridos a lo largo de las distintas etapas climáticas cuaternarias.

GEOMORFOLOGIA DE LA CAVIDAD

La Cova Fosca abre su boca, de 18 × 4 metros, al borde de un cantil calcáreo con orientación al sur. Consta de una sala única subcircular cuya anchura varía entre 16 y 24 metros y la altura entre 2 y 5 metros (figura 9).

El sector central de dicha sala está ocupado por un macizo estalagmítico que culmina en una gruesa columna; todo este conjunto calcítico recubre una potente acumulación de materiales clásticos autóctonos. El sector de la sala inmediato a la boca está constituido por un abanalamiento artificial que contiene derrubios coluviales recientes procedentes del exterior de la cavidad. El resto de la sala se encuentra cubierto por pequeños cantos angulosos, limos y arcillas sueltos, con aspecto pulverulento como consecuencia del continuo uso de la cavidad como refugio pecuario o corraliza en años pasados. Las excavaciones arqueológicas se han con-

12. LLOPIS LLADO, N., *Fundamentos de Hidrogeología kárstica*, Ed. Blume, 269 pp., 1970.

13. MONTORIOL POUS, J., *Los procesos clásicos hipógeos*, *Rassegna Speleologia Italiana*, III (4): 119-129, 1951.

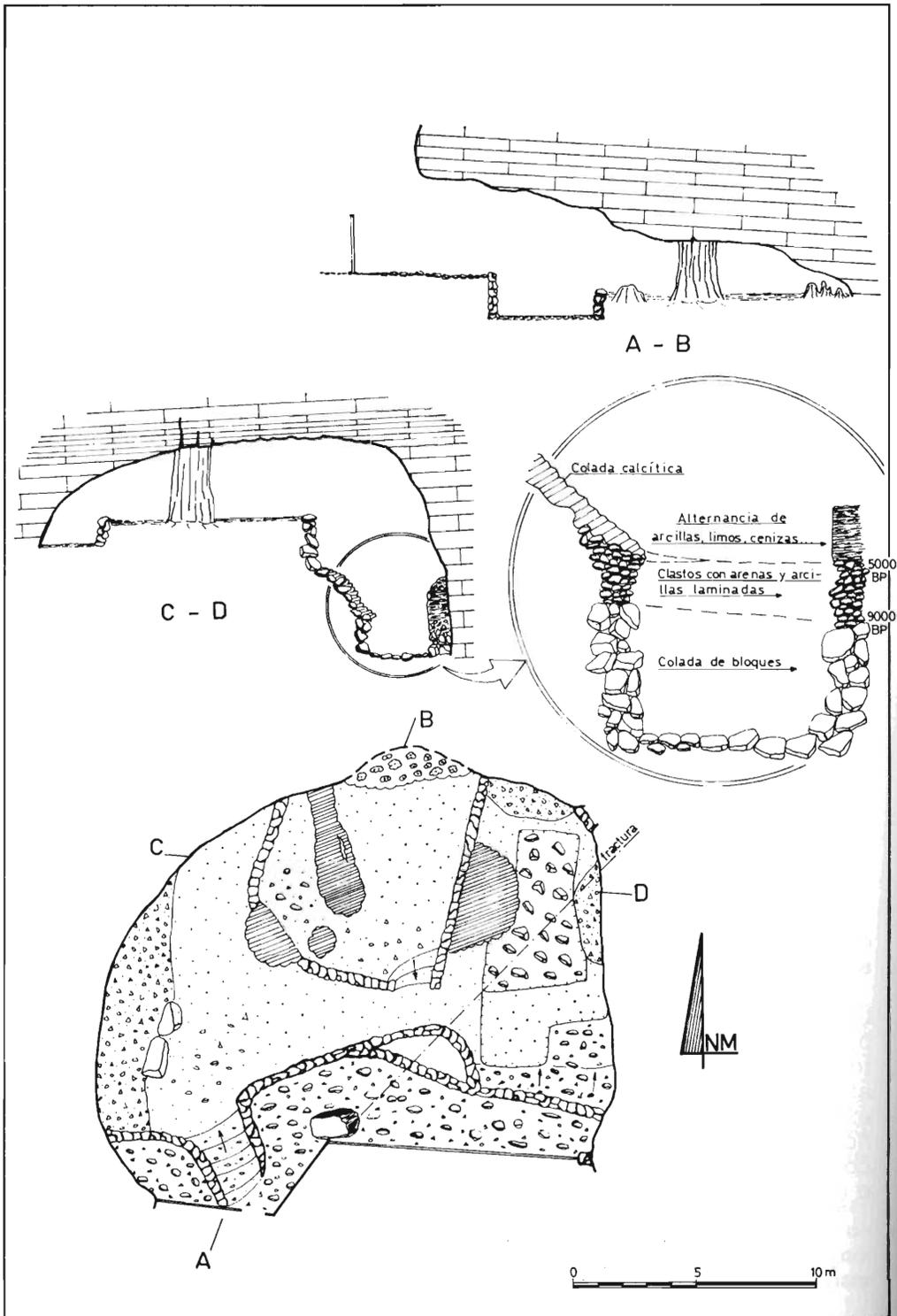


Fig. 9. Topografía en la Cova Fosca. Según I. Morell y P. Garay. 8 nov. 1985.

centrado sobre todo en el extremo oriental de la sala, dando lugar a una fosa de 6 metros de profundidad.

La sala se encuentra surcada por una pequeña fractura distensiva de dirección aproximada N40 y plano curvado hacia el sureste, a la cual se asocia una fisuración de naturaleza antitética paralela en orientación pero con disposición oblicua respecto al plano de rotura, la cual da lugar, junto al carácter tableado de la estratificación, a un denso lajamiento de la roca. Esta disposición de la caliza resulta especialmente favorable a su disgregación cryoclástica por efecto de las variaciones termométricas en torno a los cero grados centígrados.

La consecuencia de este fenómeno, que se produce todavía en la actualidad con carácter estacional, ha sido la tendencia progresiva de la bóveda de la cavidad a alcanzar un perfil parabólico de equilibrio dinámico y, consecuentemente, la acumulación sobre su suelo de pequeños bloques y cantos angulosos y aplanados, en disposición más o menos ordenada.

