

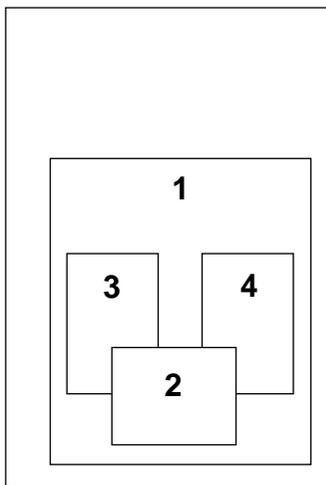
KARST EN ANDALUCÍA

Editores:

Juan José Durán Valsero
Jerónimo López Martínez

Asistente editorial:

Mercedes Vallejo Ordóñez



Fotografías de portada:

- 1 - Cueva de Nerja (Málaga)
- 2 - Torcal de Antequera (Málaga)
- 3 - Karst yesífero de Sorbas (Almería)
- 4 - Aragonito azul de la Gruta de las Maravillas (Aracena, Huelva)

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
NIPO: 241-97-025-3
ISBN: 84-7840-362-0
Depósito Legal: M-15078-1999

Imprime: Gráficas Chile, S.A.L.
C/. Chile, 27
28016 MADRID

ÍNDICE

	Página
Presentación	5
Prólogo	7
Introducción	9
Primera parte: Rasgos generales del karst en Andalucía	
Distribución, caracterización y síntesis evolutiva del karst en Andalucía. <i>J.J. Durán, J. López Martínez y M. Vallejo</i>	13
Historia y desarrollo de las investigaciones sobre el modelado kárstico en Andalucía. <i>F. Alonso Otero</i>	21
Las grandes cavidades en Andalucía. Historia de su exploración. <i>M.J. González Ríos y F. Ramírez Trillo</i>	31
La fracturación en los macizos kársticos andaluces y su influencia en el desarrollo del relieve kárstico. <i>J. Benavente y C. Sanz de Galdeano</i>	41
Principales rasgos hidrogeológicos de los macizos kársticos andaluces. <i>A. Pulido</i>	49
Los poljes de Andalucía. <i>R. Lhénaff</i>	55
Importancia paleontológica de los rellenos kársticos de Andalucía. <i>C. Castillo</i>	59
La ocupación prehistórica de los medios kársticos de montaña en Andalucía. <i>J. Ramos Muñoz</i>	63
Segunda parte: Estudios regionales y locales de sistemas kársticos	
Karst y paleokarst de Sierra Morena (sector Ossa-Morena. Hespérico meridional). <i>F. Díaz del Olmo, R. Baena y G. Álvarez García</i>	87
Contribucion al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda. <i>J.J. Delannoy</i>	93
El karst en los mármoles alpujárrides de las sierras Blanca y Mijas. <i>B. Andreo, F. Carrasco, J. Cuenca, A. Téllez e I. Vadillo</i>	131
Morfología kárstica del sector oriental del prebético andaluz. <i>B. López Limia y F. López Bermúdez</i>	145
El karst del Torcal de Antequera. <i>F.J. Burillo</i>	153
La Laguna de Fuente de Piedra (Málaga), un área endorreica de interés ecológico ligada al karst yesífero-salino. <i>L. Linares y M. Rendón</i>	165
Consideraciones sobre el karst de Nerja. <i>F. Carrasco, J.J. Durán y B. Andreo</i>	173
La Gruta de las Maravillas (Aracena, Huelva). <i>J. del Val, J.J. Durán y F. Ramírez</i>	183
El sistema kárstico en yesos de la Cueva del Agua (Sorbas, Almería). <i>J.M. Calaforra y F. Sánchez-Martos</i>	189

PRESENTACIÓN

La palabra karst está en sí llena de matices, controversias, expectativas y misterios. Es que el karst, en sus manifestaciones extremas, produce sorpresas morfológicas superficiales de gran atractivo, está acompañado de cavidades sobrecogedoras, tentadoras y de abrumadora complejidad, asombra por la desaparición de las aguas en unos lugares y su aparición majestuosa en otros, a veces con comportamientos que al novel se le antojan caprichosos. Y aún hay algo más, el karst es el acceso natural -extraordinario y a veces anecdótico- al insospechado mundo del subsuelo, provocando especulaciones, teorías y conjeturas que generalizadas desde la singularidad del karst a la “normalidad” del flujo del agua subterránea y transporte de masa pueden llevar a concepciones un tanto desviadas y desorientadoras. No es una exageración decir que si Aristóteles y Platón en vez de haber vivido y pensado en países de clara morfología y desarrollo kárstico lo hubiesen hecho en otras áreas, su concepción de la Naturaleza se hubiese fundamentado en otros supuestos. Tan singular es el karst que condicionó la argumentación de esos dos grandes pensadores, y a otros, y su efecto llega a nuestros días, a pesar de que las nuevas bases científicas se asentaron firmemente hace ya más de un siglo.

Pero esa singularidad no lo es tanto para los mediterráneos, y aún menos para los ibéricos que nos movemos por áreas levantinas y andaluzas, ya que son el pan nuestro de cada día y no deja de atraernos e interesarnos. Con dificultad nos podemos sustraer a su efecto estético peculiar y aún a sus manifestaciones molestas, en forma de colapsos y hundimientos.

Lo mismo que nos sucede a nosotros les sucedió a nuestros antecesores. El karst les ofreció resguardo, domicilio, templo, cementerio, ..., y en sus cavidades dejaron huellas -a veces impresionantes obras de arte y de la inteligencia humana- que el tiempo ha preservado de diferentes maneras, y que hoy son una singular, importante y sorprendente fuente de conocimiento de los albores de la humanidad y de su evolución a lo largo del tiempo.

Los esfuerzos para poner al alcance de los estudiosos, espeleólogos y curiosos los conocimientos adquiridos sobre el karst son siempre bienvenidos, más aún cuando el conocimiento lleva a la investigación, prepara la conservación y propicia la protección. Esta síntesis referida territorialmente a Andalucía cubre bien estos objetivos y se agradece vivamente el esfuerzo de los editores. Andalucía es rica en karst y en historia asociada, y ofrece singulares manifestaciones.

No es la primera incursión del Instituto Tecnológico Geominero de España en el complejo y apasionante mundo del karst; hace ya más de cien años esta institución publicó el primer Catálogo de Cuevas y Simas de España, iniciando una tradición que ha tenido continuidad a través de los años, como demuestra la realización en el año 1986 del Mapa del karst de España, a escala 1:1.000.000. Ahora le toca el turno a Andalucía, que como se ha dicho es una región donde las manifestaciones kársticas superficiales y subterráneas alcanzan una singularidad y un desarrollo más que notables, condicionadas por su compleja, rica y variada Geología.

Este libro no pretende ser una recopilación profunda ni omnicomprendiva, sino más bien ilustrativa. Tampoco se busca la especialización sino la generalidad, lo que conlleva que la profundización en aspectos tales como los genéticos, de evolución, de flujo del agua, de medio ambiente o de hidrogeoquímica, sólo se traten preliminarmente y en cuanto ilustran el conjunto. El enfoque es el karst en sentido restrictivo, como generador de formas y como transformador por disolución de las características de las formaciones carbonatadas, así como sus implicaciones en el relieve, la hidrogeología, el manto vegetal y las características geotécnicas. Otros trabajos de síntesis irán llenando los vacíos. Lo que aquí se presenta es una visión general y los autores han sabido cuidar este aspecto. Mi agradecimiento a su esfuerzo.

Emilio Custodio Gimena

Director General del Instituto Tecnológico Geominero de España

PRÓLOGO

Es una tentación para mí prologar un libro sobre el karst en Andalucía hablando de la importancia de las aguas subterráneas en los acuíferos kársticos andaluces. Por ascendencia, trayectoria profesional y devoción, posiblemente sería lo lógico. Sin embargo, hay que admitir que reducir el karst andaluz a su faceta hidrogeológica, por importante que esta pudiera parecer, es realizar un ejercicio de minusvaloración del mismo.

Naturaleza y Cultura; Cultura y Naturaleza se dan la mano en las montañas kársticas de Andalucía y en sus entrañas. No en vano, el mismo Cervantes se acordó de citar en *El Quijote* la cordobesa *Sima de Cabra*, cavidad kárstica famosa ya y emblemática hace unos cuantos siglos.

Pese a todo, finalmente caigo en la tentación: al fin y al cabo no puedo dejar de decir que un río andaluz por excelencia, el Guadalquivir, surge de la tierra mediante un manantial kárstico, alimentado su caudal de base por las aguas subterráneas que un día se infiltraron en los ásperos lapiaces de la no menos andaluza Sierra de Cazorla.

Juan Antonio López Geta

Director de Aguas Subterráneas y Geotecnia del
Instituto Tecnológico Geominero de España

INTRODUCCIÓN

Los terrenos kársticos son abundantes, dentro de la variada y compleja geología del territorio andaluz. Son frecuentes, por lo tanto, las peculiaridades morfológicas, geotécnicas, hidrogeológicas y ecológicas propias del karst. Existen paisajes exokársticos y cavidades en Andalucía que se encuentran en el grupo de los más destacados y espectaculares del rico patrimonio kárstico español.

El karst andaluz constituye un magnífico terreno para la exploración espeleológica, a la vez que ofrece interesantes posibilidades para ampliar el conocimiento de la evolución geológica y climática en el significativo sector del Mediterráneo Occidental.

Este libro contiene, por un lado, una serie de capítulos que se ocupan del conjunto del karst andaluz en lo relativo a sus características generales y marco geológico, historia de su investigación y de su exploración espeleológica, influencia de la fracturación, hidrogeología, grandes depresiones kársticas, restos paleontológicos y ocupación prehistórica. Por otra parte, incluye una serie de trabajos relativos a los más significativos sistemas kársticos andaluces.

Los autores de los capítulos poseen una amplia experiencia en la investigación del karst, desarrollando muchos de ellos la mayor parte de su trabajo en Andalucía. Ellos, con sus contribuciones, han hecho posible el contenido de este libro.

Por el tipo y nivel de su contenido, por la propia información que contiene y por las numerosas referencias a otros trabajos existentes, esperamos que este libro llegue a ser útil a los investigadores y estudiosos del karst, a los espeleólogos que deseen extender su atención hacia otras facetas particulares del medio donde desarrollan sus exploraciones, y a cualquier persona interesada que quiera acercarse al atractivo terreno del karst andaluz. Con el fin de facilitar el acceso al contenido del libro a un mayor número de personas, se ha incluido, al principio de cada capítulo, un breve resumen en inglés. Por último, hay que decir que algunos de los capítulos fueron escritos originalmente hace algunos años, mientras que otros han sido actualizados recientemente. Esto ha de tenerse en cuenta sobre todo a efectos de las referencias bibliográficas.

Juan José Durán Valsero
Jerónimo López Martínez
Editores

PRIMERA PARTE

Rasgos generales del karst en Andalucía

Distribución, caracterización y síntesis evolutiva del karst en Andalucía

Juan José Durán ⁽¹⁾, Jerónimo López Martínez ⁽²⁾ y Mercedes Vallejo ⁽¹⁾

RESUMEN

En Andalucía existe una importante presencia de macizos kársticos, distribuidos en las tres grandes unidades morfoestructurales en que puede subdividirse el territorio andaluz: Sierra Morena, perteneciente al Macizo Hespérico; la depresión del Guadalquivir y la Cordillera Bética, siendo especialmente abundantes en la última unidad citada. Los acuíferos kársticos andaluces ocupan 7.000 km² y contienen unos recursos hídricos medios renovables anualmente de más de 2.000 hm³. En Andalucía son frecuentes tanto las formas exokársticas, con numerosos poljes, campos de dolinas y cañones fluviokársticos, como las endokársticas, con 63 cavidades que superan los 100 m de desnivel y 34 que sobrepasan los 1.000 m de desarrollo. Abundan los depósitos vinculados al karst: espeleotemas y edificios travertínicos, antiguos o funcionales. Además de la gran cantidad de manantiales que aparecen ligados al karst, existen también fuentes termales, así como manantiales con aguas de mineralización especial, habiéndose establecido balnearios en algunos de ellos. Por lo que respecta a su contenido arqueológico, paleontológico y paleoantropológico, el endokarst andaluz es extraordinariamente rico y variado, con numerosos yacimientos estudiados del Plioceno y del Cuaternario, incluyendo algunas cavidades con representaciones artísticas del Pleistoceno Superior y del Holoceno. Diversas cavidades andaluzas se encuentran habilitadas para su uso turístico. Los paisajes y los procesos kársticos están íntimamente relacionados con algunos de los principales espacios naturales andaluces, presentando en su conjunto una considerable importancia medioambiental y socioeconómica. En este trabajo se presentan las características generales, distribución y algunas consideraciones sobre la evolución del karst andaluz.

Palabras Clave: Karst, Andalucía, España, Mediterráneo Occidental.

ABSTRACT

Karstic massifs are abundant in Andalucía, being distributed in the three morphostructural units in which this region can be subdivided: Sierra Morena, belonging to the Hesperian Massif, the Guadalquivir basin, and the Betic Cordillera in which the karstic structures are specially abundant. The Andalusian karstic aquifers occupy 7000 km², and they have an average renewable hydraulic resources of more than 2000 hm³ per year. Both, the exokarstic landforms –poljes, doline fields, and fluviokarstic canyons–, and the endokarstic landforms –with 63 cavities which exceed 100 m difference, and 34 which exceed 1000 m of development. Deposits related to karst are abundant: speleothems, and old and recent travertine buildings. Besides of the great amount of springs related to karstic processes, there are also thermal and mineral springs (fountains), some of which are utilized as health resorts. With respect to its archaeological, palaeontologic and palaeoantropologic content, the Andalusian endokarst is extraordinarily rich and assorted, with numerous Pliocene and Quaternary studied deposits, including some cavities with artistic representations of the Upper Pleistocene and of the Holocene. Several Andalusian cavities are prepared for their tourist use. The landscapes and the karstic processes are intimately related to some of the principal Andalusian natural spaces, presenting in their joint a considerable environmental and socioeconomic importance. In this work the general characteristics, distribution and some considerations on the evolution of the Andalusian karst are commented.

Key words: Karst, Andalucía, Spain, Western Mediterranean.

INTRODUCCIÓN

El entorno del Mar Mediterráneo presenta abundantes afloramientos de rocas carbonatadas (calizas, dolomías y mármoles), así como de materiales evaporíticos (yeso, anhidrita y halita). Por ello, esta región constituye un área destacada, a nivel mundial, en lo que se refiere al desarrollo de sistemas kársticos, con el consiguiente establecimiento de los característicos rasgos geomorfológicos (exokársticos y endokársticos) e hidrogeológicos propios de estos sistemas. En este contexto del Mediterráneo Occidental, se sitúa la Península Ibérica y en particular el territorio andaluz. Aproximadamente el

29% del territorio español está ocupado por rocas potencialmente karstificables, lo cual supone unos 110.000 km² de rocas carbonatadas y 35.000 km² de materiales evaporíticos (Durán y López Martínez, 1989).

En la Comunidad Autónoma de Andalucía existen tres grandes unidades morfoestructurales: Sierra Morena, perteneciente al Macizo Hespérico; la depresión del Guadalquivir, y la Cordillera Bética. Los sistemas kársticos son mucho más abundantes en esta última, aunque se encuentran presentes en las tres unidades. La superficie ocupada por los acuíferos kársticos andaluces es de 7.000 km², albergando unos recursos hídricos medios renovables anualmente, de más de 2.000 hm³ (Benavente *et al.*, 1986). En relación con la dinámica actual, los valores de erosión kárstica más representativos son medios y altos, del orden de 0,03-0,07 mm/año (Durán, 1996). En Andalucía son frecuentes las formas exokársticas, con

⁽¹⁾ Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

⁽²⁾ Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

numerosos poljes, campos de dolinas y cañones fluviokársticos como macromorfologías dominantes, y las endokársticas, con 63 cavidades que superan los 100 m de desnivel y 34 que sobrepasan los 1.000 m de desarrollo (González Ríos, 1996); también son frecuentes los depósitos vinculados al karst, con un número importante de edificios travertínicos, antiguos o funcionales. Por otro lado, además de la gran cantidad de manantiales que aparecen ligados al karst, existen también manantiales termales, así como manantiales con aguas de mineralización especial en los que se han establecido balnearios que han llegado a constituir en algunos momentos de su historia parte fundamental de la economía de determinadas localidades, como es el caso de los balnearios de Carratraca en Málaga, Lanjarón en Granada, Fuente Amarga en Cádiz, Marmolejo en Jaén, o Sierra Alhamilla en Almería.

Los paisajes y los procesos kársticos están íntimamente relacionados con algunos de los principales espacios naturales andaluces (Ramírez Trillo, 1992). Buenos ejemplos de esta relación pueden ser El Torcal de Antequera, Sierra Mágina, las sierras de Cazorla y Segura, la Laguna de Fuentepiedra y el karst yesífero de Sorbas, entre otros espacios protegidos.

Igualmente, por lo que respecta a su contenido arqueológico, paleontológico y paleoantropológico, el endokarst andaluz es extraordinariamente rico y variado, con numerosos yacimientos estudiados del Plioceno y del Cuaternario, incluyendo algunas cavidades con representaciones artísticas del Pleistoceno Superior y del Holoceno (p.e. Cueva de la Pileta, Cueva de Ardales, Cueva de Nerja, entre muchas otras). Estos aspectos de especial interés han llevado a diversos organismos y particulares a la habilitación de ciertas cavidades para su uso turístico, lo que supone un aspecto importante desde el punto de vista socioeconómico (Durán, 1994).

EL KARST EN SIERRA MORENA

Los materiales karstificables de naturaleza carbonatada en Sierra Morena, se presentan como afloramientos de escasa extensión. Las potencias no suelen ser importantes (del orden de 50 m), así como las morfologías kársticas y el interés hidrogeológico de estas formaciones. Estos niveles calcáreos se encuentran, frecuentemente, limitados a muro y a techo por series impermeables (del Val y Hernández, 1989).

Los materiales karstificables son fundamentalmente mármoles dolomíticos del Precámbrico-Cámbrico inferior, en los que se han desarrollado importantes formas endokársticas, como la Gruta de las Maravillas (Aracena, Huelva) en el extremo occidental de Sierra Morena. Con un desarrollo longitudinal superior a 1.200 m, esta cavidad se sitúa en un lentejón de mármoles

precámbricos (Apalategui *et al.*, 1984), intercalado entre un conjunto de gneises feldespáticos y en contacto con granitos. Esta zona kárstica en la que se desarrolla la Gruta de las Maravillas, está incluida en el espacio natural protegido que constituye el Parque Natural de la Sierra de Aracena y Picos de Aroche. Otro rasgo importante, en este caso exokárstico, son los depósitos travertínicos de decenas de metros de espesor, como los de la Peña de Arias Montero, que se encuentran colgados respecto al nivel de base fluvial, reflejando un sistema hidrogeológico pretérito más importante que el actual (Díaz del Olmo y Álvarez, 1987). También existen morfologías paleokársticas, cuyo máximo exponente es el Cerro del Hierro (Sevilla), antigua explotación minera que aprovechaba las alteritas que rellenaban un megalapiaz tropical.

EL KARST EN LA DEPRESIÓN DEL GUADALQUIVIR

La depresión del Guadalquivir constituye una cuña sedimentaria ligada tectosedimentariamente al orógeno bético. Aunque la mayor parte de los materiales que rellenan esta depresión son de carácter detrítico, y escasamente karstificables, existen algunas manifestaciones kársticas. Así, por ejemplo en los yesos triásicos incluidos en los vertidos olistostrómicos del borde sur existen algunas cavidades de cierta importancia, como la Cueva del Yeso, en Baena (Córdoba), con 1.843 metros de desarrollo. Por otra parte, Dabrio, Zazo y Goy (1987) citan varios episodios de paleokarstificación subaérea sobre los materiales conglomeráticos carbonatados del Plioceno Superior y del Pleistoceno de la bahía de Cádiz.

EL KARST EN LA CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética, de compleja estructura y gran extensión, presenta un elevado número de macizos carbonatados, susceptibles de karstificación, aunque no todas las unidades geológicas de la cordillera presentan las mismas aptitudes frente a los procesos de disolución y el consiguiente desarrollo de los sistemas kársticos. La diversidad morfoestructural y bioclimática de la cordillera y su historia geológica reciente, han originado la configuración de una geomorfológica kárstica muy variada.

La distinción de las grandes unidades geológicas de la Cordillera Bética, basada en criterios paleogeográficos y estructurales, presenta un claro reflejo geomorfológico e hidrogeológico, por lo que su caracterización es fundamental para el estudio del karst. Así, la Cordillera Bética se divide en Zona Externa y Zona Interna, subdivididas ambas a la vez en unidades de menor entidad, y entre las que se sitúan diversas depresiones intramontañosas.

Además de los macizos carbonatados, existen también importantes formaciones que incluyen materiales yesíferos y salinos susceptibles de karstificación, correspondientes al relleno mioceno de algunas depresiones intramontañosas, y al Trías de la Zona Externa.