El corte estratigráfico de la excavación demuestra que los procesos de gelivación alcanzaron especial importancia en el pasado. *Grosso modo* se diferencia una potente acumulación basal de bloques no paralelepípedicos en disposición totalmente caótica y con signos de decalcificación poco avanzados, lo cual permite clasificarlos como consecuentes a un proceso quimioclástico normal.¹⁴ Entre ellos se intercalan algunos horizontes con predominio de lajas planares que podrían significar pulsaciones climáticas más frías dentro del proceso general de la formación quimioclástica.

Por encima de este tramo basal se encuentra un nivel de acumulación de material clástico de menor tamaño, que incluye un relleno parcial de los huecos por arena amarillenta y arcilla-limo, con laminaciones planares y cruzadas. En este nivel se han localizado restos mesolíticos y por dataciones radiocarbónicas se ha podido fijar su edad entre 5.000 y 7.000 años B.C. aproximadamente. Las arenas y lutitas evidencian una actividad sincrónica o posterior de circulación hídrica torrencial, asimilable a un dominio climático algo más húmedo que el actual.

Recubre este depósito una colada calcítica pavimentaria, que se acuña hacia el extremo oriental de la sala, y que tiene su origen en el desarrollo del macizo estalagmítico anteriormente referido. Este proceso litoquímico se encuentra abortado en la actualidad, en que predomina más bien, el deterioro por corrosión y decalcificación de las coladas calcíticas expuestas al aire o al goteo de la cueva.

Finalmente culmina la secuencia estratigráfica con una alternancia de arcillas, limos y cenizas que contiene el material neolítico de este yacimiento.

La datación aproximada del proceso litoquímico que se desarrolla entre los niveles con material meso y neolítico, quedaría establecida en torno a unos 5.000 años B.C. al menos. Este hecho permite suponer la existencia de un episodio climático más templado que el actual como causante de dicho concrecionamiento.

14. Véase notas 12 y 13.