El karst en la Zona Externa

La Zona Externa de la Cordillera Bética está constituida por materiales mesozoicos y terciarios de naturaleza margosa y carbonatada. Estos sedimentos se depositaron en una cuenca marina de tipo geosinclinal y, posteriormente, se estructuraron en mantos de corrimiento, con un zócalo (no aflorante) y una cobertera bien diferenciados. En general, los términos karstificables pertenecen al Jurásico, fundamentalmente al Lías, aunque también existen materiales karstificables del Cretácico Superior, sobre todo en las unidades de posiciones más septentrionales.

Desde el punto de vista geomorfológico, la Zona Externa se caracteriza por la alternancia de fuertes relieves carbonatados, con áreas más deprimidas de naturaleza margosa. Los macizos carbonatados suelen corresponder a estructuras complejas, con tendencias antiforales, y frecuentemente se encuentran muy fracturados, plegados y escamados. Esto condiciona igualmente la hidrogeología de los macizos kársticos, aislados por materiales detríticos impermeables.

Las unidades en que se divide la Zona Externa son: Prebético, Unidades Intermedias, Subbético Externo, Subbético Medio, Subbético Interno y Penibético.

El Prebético presenta abundantes materiales karstificables correspondientes al Jurásico y Cretácico, si bien una gran parte se encuentra fuera de Andalucía. Sin embargo, dentro de esta Comunidad Autónoma si existe un sector muy importante, en el que pueden observarse fenómenos kársticos bien desarrollados, aunque escasamente estudiados. Se trata de la Sierra de Cazorla, situada en el extremo más occidental del Prebético y con una cota máxima de 2.133 m s.n.m. En esta sierra nace a 1.340 m de altitud, en la Cañada de las Fuentes, un río importante de origen kárstico: el Guadalquivir. Hacia el este, se encuentra la Sierra de Segura, a caballo entre las comunidades autónomas de Andalucía y Castilla-La Mancha, pero con las formas kársticas más importantes situadas ya en la provincia de Albacete.

En el área meridional se localizan la Sierra de la Guillimona y el sector de Pontones, en Jaén, donde una importante surgencia kárstica da lugar al nacimiento del río Segura (López Bermúdez y López Limia, 1989). Y, por último, en Castril (Granada), se localiza la Cueva de Don Fernando (con más de 2.000 m de desarrollo y 205 m de profundidad) y el nacimiento del río Castril, impor-

tante surgencia kárstica.

En relación con el karst desarrollado en el Prebético, cabe destacar los espacios naturales protegidos correspondientes a los parques naturales de la Sierra de Castril (Granada) y de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas. Este último fue declarado Reserva de la Biosfera en 1983.

Las Unidades Intermedias, bastante discontinuas y constituidas por materiales fundamentalmente margosos, presentan una baja aptitud a la karstificación. Únicamente, en los alrededores de la ciudad de Jaén se pueden observar algunos fenómenos de disolución.

Dentro del Subbético Externo existen gran cantidad de macizos kársticos, entre los que destacan el macizo de Cabra (Córdoba), con tres poljes de grandes dimensiones y la Sima de Cabra, de 116 m de desnivel (González Ríos, 1994), y la Sierra Mágina (Jaén), donde se desarrolla un buen ejemplo de "karst supraforestal mediterráneo" (García-Rossel y Pezzi, 1975), a cotas superiores a los 2.000 m, con dolinas de tipo nival y fenómenos actuales de periglaciario. En esta sierra se localizan las simas de Hoyo Hundido, con un desnivel de 186 m, y del Pozo, con un desarrollo de 373 m y un desnivel de 147 m (González Ríos, 1994).

Otros macizos de menor interés son la Sierra de Rute (Córdoba), donde se encuentra la Garganta de la Hoz, en cuyo extremo meridional surge el Manantial de la Hoz, fuente vaclusiana kárstica de 1.000 l/s (actualmente captada y regulada para abastecimiento), la Sierra de Estepa, la Sierra de la Pandera y la Sierra de Dúdar.

Los materiales karstificables del Subbético Externo son de edad Jurásica, fundamentalmente de naturaleza dolomítica, que alternan con calizas oolíticas (Lías) y/o calizas nodulosas (Dogger-Malm) (Lhènaff, 1986a). El gran espesor de estos materiales y la estructura masiva debido a los plegamientos son los factores que favorecen la karstificación de estos macizos (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989).

Dentro de los espacios naturales protegidos se incluyen algunos de los macizos kársticos del Subbético Externo anteriormente descritos. Este es el caso del parque natural de Sierra Mágina (Jaén) o el macizo de Cabra (Córdoba), incluido en el parque natural de las Sierras Subbéticas.

El Subbético Medio presenta una mayor abundancia de series margosas del Jurásico Medio y Superior, por lo que presenta un menor desarrollo de la karstificación, apareciendo morfologías kársticas de interés secundario, tan sólo en dolomías y calizas del Lías. Este mayor espesor de materiales margosos hace que el desarrollo de la karstificación dependa principalmente de la elevación estructural de los pliegues (Lhènaff, 1986b). Así, apare-

cen morfologías de interés en la Sierra de Alta Comba (Jaén), la Sierra de Montillana (Granada), la Sierra de Lucena (Córdoba), y en las sierras de la franja norte de la provincia de Málaga. De especial interés son los travertinos de Priego (Córdoba), que representan una secuencia tardiglaciaria holocena (Díaz del Olmo *et al.*, 1992).

Tanto el Penibético, al oeste, como el Subbético Interno, prolongación paleogeográfica del anterior, presentan una gran riqueza y variedad de manifestaciones kársticas, sobre todo en el tercio occidental de la cordillera (Serranía de Ronda, entre las provincias de Málaga y Cádiz). El Penibético y el Subbético Interno están constituidos fundamentalmente por potentes series dolomítico-calizas jurásicas, seguidas de margas y margocalizas cretácicas de facies "capas rojas".

En el Penibético destacan la Serranía de Ronda y el macizo del Torcal de Antequera. En el primer caso, la Sierra del Endrinal presenta importantes manifestaciones geomorfológicas periglaciares junto con las formas kársticas, dando lugar a un modelado nivo-kárstico (Delannoy y Díaz del Olmo, 1986). En la Sierra de Líbar existe gran cantidad de formas tanto exokársticas como endokársticas, destacando entre estas últimas el Sistema Hundidero-Gato (Málaga) con 7.818 m de desarrollo (González Ríos, 1996). La surgencia de esta cavidad (boca de Gato), llega a evacuar caudales punta de 15.000 l/s, manteniendo caudales de base del orden de 150 l/s. Respecto a las formas exokársticas destaca el polje de Líbar, con tres niveles geomorfológicos y diversos valles colgados que ponen de manifiesto la dinámica paleokárstica del mismo (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989). Cabe mencionar también los poljes de Benaolán y Pozuelo, la Cueva de la Pileta, la Sima de Republicanos y el cañón kárstico de las Angosturas del Guadiaro, como formas mayores. La Sierra de Líbar forma parte del parque natural de la Sierra de Grazalema, espacio natural que se encuentra, además, protegido por la figura de Reserva de la Biosfera.

El macizo del Torcal de Antequera presenta una morfología ruñiforme en calizas jurásicas plegadas. Resaltan los inmensos corredores kársticos y las depresiones cerradas, favorecidos por la disposición horizontal de los estratos y la intensa fracturación (Pezzi, 1975 y 1977). Este espacio natural posee la figura de protección de paraje natural. Destacan también, algo más al oeste, los desfiladeros de los Gaitanes y de Gaitanejos, cañones fluvio-kársticos de más de 300 m de altura, por los que discurre fuertemente encajado el río Guadalhorce; también están declarados Paraje Natural.

En el Subbético Interno existe un buen desarrollo de la karstificación en los macizos de Sierra Gorda y Sierra Arana, ambos en la provincia de Granada, y en otras sierras del norte de Almería. En Sierra Gorda son abundantes los campos de dolinas y los poljes, entre los

que destaca el polje de Zafarraya, la mayor depresión kárstica de la península ibérica con 28 km², en cuyo fondo se reconoce una alineación de hums; el relleno de este polje ha sido estudiado por Martín Vivaldi *et al.* (1971), encontrándose una secuencia detrítica de más de 60 m de espesor.

El karst en la Zona Interna

Dentro de las Zonas Internas se diferencian cuatro grandes complejos tectonopaleogeográficos: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride, la Dorsal Bética o Complejo Rondaide (Martín Algarra, 1987) y el Complejo Maláguide. De ellos, el Nevado-Filábride, que constituye la unidad tectónica más profunda, está compuesto casi exclusivamente por rocas metamórficas no carbonatadas.

El Complejo Alpujárride es la formación karstificable de mayor importancia, y está compuesto por calizas y dolomías (generalmente marmorizadas) del Trías Medio-Superior. Los fuertes relieves de las sierras que constituyen esta unidad, determinan el escaso desarrollo de las formas superficiales, a excepción de los lapiaces. Por el contrario, el endokarst se encuentra, frecuentemente, muy bien desarrollado, debido a la abundante fracturación y, en general, a la compleja estructura de las unidades. Así, hay que destacar la Cueva de Nerja (una de las más importantes del país desde el punto de vista turístico) y la Cueva de la Fájara, con 4.823 y 1.445 m de desarrollo, respectivamente, ambas en el macizo de Tejedá-Almijara, en la provincia de Málaga; la Cueva de Doña Trinidad o de Ardales, situada en la Serrezuela de Carratraca (Málaga), con 1.577 m de desarrollo; y la Cueva de las Campanas (Gualchos, Granada), con 1.056 m.

Constituido por un ribete de materiales post-paleozoicos, fundamentalmente carbonatados, que se sitúan de forma discontinua en el contacto entre la Zona Interna y la Externa, aflora ampliamente la Dorsal Bética en la Serranía de Ronda (Sierra de las Nieves, Málaga). Está formada por materiales carbonatados triásicos y jurásicos, fundamentalmente dolomías, entre las que se encuentran algunos niveles de margo-calizas. La disposición estructural de esta unidad es compleja, ya que supone una zona de contacto entre dos áreas con diferente estilo tectónico y estratigrafía de las unidades diferenciadas.

El macizo de la Sierra de las Nieves constituye uno de los mejores ejemplos españoles de karst mediterráneo en transición con la alta montaña, presentando formas nivales actuales muy cerca de la costa. Entre las formas exokársticas destacan las depresiones como el semipolje de la Nava, lapiaces y gran cantidad de ponors tanto activos como inactivos (Delannoy y Guendon, 1986). Dentro de este último grupo se encuentra la entrada a la sima G.E.S.M., que con 1.101 m de profundidad, constituye

una de las grandes cavidades verticales del planeta. El macizo de la Sierra de las Nieves forma parte del Parque Natural del mismo nombre, siendo igualmente Reserva de la Biosfera. Otros afloramientos karstificables importantes de la Dorsal Bética se localizan al sur de la Sierra Arana, en la provincia de Granada.

Por otro lado, existen abundantes macizos carbonatados pertenecientes al Complejo Alpujárride que no presentan rasgos notables de karstificación. Este es el caso de la Sierra de Gádor en Almería, y, en menor medida, las sierras Blanca y Mijas en Málaga, así como otras de menor entidad. En algunas ocasiones, es probable que el karst se encuentre en estado fósil. Los abundantes travertinos que aparecen al pie de la Sierra de Mijas (Durán *et al.*, 1988) aseguran una funcionalidad del mismo a lo largo del Pleistoceno Medio y Superior.

En el Complejo Maláguide también existen materiales karstificables, aunque de menor extensión. Tan sólo los pequeños afloramientos de la cobertera mesozoica (Jurásico y Eoceno) presentan materiales karstificables, calizas y dolomías, que afloran extensamente al Este de Málaga. Las formas kársticas más importantes en esta unidad son las cavidades que constituyen el Complejo de la Araña-Cuerda, con más de 4.000 m de desarrollo, y la Cueva del Tesoro con 1.513 m. Especialmente interesantes son los registros sedimentarios finopleistocenos de naturaleza marino-continental que albergan algunas de estas cavidades costeras.

EL KARST EN YESOS

Una de las singularidades más notables del karst andaluz es el gran desarrollo que alcanzan las morfologías kársticas en materiales evaporíticos. Yeso, anhidrita y halita son las evaporitas más frecuentes, de edad triásica o miocena. En el primer caso, la ubicación de los sistemas kársticos está en relación con los afloramientos de Trías de facies germano-andaluza de la Zona Externa de la cordillera. En el segundo, con las formaciones finimiocenas de algunas depresiones intramontañosas, en particular las del sector centro-oriental del orógeno. Por tanto, además de los macizos carbonatados, en Andalucía existen también importantes formaciones que incluyen materiales yesíferos y salinos susceptibles de karstificación. Aunque estos materiales son más escasos que los carbonatados en la Cordillera Bética, no por ello son menos importantes, ya que en Andalucía, fundamentalmente en Almería y Málaga, se encuentran la mayoría de las cavidades kársticas españolas en yesos (el 80% de las cuevas de desarrollo superior a 500 m y de las simas de profundidad superior a 100 m) (Ayala *et al.*, 1986).

El Trías asociado al Subbético incluye materiales yesíferos aflorantes en extensas áreas que presentan buenas aptitudes para la karstificación, fundamentalmente en

las provincias de Córdoba y Málaga. Destacan dos afloramientos: el Trías de Antequera y el Trías de Cambil. Es en el primero en el que pueden observarse los fenómenos kársticos más interesantes.

El Trías presenta facies evaporíticas (yeso, anhidrita, halita) asociadas a arcillas, margas, areniscas, calizas y dolomías, además de rocas subvolcánicas. Respecto al funcionamiento hidrogeológico del Trías, los yesos desempeñan el papel de colectores de las aguas infiltradas, siendo así elementos permeables y transmisivos, aunque con poca capacidad. Esta se la proporcionan las litologías acompañantes, que ayudan a regular el drenaje de los sistemas kársticos (Durán y Molina, 1986). Las facies hidroquímicas de las aguas emergentes son sulfatadas cálcicas y cloruradas sódicas, es decir, de mala calidad química y, por tanto, de escaso interés en cuanto a su aprovechamiento.

Las principales manifestaciones kársticas son las dolinas y las redes subterráneas. En relación a las formas exokársticas existe una relativa dependencia estructural de su origen, observándose una cierta alineación de los campos de dolinas en algunos puntos, relacionada con directrices estructurales. Por otro lado, las redes subterráneas son, a veces, de gran envergadura, predominando las cavidades horizontales, aunque también son abundantes las simas de escaso desarrollo. Del mismo modo, la relación del endokarst con las directrices estructurales no refleja una tendencia clara. Hay que destacar el Karst de Gobantes (Antequera) en cuanto a cavidades conocidas, con un total de 78. En la provincia de Córdoba, es también importante la Cueva del Yeso (Baena), con 1.843 m de desarrollo.

Algunas depresiones intramontañosas situadas entre todas las unidades anteriormente descritas, están rellenas de materiales karstificables del Terciario, generalmente detríticos y evaporíticos. Destacan los materiales yesíferos finimiocenos que albergan sistemas kársticos de importancia mundial, como el karst de Sorbas (Almería) (Calaforra, 1996). Los materiales karstificables, de edad Messiniense, forman un conjunto yesífero de 130 m de potencia, donde alternan los estratos de yesos con niveles de calcilitas. El karst está fuertemente condicionado por la neotectónica, de forma que las cavidades siguen las directrices estructurales dominantes. Hidrogeológicamente, los yesos de sorbas constituyen un acuífero cuya base impermeable la forma una potente serie margo-detrítica. Las facies hidroquímicas son sulfatadas cálcicas, y producen una disolución del orden de los 260 m³/km²/año. La temperatura del agua en algunos puntos (19,8-22°C) indica la existencia de un cierto termalismo.

Entre las formas exokársticas aparecen lapiaces, dolinas, pequeños poljes y las formas superficiales más características, los "túmulos" (abombamientos de la capa

más superficial de los yesos) (Pulido-Bosch, 1986). Son frecuentes las formas endokársticas mayores, cuyo proceso de formación comienza, generalmente, por el desarrollo de un pozo vertical debido a la disolución del yeso. Cuando el agua alcanza un nivel arcilloso cesa el desarrollo vertical y comienza a producirse disolución horizontal a favor de la zona de contacto entre las arcillas y los yesos. Si la capa de arcilla consigue ser atravesada por el agua, comienza de nuevo el proceso de excavación vertical (Pulido-Bosch, 1986).

La cavidad más destacada es el sistema Cueva del Agua, que con 8.020 m de desarrollo conocido, es la más importante de España desarrollada en yesos. Otras cavidades con más de 1.000 m de desarrollo son: el sistema Covadura con 4.244 m, la Cueva del Tesoro con 1.890 m, la Cueva Fuente del Peral con 1.800 m, la Cueva de los Apas con 1.500 m, la Cueva de los Ruidos con 1.117 m, el Complejo G.E.P. con 1.080 m, la Cueva del Lapo (B-1) con 1.075 m, y la Cueva del Yeso con 1.050 m; y con más de 100 m de desnivel, la Sima del Corral con 130 m, el Sistema Covadura con 126 m, y la Sima del Campamento con 122 m (González Ríos, 1994). Los yesos de Sorbas constituyen un espacio natural protegido bajo la figura legal de paraje natural, cuyo valor fundamental lo constituye el espacio subterráneo desarrollado en evaporitas.

Existen otros materiales no carbonatados que también presentan indicios de karstificación, como son los materiales neógeno-cuaternarios detríticos, de naturaleza carbonatada en algunos de sus componentes (matriz, cemento o clastos). Este es el caso de los conglomerados del mioceno superior de Alora, las areniscas y conglomerados pliocenos de Nerja, y las brechas continentales pleistocenas de la vertiente norte de la Sierra de Mijas (Durán, 1996), todos ellos en la provincia de Málaga.

EVOLUCIÓN DEL KARST

La evolución de los sistemas kársticos andaluces ha sido muy dilatada en el ámbito temporal. Desde el punto de vista paleokárstico, es decir de morfologías kársticas relictas, integradas en el registro geológico, Martín Algarra *et al.* (1989) han realizado una síntesis de los principales episodios paleokársticos de la Cordillera Bética. Nueve fases repartidas a lo largo del Mesozoico y el Cenozoico han sido detectadas. No obstante el panorama kárstico actual arranca con la configuración de los rasgos mayores de la arquitectura de la cordillera, es decir a finales del Mioceno. Un testimonio de esto es el paleorrelieve tortoniense labrado en las calizas penibéticas de El Chorro (Málaga), enterrado por los conglomerados de dicha edad. Durante el Plioceno se produjeron, con total seguridad, una o varias fases karstogenéticas mayores. Evidencias de estas fases pueden observarse en algunos relieves alpujárrides costeros (Sierra de Mijas,

región de Nerja), en los conglomerados calcáreos de la Bahía de Cádiz (Dabrio, Zazo y Goy, 1987), y en las numerosas paleocavidades con yacimientos de micromamíferos de los bordes de las cuencas intramontañosas neógenas granadinas. También en el registro morfológico exokárstico han sido reconocidas evidencias de fases karstogenéticas finineógenas o plioleistocenas en los relieves de Sierra Morena (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1989). Desde el punto de vista de los depósitos, también existe constancia de la actividad kárstica pliocena. Los travertinos de Puerto Martínez, en Sierra Prieta (Málaga) son un buen testimonio de ello. Esta fase de karstificación pliocena ha sido detectada igualmente en otras regiones del Mediterráneo occidental, como por ejemplo la isla de Mallorca (Ginés y Ginés, 1995).

Durante el Pleistoceno la actividad karstogenética fue alternante, condicionada fuertemente por las oscilaciones climáticas características del Cuaternario. Durante los periodos fríos se reactivaron hidrológicamente los conductos endokársticos, mientras que los periodos cálidos fueron especialmente proclives para la travertinizacón y la génesis de importantes volúmenes de espeleotemas. Se han detectado al menos tres fases importantes de erosión endokárstica durante el Cuaternario, correspondiente al Pleistoceno Inferior, Medio y Superior. Igualmente, mediante la aplicación de técnicas geocronológicas absolutas se han distinguido nueve fases de carbonatogénesis desde el inicio del Pleistoceno Medio hasta el Holoceno (Durán, 1996), coincidentes mayoritariamente con los estadios isotópicos de carácter cálido (11, 9, 7, 5, 3 y 1). También en el exokarst existen evidencias morfológicas de edad pleistocena que confirman la existencia de fases alternantes de actividad kárstica (poljes de la Sierra de Líbar, por ejemplo).

REFERENCIAS

- AYALA, F.J.; RODRÍGUEZ ORTIZ, J.M.; DEL VAL, J.; DURÁN, J.J.; PRIETO, C. y RUBIO, J. (1986): *Memoria del Mapa del Karst de España*. Instituto Geológico y Minero de España. 68 p.
- BENAVENTE, J.; PULIDO-BOSCH, A. y FERNÁNDEZ RUBIO, R. (1986): Les grands caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. *Karstologia Mémoires*, 1, 87-99.
- CALAFORRA, J.M. (1996): *Contribución al conocimiento de la karstología de yesos*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada.
- DABRIO, C., ZAZO, C. Y GOY, J. (1987): Pleistocene sea-level changes in the Bay of Cádiz (SW Spain). En: C. ZAZO (Ed.), Late Quaternary sea-level changes in Spain. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10, 265-282.
- DELANNOY, J.J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1986): La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstologia Mémoires*, 1, 55-70.
- DELANNOY, J.J. y GUENDON, J.L. (1986): La Sierra de las Nieves (Málaga). La Sima G.E.S.M. Etude géomorphologique et spéléologique. *Karstologia Mémoires*, 1, 71-85.
- DÍAZ DEL OLMO, F. y DELANNOY, J.J. (1989): El karst en las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas. En DURÁN VALSE-

- RO, J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (Eds.). *El karst en España*. Monografías, 4, 175-185. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; BAENA, R.; RUIZ ZAPATA, B. y ALVAREZ, G. (1992): La sequence tardiglaciaire-holocene du travertin de Priego de Córdoba. En *Karst et evolutions climatiques. Hommage a J. Nicod*, 177-190. Presses Universitaires. Bordeaux.
- DURÁN, J.J. (1994): *Cuevas habilitadas de la provincia de Málaga. Una introducción al turismo subterráneo*. Diputación Provincial de Málaga. 58 p.
- DURÁN, J.J. (1996): *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo Occidental*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. 409 p.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y SORIA, J. (1988): Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 5, 61-63.
- DURÁN, J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1989): Perspectiva general del karst en España. En J.J. DURÁN VALSERO y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El karst en España*. Monografías, 4, 13-28. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- DURÁN, J.J. y MOLINA, J.A. (1986): Karst en los yesos del Trías de Antequera (Cordilleras Béticas). *Karstologia Mémoires*, 1, 37-46.
- GARCÍA-ROSSELL, L. y PEZZI, M.C. (1975): Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Mágina (Jaén). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada*, Serie Monografías, 1, 19-57.
- GINÉS, J. Y GINÉS, A. (1995): Speleochronological aspects of karst in Mallorca. *Endins*, 20, 99-112.
- GONZÁLEZ RÍOS, M.J. (1994): Grandes cavidades de Andalucía. Las simas más profundas. *Subterránea*, 1, 10-25.
- GONZÁLEZ RÍOS, M.J. (1996): Grandes cavidades de Andalucía. Las cuevas con más desarrollo. *Subterránea*, 6, 38-48.
- LHÈNAFF, R. (1986a): Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. *Karstologia Mémoires*, 1, 5-24.
- LHÈNAFF, R. (1986b): La Sierra Mágina (Jaén). *Karstologia Mémoires*, 1, 48-54.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y LÓPEZ LIMIA, B. (1989): Geomorfología del Karst Prebético. Cordilleras Béticas. En DURÁN VALSERO, J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (Eds.). *El karst en España*. Monografías, 4, 187-200. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 1.171 p.
- MARTÍN VIVALDI, J.L.; CABALLERO, M.A.; CALLE, M. y LHÈNAFF, R. (1971): Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del polje de Zafarraya, Granada (España). *Estudios Geológicos*, XXVII, 137-144.
- PEZZI, M.C. (1975): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada*, Serie Monografías, 2, 289 pp.
- PULIDO-BOSCH, A. (1986): Le karst dans les gypses de Sorbas (Almería). Aspects morphologiques et hydrogéologiques. *Karstologia Mémoires*, 1, 27-36.
- RAMIREZ TRILLO, F. (1992): Espacios Naturales Protegidos y Karst en Andalucía. Estado de la Cuestión. *Actas del VI Congreso Nacional de Espeleología*. 257-270.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. y DÍAZ DEL OLMO, F. (1989): Sierra Morena. En: *Mapa del Cuaternario de España*, 201-208. ITGE, Madrid.
- VAL, J. del y HERNÁNDEZ, M. (1989): El karst en el Macizo Hespérico. En J.J. DURÁN VALSERO y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El karst en España*. Monografías, 4, 217-229. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid

PIE DE FIGURA

Fig. 1.- Mapa del karst de Andalucía.

Historia y desarrollo de las investigaciones sobre el modelado kárstico en Andalucía

Francisco Alonso Otero ⁽¹⁾

RESUMEN

Se describen las principales unidades morfoestructurales en las que se localizan los paisajes kársticos de Andalucía y se pasa revista a las investigaciones más importantes llevadas a cabo en cada una de ellas. En este trabajo se citan muchas de las publicaciones anteriores al año 1990, relativas al modelo exo y endokárstico de las principales unidades geográficas y geológicas que pueden distinguirse en la Cordillera Bética.

Palabras clave: Modelado kárstico, Paisajes kársticos, Historia de las investigaciones, Andalucía.

ABSTRACT

In this paper the main karstic landscapes in Andalucía are described, analyzing the different investigations carried out on this topic. Many of the published works earlier than the 1990 year, relative to the exo and endokarst geomorphology in the main geographical and geological units that can be distinguished in the Betic Cordillera are cited in this work.

Key words: Karstic landforms, Karstic landscape, Research history, Andalucía.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo se ha centrado fundamentalmente en el modelado de superficie en las zonas kársticas de Andalucía, aunque no por ello se ha prescindido de hacer abundantes referencias al modelado endokárstico, dadas las estrechas relaciones que existen entre uno y otro. Para ello se ha partido de una bibliografía básica (Alonso, 1989) así como de algunos trabajos de carácter general, (Lhénaff, 1986a, 1989a; López Bermúdez y López Limia, 1989; Díaz del Olmo y Delannoy, 1989; del Val y Hernández, 1989; Alonso, 1990).

Se ha dividido la región andaluza en dos sectores - la Cordillera Bética y Sierra Morena- prescindiendo de la Depresión del Guadalquivir en donde, si bien no están del todo ausentes las manifestaciones kársticas, tienen un escaso desarrollo, aunque tampoco ha sido objeto de estudios detallados: sirva a modo de ejemplo el sector de Montilla-Aguilar.

CORDILLERA BÉTICA

Compartimentada en diferentes segmentos: las Zonas Internas y las Zonas Externas, en donde son dominantes los sedimentos calcáreos, así como los afloramientos yesíferos del Triásico Germano-Andaluz y los que afloran en las depresiones y surcos neógenos.

Zonas Internas

En esta banda los afloramientos calcáreos así como los modelados kársticos adscritos a ellos se caracterizan por su desigual distribución e intensidad.

Mantos Alpujárrides

Existen macizos calcáreos de gran superficie y elevados relieves. Sin embargo, sus formas kársticas, en lo que se conoce hasta el presente, parecen estar prácticamente ausentes. No sucede lo mismo con los manantiales y surgencias kársticas, acompañados a veces de plataformas tobáceas, así como con las formas endokársticas, aunque aún son poco conocidas. De SO a NE se pueden destacar las siguientes unidades:

Orla alpujárride de Sierra Bermeja

No se ha realizado en ella ningún trabajo específico. Sólo se conoce la presencia de algunos manantiales, tanto en la vertiente septentrional (Valle del Genal) como en la meridional (proximidades de Marbella).

Sierra Blanca

Sólo se ha publicado un trabajo monográfico en donde se localizan sus principales formas exo y endokársticas así como sus exutorios y depósitos tobáceos, dando una breve explicación genética (Rodríguez Vidal, 1982).

Sierra de Mijas

Las únicas referencias existentes están relacionadas

⁽¹⁾ Departamento de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras. Universidad Autónoma de Madrid. 28049-Madrid.

con sus manantiales y depósitos tobáceos (Durán *et al.*, 1988).

Sierra Tejeda

Macizo calcáreo de notable interés, con un paisaje kárstico muy interesante en sus zonas culminantes. En su vertiente meridional existen caudalosas surgencias, algunas de ellas penetrables mediante galerías subterráneas como la Cueva de la Fájara. No existen ningún trabajo de detalle, salvo una breve referencia indirecta (Sermet, 1934).

Sierra Almijara

Formada por un cordal principal y otros adyacentes en los que el modelado kárstico alcanza una cierta importancia, con campos de lapiazes y agrupaciones de dolinas más o menos dispersas (Cázulas, Albuñuelas). Los manantiales y plataformas tobáceas alcanzan una notable importancia, así como algunas redes subterráneas (Cueva de Nerja). No existen trabajos específicos, salvo algunas notas adicionales (Villegas Molina, 1971).

Sierra de Lújar

En su sector de cumbres existe un peculiar modelado kárstico, con algunas dolinas y depresiones kársticas parcialmente capturadas por la erosión fluvial remontante. En algunos de sus bordes también se localizan otras depresiones (sector NE). Existen importantes surgencias kársticas, tanto hacia el río Guadalfeo como hacia el sector costero, algunas de ellas con depósitos tobáceos (Vélez de Benaudalla). Son muy escasas las referencias a sus redes endokársticas (Cueva de las Campanas). Aunque hay una magnífica descripción de su funcionamiento kárstico realizada en el siglo XIX (Madoz, 1845-1850), no se han realizado investigaciones al efecto.

Sierra de la Contraviesa

Lo más destacado en esta unidad es la presencia de algún cañón kárstico (Angosturas de Albuñol), así como de algunos manantiales con depósitos tobáceos (Albuñol). Apenas existen referencias.

Sierras de Gádor y Alhamilla

En ellas el modelado kárstico es prácticamente inexistente. Existen algunas importantes surgencias kársticas, que a veces pueden ser termales, en algunas de las cuales existen plataformas tobáceas (Hoya de Berja, Aguadulce, Alhama de Almería, Baños de Sierra Alhamilla). En su extremo occidental se sitúa el impresionante cañón del río Grande de Adra, en cuya terminación manan las caudalosas Fuentes de Marbella. Se conocen muy pocos datos.

Orla alpujárride de Sierra Nevada

Ocupa una gran extensión en los flancos N, O y S de dicha sierra. Los procesos y las huellas de la karstifi-

cación están presentes en diferentes puntos. Existen también importantes manantiales kársticos, algunos de ellos con plataformas tobáceas de gran importancia (Lanjarón, Pórtugos, Cástaras). Se han localizado capturas y trasvases subterráneos a través de las rocas calcáreas entre ríos o cuencas fluviales adyacentes (Padul, Bérchules). Sólo se han realizado trabajos puntuales en la zona de la Alfaguara (Fernández Rubio, 1964), los espectaculares lapiazes del borde NO entre Güejar-Sierra y Dúrcal. (Pezzi *et al.*, 1979a), o una breve referencia al trasvase subterráneo entre el río Dilar y la laguna de Padul (Villegas, 1971).

Orla alpujárride de la Sierra de los Filabres

Son escasas las huellas de karstificación. Son conocidos algunos manantiales kársticos de la cuenca del río Almanzora, o la existencia de aguas subterráneas diferidas hacia otras litologías más o menos permeables (Depresión de Guadix-Baza). Apenas hay datos específicos.

Mantos Maláguides

En esta unidad de las Zonas Internas son infrecuentes las litologías calcáreas. Tan sólo alcanzan una relativa importancia en la cobertera mesozoica culminante, muy localizada y con débiles espesores. Las únicas formas conservadas son endokársticas, aunque con una gran profusión: en torno a la localidad de El Rincón de la Victoria existen más de 200 cavidades, algunas de ellas de notable importancia (Sistema de la Cuerda-la Araña, de más de 4 km de longitud). Existen referencias bibliográficas (Ayala *et al.*, 1986; Lhénaff, 1986a; Pérez Berrocal y Moreno, 1988).

Dorsal Bética

Forma un espinazo calcáreo a caballo entre las Zonas Internas y Externas, formado por diferentes macizos, en algunos de los cuales la karstificación alcanza una gran importancia.

Sierra Crestellina

Crestón calcáreo de reducida superficie adosado al extremo O de la Sierra Bermeja y coronado por importantes campos de lapiaz. No ha sido objeto de ningún tipo de estudio.

Interfluvio Genil-Guadiaro

Complejo y confuso sector en donde se entremezclan las Zonas Interna y Externa. En él existen algunos afloramientos de la Dorsal, como el Hacho de Gaucín. No existen aportaciones.

Sierra de las Nieves

Es el más destacado relieve de la Dorsal, y también

en donde la karstificación alcanza mayor importancia, tanto en sus manifestaciones externas como internas: campos de lapiaz, densas agrupaciones de dolinas (Hoyos de Pilar), poljes (Llanos de La Nava, Cortijo del Navazo), simas y redes subterráneas (sima Honda, sima GESM), importantes surgencias a veces acompañadas de plataformas tobáceas (río Verde, río Grande, valle de los Horcajos). Ha sido objeto de exhaustivas y densas investigaciones, llevadas a cabo fundamentalmente en las décadas de los años 70 y 80 (Rodríguez Martínez, 1977; Lhénaff, 1977, 1986a; Delannoy y Guendon, 1986; Delannoy, 1987; Delannoy *et al.*, 1989). También existen otras referencias más indirectas, cuya lista sería muy amplia.

Sierras Prieta y Alcaparaín

Los procesos de karstificación en estos macizos es mucho menos espectacular. Lo más destacable en ellos es la presencia de surgencias situadas en sus bordes, a veces orladas de plataformas tobáceas (Yunquera, Jolox y Casarabonela). Son muy escasas las investigaciones, en todo caso relacionadas con los procesos de formación de las tobas (Delannoy *et al.*, 1989) o con sus poco conocidas redes subterráneas (cueva de Doña Trinidad o de Ardales).

Zonas Externas

Es donde alcanzan mayor importancia las manifestaciones kársticas. Se subdivide en diferentes sectores:

Sector Subbético

Es el más privilegiado en lo que respecta a la proliferación de formas tanto exo como endokársticas. En líneas generales, se observa una gradual disminución de dichas formas según nos alejamos del Golfo de Cádiz, punto por donde penetran los vientos húmedos oceánicos. Son muy abundantes los trabajos e investigaciones en este sector, aunque muy desiguales en cuanto a su distribución, ya que algunas zonas han sido privilegiadamente tratadas, mientras que en otras muchas existen grandes lagunas, con escasez de referencias y datos. A continuación, con un criterio más geográfico que geológico, se detallan los macizos más significativos.

Subbético Interno

Los macizos montañosos que componen este ámbito, mayoritariamente calcáreo, han sido en general intensamente karstificados. De SO a NE destacan los siguientes:

Sierra de los Canutos

Pequeño asomo calcáreo en las proximidades del Campo de Gibraltar, junto a la localidad de Manilva. No

existen sobre ella mayores referencias, salvo la existencia de algún manantial kárstico.

Sierra de Grazalema

Compuesta por diferentes relieves montañosos, entre los que sobresalen las Sierras del Endrinal, Caíllo, Ubrique y Líbar. Ha sido estudiada con gran detalle, ya que allí las formas exo y endokársticas son muy abundantes y de una gran espectacularidad: lapiaces y abigarradas agrupaciones de dolinas (Sierras de Endrinal y Líbar), espectaculares poljes (Sierra de Líbar), redes subterráneas generadas a partir de sumideros o por ríos alóctonos (Republicano, Villaluenga, La Pileta, Complejo Hundidero-Gato), abundantes surgencias y manantiales (Ubrique, nacimiento del río Guadalete, Jimena de Líbar).

Las referencias bibliográficas existen al menos desde el siglo XIX, algunas de las cuales son de una gran lucidez (Madoz, 1845-1850; Puig y Larraz, 1896). Los trabajos realizados de una forma más sistemática se inician en los años 50 y se prosiguen hasta los tiempos actuales (Saénz Ridruejo, 1957; Martín Romero, 1972; Rodríguez Martínez, 1977; Lhénaff, 1977, 1978, 1986a; Delannoy 1984, 1987, 1989; Delannoy y Díaz del Olmo, 1986).

Sierras del Oreganal, Hidalga y Blanquilla

Adosadas a la vertiente septentrional de la Sierra de las Nieves. En ellas también se encuentran un amplio muestrario de formas exokársticas: impresionantes campos de lapiaz y callejones kársticos muy similares a los del Torcal de Antequera, agrupaciones de dolinas, poljes (Valle de Lifa y Sabinal Bajo). También son abundantes las surgencias kársticas e incluso los depósitos tobáceos, pero sin embargo son muy escasos los datos que se poseen sobre las formas endokársticas. Estas montañas han sido muy poco estudiadas, y los únicos trabajos acerca de ellas se encuentran englobados en otros de carácter más general (Rodríguez Martínez, 1977; Delannoy, 1987).

Sierras de los Merinos, Cañete la Real y Teba

Apenas existen trabajos de sus respectivos modelados kársticos, salvo algunos datos sobre la génesis y desarrollo de ciertas plataformas tobáceas vinculadas a manantiales y surgencias (Cruz, 1975).

Sierra del Valle de Abdalajís

De ellos sólo existe un breve estudio sobre el cañón del río Guadalhorce (Tajo de los Gaitanes), que la atraviesa por su borde occidental (Lhénaff, 1989b).

Torcal de Antequera

La espectacularidad y belleza de sus formas kársticas -lapiaces, corredores, dolinas, uvalas, navazos- lo ha

hecho acreedor de un dilatado conjunto de investigaciones que al menos arrancan del siglo XIX, aunque las más sólidas y completas se realizan a partir de los años 20 (Carandell, 1923, Solé Sabarís, 1952; Cabanás, 1960; Fernández Rubio y Delgado 1975; Pezzi, 1977).

No obstante, aún siguen existiendo aspectos no suficientemente aclarados: la existencia o no de dos ciclos de karstificación, la importancia del periglaciario en la génesis de ciertas formas, la conexión de los abundantes sumideros y simas con sus desconocidas redes subterráneas y de éstas, en caso de localizarlas, con la principal surgencia de todo el macizo: la Fuente de la Villa.

Sierras de las Cabras, Camorolos, Jobo y Gibalto

Amplio arco montañoso al N de la provincia de Málaga que enlaza con la Sierra del Torcal al O y con la Sierra Gorda de Loja al E. No existen trabajos detallados, y tan sólo algunas referencias indirectas a sus manantiales: nacimiento del río Campanillas (Fuente del Robledo), del río de La Cueva (El Borbollón) y del río Guadalhorce.

Sierra Gorda de Loja y Sierra Alhama

Es el más extenso conjunto montañoso del sector Subbético. En sus zonas culminantes existen amplias superficies intensamente modeladas por la karstificación: campos de lapiaz, frecuentes agrupaciones de dolinas, valles secos karstificados; pero por encima de todo destacan sus grandes poljes y especialmente el de Zafarraya, el más grande de los que aún son funcionales en la Península Ibérica (exceptuando tal vez el de Minde en las proximidades de Fátima, en Portugal).

Las referencias bibliográficas son abundantes desde el siglo XIX y ya Pascual Madoz hizo una admirable descripción del polje de Zafarraya. No obstante, los trabajos más sistemáticos no se realizan hasta comienzos de los años 70 (Lhénaff, 1968, 1978, 1986c; Moreno, 1973; Delgado Moya y Delgado Almendros, 1975; Pezzi, 1977).

Pero aún existen aspectos en los que convendría profundizar más: el origen del funcionamiento de los poljes y su diferenciación con respecto a una etapa previa en que sólo funcionarían como fosas tectónicas subsidentes; una investigación más exhaustiva que permita alcanzar la conexión entre las formas exokársticas y las redes endokársticas, muy mal conocidas, así como con las principales surgencias (situadas fundamentalmente en la vertiente septentrional, en torno a la ciudad de Loja); la divisoria de aguas subterráneas y su disimetría con respecto al drenaje superficial, entre las cuencas del río Guaro al S y del río Genil al N.

Sierras del Hacho de Loja, Parapanda, Madrid y Obeilar

Estas montañas, situadas al N de la Hoya de Granada, no han sido objeto de ningún tipo de análisis, aunque en ellas se puede constatar la presencia de formas exokársticas en sus zonas más elevadas (campos de lapiaz, dolinas más o menos dispersas), así como alguna que otra sima, pero no se conoce su conexión con redes subterráneas. En sus respectivas periferias se sitúan importantes manantiales kársticos, como los de Frontil (Hacho de Loja) y Alomartes (Parapanda).

Sierra Harana (o Arana)

Es una estrecha y alargada alineación montañosa situada al N de la orla alpujarride de Sierra Nevada, en cuyo sector NE y a altitudes que oscilan entre los 1.800 y los 1.600 m se han desarrollado con profusión las formas exokársticas. Pero, una vez más, se ignora casi todo lo relacionado con sus redes subterráneas, si se exceptúa la Cueva del Agua, situada en las inmediaciones del pico Orduña (1.943 m). Sus principales surgencias se sitúan respectivamente en sus extremos SO y NE (Deifontes y Huélagos). De este macizo existe una buena investigación (Pezzi, 1977).

Sierras de Orce, Periate y María

Alineación montañosa situada al N de la provincia de Almería, en donde el modelado kárstico es prácticamente inexistente (algún ralo lapiaz en las zonas cumbres, así como aisladas dolinas de pequeño tamaño). No se conocen redes endokársticas, aunque en sus bordes existen importantes manantiales (Vélez Blanco, los Molinos, María), en torno a alguno de los cuales se han formado plataformas tobáceas. En este macizo no se ha realizado ningún tipo de trabajo.

Subbético Medio

Este ámbito está constituido por un conjunto de macizos calcáreos muy poco resaltados topográficamente, rodeados por potentes espesores de margas y margocalizas. Para algunos investigadores (Lhénaff, 1986a) este hecho es fundamental para poder explicar la escasa importancia que en él tiene la karstificación. No obstante, las formas exokársticas no dejan de estar presentes, aunque son mucho más numerosas las surgencias, orladas a veces por impresionantes masas de depósitos tobáceos. Hasta el momento presente se han realizado muy escasos estudios sistemáticos. De entre todas sus unidades de relieve destacan las siguientes:

Sierra de las Cabras

Situada en la provincia de Cádiz, próxima al Campo de Gibraltar, se caracteriza por la presencia en ella de algunos cañones, creados por ríos afluentes del

Majaceite, así como de algunos manantiales kársticos (Tempul). No existe ningún tipo de referencia bibliográfica.

Ya en el Penibético, algo más al E se sitúa el Cerro de las Motillas, en donde también están presentes algunas formas exokársticas. Pero lo más llamativo es una espectacular red de galerías subterráneas que supera los 5 km de longitud. Sobre él se ha publicado un trabajo monográfico (Santiago, 1980).

Sierras de Zafalgar y del Pinar

Forman el bastión más septentrional de la Sierra de Grazalema, de la que están separadas por el Pasillo de Boyar. No obstante, su modelado kárstico es mucho menos espectacular, con campos de lapiaz, dolinas y depresiones kársticas, cañones (la espectacular Garganta Verde en el Arroyo de los Ballesteros); también existen importantes manantiales (el Nacimiento de Benamohama, el Bramadero en la Garganta Verde), aunque no se conocen redes endokársticas. No se han realizado trabajos de detalle.

Sierra de Lijar (Algodonales)

En esta modesta unidad de relieve también está presente el modelado kárstico, especialmente en su sector culminante (campos de lapiaz, depresiones kársticas) así como un conjunto de simas de escasa profundidad. En su borde meridional se sitúa la principal surgencia, por encima de la cual se sitúa una pequeña plataforma tobácea (Fuente de los 7 Arroyos). En ella se ha llevado a cabo un trabajo monográfico sobre la karstificación (Ojeda *et al.*, 1987).

Montañas de Priego de Córdoba

Constituye un importante nudo orográfico en donde confluyen las sierras de Gaena, Rute, Horconera, Albayate, y el Judío. En todas ellas están presentes las formas exokársticas, así como abundantes simas, aunque más localmente (en el término municipal de Priego de Córdoba se han contabilizado más de una centena). En su periferia se localizan caudalosos manantiales kársticos (fuentes del río de la Hoz, fuentes del río Anzur, Fuente Grande de Almedinilla), a veces acompañados de extensos depósitos tobáceos (Priego de Córdoba). En este sector no se han realizado estudios globales, y sólo se encuentran datos parciales (Ortega, 1974; Díaz del Olmo *et al.*, 1989).

En las restantes zonas orográficas que conforman el Subbético Medio son muy escasos los datos existentes sobre el modelado kárstico, y por ello sería conveniente realizar un estudio más exhaustivo de las mismas; Sierras del Tablón, los Caballos, el Humilladero, la Camorra o Mollina, Chanzas, Elvira, el Marqués, el Pozuelo, San Pedro, Castillo de Locubín, Montilla, el Trigo y Lucena.

Subbético Externo

El frente externo del Sector Subbético está formado por un conjunto de robustos macizos calcáreos, bastante distantes unos de otros, que van adquiriendo mayor vigor de SO a NE, desde la Sierra de Estepa hasta La Sagra. La karstificación ha sido particularmente intensa en algunos de ellos, aunque los restantes están insuficientemente estudiados.

Sierra de Estepa

No se han realizado en ella ningún trabajo o investigación detallada, aunque se sabe de la existencia de flujos de aguas subterráneas hacia el subálveo del río Genil.

Sierra de Cabra

Amplia atalaya calcárea muy modelada por los procesos de karstificación, con extensos campos de lapiaz, dolinas, cañones (río Bailón), bellos poljes (la Nava y la Fuenseca). También se han localizado importantes simas y sumideros, algunas de ellas bastante profundas (la famosa sima de Cabra, que alcanza los 115 m de profundidad). Sin embargo, no se conocen sus redes subterráneas, si se exceptúa la Cueva de los Murciélagos, viejo exutorio colgado sobre la hoz del río Bailón. En sus sectores periféricos se localizan importantes manantiales como la Fuente del Río (Cabra), Fuente de Alhama (Esparragal), Fuente de Zuheros o las Fuentes de Marbella.

Al S de esta sierra, y separada por el surco intramontañoso de Cabra-Carcabuey, se sitúa la plataforma de Jarcas, sobre la que se ha establecido un interesantísimo conjunto de dolinas en embudo de rasgos muy similares a otras agrupaciones de la Cordillera Ibérica (torcas de la Serranía de Cuenca o de la de Albarracín), conocidas localmente con el nombre de "los Hoyones". Aunque algunos de los elementos kársticos de esta sierra han sido reiteradamente citados desde hace mucho tiempo (la sima de Cabra, por ejemplo), sin embargo no se han realizado estudios sistemáticos en la misma hasta los años 70, que se han continuado ampliando hasta el presente (Ortega, 1974; Lhénaff, 1975, 1986a; Pezzi, 1977; Díaz del Olmo *et al.*, 1989b).

Sierras de la Fuensanta, la Pandera, Grajales y el Ventisquero

Amplio arco montañoso situado al S de la provincia de Jaén en donde las rocas calcáreas son dominantes. Aunque no son muy abundantes, allí están presentes las formas exokársticas: campos de lapiaz (sector culminante de la Sierra de la Pandera), dolinas y otras depresiones kársticas (borde occidental de la Sierra de la Pandera, en las proximidades de Valdepeñas de Jaén), hoces y gargantas (río Quiebrajano, río Frío). También existen caudalosas surgencias (Ojos del Río Frío, Ojo del Buey,

Mingo). Aún no ha sido objeto de ningún tipo de investigación.

Sierra Mágina

Es un elevado macizo montañoso de cumbres aplanadas situado entre los valles del Guadalbullón y del Guadiana Menor. Posee una gran variedad de formas kársticas; campos de lapiaz, densas agrupaciones de dolinas que, en las zonas culminantes, son de origen nival. En su periferia existen algunas notables surgencias kársticas: Mata Begid, el Gargantón, nacimiento del río Gualijar. Sin embargo, no existen datos sobre la existencia de redes endokársticas. En este macizo se han llevado a cabo dos trabajos monográficos de similares características, reactualizados con posterioridad (García Rosell y Pezzi, 1975; Pezzi, 1977; Lhénaff, 1986b).

Sierras de Huéscar

Es un conjunto de alargados y estrechos cordales orientados de SSO a NNE que arrancan del borde oriental del surco del Guadiana Menor. En una buena parte de ellos están presentes las formas exokársticas (campos de lapiaz de Sierra Encantada, dolinas y uvalas en las Sierras Montilla y Bermeja, hoz del río Guardal en la Sierra de Duda). También son conocidas algunas redes endokársticas, especialmente en La Sagra (cuevas de los Candeleros y del Agua). Los principales manantiales que drenan subterráneamente estas montañas son la Fuensanta de Parpacén y Fuentecaliente de Huéscar. Aún no se han realizado investigaciones específicas, y los únicos datos conocidos han sido aportados por trabajos indirectamente relacionados con el karst (Romero Díaz, 1982, 1989).

Sector Prebético

Es el eslabón más septentrional de las Zonas Externas; sus relieves arrancan de la Peña de Martos para prolongarse hasta los límites con la provincia de Albacete.

Los relieves montañosos que se sitúan al O del surco del Guadiana Menor, enormemente tectonizados, apenas presentan huellas de karstificación, si se exceptúa la presencia de surgencias, algunas de ellas asociadas a plataformas tobáceas: Martos (Sierra de la Grana), Baños de Jabalcuz (Sierra de Jabalcuz), fuentes de San Juan y la Magdalena (Peña de Jaén), Gil de Olid o nacimiento del río de Bedmar (Sierra de Almadén-Carluca).

Al E del Guadiana Menor el sector Prebético se agrupa en torno a dos unidades de relieve que se alargan de SSO a NNE, separadas por el surco intramontañoso del Alto Guadalquivir-Alto Guadalimar: al E la Sierra de Segura, perteneciente al Prebético Interno; al O las sierras de Cazorla y las Villas, encuadradas en el Prebético

Externo; más al sur, y desplazada por la falla de Quesada-Belarda-Pozo Alcón, se sitúa la Sierra de Quesada, a caballo entre ambas unidades.

Sierra de Segura

Es la mayor superficie montañoso de la Cordillera Bética andaluza, con una longitud próxima a los 80 km y una anchura máxima de 20 km, formada por extensas plataformas a altitudes que superan los 1.500 m y separadas unas de otras por profundos cañones. En dichas plataformas, a las que localmente se las denomina "calares", existe una gran variedad de formas kársticas: impresionantes campos de lapiaz, densísimas agrupaciones de dolinas y de otras variedades de depresiones kársticas (Cuartos de Hernán Pelea, Calar de las Palomas, Pinar Negro), bellos poljes (Nava de Pablo, al S de los Cuartos de Hernán Pelea, Nablanca en la Sierra Guillimona). Menos conocido es su mundo subterráneo, con la presencia de simas y sumideros (sima de Pinar Negro), galerías pertenecientes a viejos exutorios (cueva de Don Fernando en las cercanías del río Castril, de más de 2 km de longitud) o a manantiales todavía activos (cueva del Agua en Tíscar, cueva del Agua en las fuentes del Guardal, Fuente Segura).

En el fondo de las profundas hoces (río Segura, río Tus, "Cerrada del Utero" del Guadalquivir, "Cerrada de Elías" del Borosa) existen abundantes manantiales kársticos, algunos de los cuales nacen en medio de plataformas tobáceas, cuya enumeración se haría interminable.

Sin embargo, de este extenso macizo intensamente karstificado, resulta sorprendente la escasez de investigaciones, llevadas a cabo en los años 80, y ninguna de ellas de carácter global (López Limia y López Bermúdez, 1985; López Limia, 1986, 1987; Romero Díaz, 1985, 1989). También existen algunos datos, bastante incompletos, relacionados con el endokarst (Romero Rector, 1983).

Sierras de Cazorla y las Villas

Es una alargada y estrecha alineación montañoso paralela a la Sierra de Segura que sobrepasa los 60 km de longitud y cuya zona culminante, que va perdiendo progresivamente altura de SSO a NNE se reduce a un estrecho cordal, lo que tal vez pueda explicar la escasa presencia de modelado kárstico, a pesar de ser una de las montañas mejor irrigadas de la Cordillera Bética andaluza, que básicamente se reduce a algunos campos de lapiaz y corredores kársticos en torno a ciertas cumbres (Gilillo, los Castelones). Sin embargo, son muy espectaculares sus hoces y cañones, formados por los ríos que tajan a la sierra transversalmente (Guadalquivir, Guadalimar y sus afluentes Aguascebas, Beas y Onsares). En torno a ellas se sitúan los principales manantiales, en donde no dejan de estar presentes los

depósitos tobáceos (el Artesón, Fuente Pinilla, nacimientos de los ríos Aguascebas, Grande y Chica).

No existe ningún estudio pormenorizado de estas montañas, y los únicos datos conocidos, muy escasos, son acerca de su modelado endokárstico (Romero Rectoret, 1983).

Afloramientos yesíferos del Trías subbético

El modelo kárstico, en un sentido lato, también está presente en estos afloramientos, aunque en general suelen ser de dimensiones reducidas. El más notable de entre todos ellos se sitúa en el manto de Antequera-Osuna, con importantes manifestaciones kársticas entre Campillos y Archidona. También existen otros, de bastante menor entidad, en las proximidades de Alcaudete, al S de Sierra Mágina y en torno a la localidad de Cambil, así como en el tramo medio del surco del Guadiana Menor.

Las formas exo y endokársticas que se originan en los afloramientos yesíferos se han creado por procesos sensiblemente distintos a los que tienen lugar en las rocas calcáreas, en general relacionados con la exhumación de domos diapíricos. Con posterioridad suelen sufrir procesos de subsidencia y colapso, provocados por fenómenos halocinéticos. Se pueden observar dolinas, uvalas y, en algunos casos concretos, poljes, así como importantes redes endokársticas. Estos procesos en muchos casos siguen siendo activos, especialmente en la Depresión de Antequera, en torno al río Guadalhorce.

Las investigaciones sobre esta variedad de modelado kárstico son bastante recientes (Cruz, 1972; Pezzi, 1977; Guarnido, 1979; Molina, 1981; Durán, 1984; Durán y del Val, 1984; Durán y Molina, 1986; Pérez Berrocal y Moreno, 1988; Pulido *et al.*, 1989).

Afloramientos yesíferos neógenos

Estos asomos son aún de mucha menor importancia que los del Triásico Germano-Andaluz, pero han sufrido procesos de karstificación muy similares, como se puede observar en la Hoya de Granada o en la Depresión de Guadix-Baza. El más importante de todos ellos es el que se sitúa en torno a la localidad de Sorbas, en el surco de Tabernas-Garrucha, con un peculiar e interesante modelado kárstico en el que destacan sobre todo sus espectaculares redes subterráneas, como los sistemas de la Cueva del Agua y Covadura, ambas con más de 4 km de desarrollo (Pulido, 1982, 1986).

SIERRA MORENA

En los sectores onubense y sevillano de esta sierra existen potentes formaciones calcáreas cristalinas del

Precámbrico y Cámbrico que en algunos lugares han sido sometidas a intensos procesos de karstificación bastante antiguos, al menos del Mioceno-Plioceno; se pueden observar lapiares y callejones kársticos mineralizados (Cerro del Hierro); dolinas, uvalas e incluso poljes (sector de Constantina-Cazalla de la Sierra), redes de galerías subterráneas (Gruta de las Maravillas en Aracena, Cuevas de Santiago en las proximidades de Guadalcanal). También existen manantiales kársticos, con la presencia de plataformas y depósitos tobáceos en sus inmediaciones (Peña de Arias Montano en Alájar, Zufre, Cuevas de Santiago, Arroyo de la Villa en Constantina).

Estos paisajes kársticos han sido objeto de observación desde hace mucho tiempo, pero sin embargo únicamente se han empezado a realizar estudios detallados en los últimos tiempos (Díaz del Olmo y Álvarez, 1987; Díaz del Olmo *et al.*, 1989a; Baena y Díaz del Olmo, 1988).

REFERENCIAS

- ALONSO, F. (1989): Publicaciones sobre el modelado kárstico en España. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*. Monografías 4, 29-44. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- ALONSO, F. (1990): *El modelado kárstico en la Cordillera Bética Andaluza: ensayo de interpretación*. Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Madrid. 785 p. (inédito).
- AYALA, F.J.; RODRÍGUEZ ORTIZ, J.M.; del VAL, J.; DURÁN, J.J.; PRIETO, C. y RUBIO, J. (1986): *Memoria del mapa del karst de España*. Instituto Geológico y Minero. Madrid. 68 p.
- BAENA, R. y DÍAZ del OLMO, F. (1988): Paleokarst de Sierra Morena Sector Cazalla-Constantina (Hespérico Meridional) superficies de corrosión y poljes. *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 13-22.
- BENAVENTE, J.; PULIDO, A. y FERNÁNDEZ RUBIO, R. (1986): Les grandes caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires*, 1, 87-99.
- CABANAS, R. (1960): El Torcal de Antequera. Un típico karst de mesa. *Estudios Geográficos*, XXI, 78, 63-80.
- CARANDELL, J.(1923): El Torcal de Antequera (Málaga). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, XXIII, 233-237.
- CRUZ, J. (1972): Posición tectónica de Trías de Antequera en la Transversal de Ronda (Cordilleras Béticas, región occidental). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 3, 165-180.
- CRUZ, J. (1975): Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente del sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Boletín Geológico y Minero*, XCIII-IV, 297-308.
- DELANNOY, J.J. (1984): La Serranía de Ronda. Cordillère Bétique. *Travaux E.R.A. (Equipe de Recherche)*, XIII, 282. 57 p.
- DELANNOY, J.J. (1987): *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía. Sierra de Grazalema y Sierra de Las Nieves*. Junta de Andalucía-Casa de Velázquez. 50 p.
- DELANNOY, J.J. (1989): La Sierra Penibética de Libar (Serranía de

- Grazalema). *Réunion Franco-Espanole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide, 155-181.
- DELANNOY, J.J. y DÍAZ del OLMO, F. (1986): La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires*, 1, 53-70.
- DELANNOY, J.J. y GUENDON, J.L. (1986): La Sierra de Las Nieves (Málaga). La sima GESM, étude géomorphologique et spéléologique. Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires*, 1, 71-85.
- DELANNOY, J.J.; LHÉNAFF, R. y GUENDON, J.L. (1989): La Dorsales Bétique (zones internes bétiques) et son piémont meridional. *Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide, 105-153.
- DELGADO MOYA, S. y DELGADO ALMENDROS, J. (1975): Morfología kárstica de las Sierras de Loja y Alhama. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía, 1, 109-119.
- DÍAZ del OLMO, F. y ÁLVAREZ, G. (1987): La Peña de Arias Montano. Tuf holoceno en Sierra Morena (Alájar-Huelva). *II Jornadas del Patronato de Sierra de Huelva*, 93-104. Huelva: Diputación Provincial.
- DÍAZ del OLMO, F.; BAENA, R. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1989): Paleokarst de Sierra Morena (Massif Hespérique). *Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide, 185-218.
- DÍAZ del OLMO, F. y DELANNOY, J. (1989): El karst en las Cordilleras Béticas: Subbético y Zonas Internas. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.): *El Karst en España*. Monografías, 4, 175-185. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- DÍAZ del OLMO, F.; LHÉNAFF, R.; BAENA, R.; ÁLVAREZ, G.; MOLINA, J. y VERA, A.L. (1989b): Karst du Massif du Cabra (Subbétique Externe) et travertin de Priego. (Sierra Horconera, Subbétique moyen). *Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide, 25-62.
- DURÁN, J.J. (1984): Evolución geomorfológica del cañón del río Guadalhorce en el Trías de Antequera (Archidona, Málaga). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, X, 1-2, 43-54.
- DURÁN, J.J. y del VAL, J. (1984): El karst yesífero en España: condiciones geológicas y problemática territorial, ambiental y geotécnica. *Actas I Congreso Español de Geología*, 1, 623-634.
- DURÁN, J.J. y MOLINA, J.A. (1986): Karst en los yesos del Trías de Antequera (Cordilleras Béticas). Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires*, 1, 37-46.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y SORIA, J. (1988): Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de la Sierra de Mijas (provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 5, 61-63.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. (1964): Contribución al estudio del karst de La Alfaguara (Alpujárrides septentrionales). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, 62, 309-341.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. y DELGADO, J. (1975): Fisuración y karsificación del Torcal de Antequera (Málaga). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía, 1, 93-107.
- GARCÍA ROSELL, L. y PEZZI, M. (1975): Un karst mediterráneo supraforestal en Sierra Mágina (Jaén). Condicionamientos geológicos y geomorfológicos. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía, 1, 19-57.
- GUARNIDO, V. (1979): Antequera y su pseudokarst sobre Trías y Mioceno. *Actas del VI Coloquio de Geografía*, 41-45.
- LHÉNAFF, R. (1968): Le poljé de Zafarraya (Province de Grenade). *Mélanges de la Casa de Velázquez*, IV, 41-45.
- LHÉNAFF, R. (1975): Les poljés ouverts de la Sierra de Cabra (Cordillères Bétiques). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía, 1, 89-52.
- LHÉNAFF, R. (1977): *Récherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Tesis doctoral. Universidad de Lille III. 713 p.
- LHÉNAFF, R. (1978): Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne). *Revue de Géographie Alpine*, 2-3, 299-308.
- LHÉNAFF, R. (1986a): Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires*, 1, 5-24.
- LHÉNAFF, R. (1986b): La Sierra Mágina (según los trabajos de M. Pezzi y L. García Rosell). Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires*, 1, 47-53.
- LHÉNAFF, R. (1986c): Les grandes poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. Karst et Cavités d'Andalousie. *Karstologia Memoires* 1, 101-112.
- LHÉNAFF, R. (1989a): Les grands traits caractéristiques des karsts andalous. *Réunion Franco-Espagnole sur les Karst Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide, 13-18.
- LHÉNAFF, R. (1989b): Les Gorges du Chorro. *Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide, 99-100.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y LÓPEZ LIMIA, B. (1989): Geomorfología del karst Prebético (Cordilleras Béticas). En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*, Monografías, 4. 187-200. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- LÓPEZ LIMIA, B. y LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1985): Tipos de lapiaz en un karst mediterráneo de montaña (Sierra de Segura, Jaén). *Papeles de Geografía Física*, 10, 22-32.
- LÓPEZ LIMIA, B. (1986): Dos campos de dolinas en la Sierra de Segura. Ensayo de distribución espacial. *Actas del 9º Congreso Internacional de Espeleología*, 189-191.
- LÓPEZ LIMIA, B. (1987): Geomorfología del karst de Pinar Negro. *Lapiaz*. Monografía II. 55 p.
- MADOZ, P. (1845-1850): Diccionario Geográfico-Estadístico-Histórico de España y sus territorios de Ultramar. Ed. facsímil, tomo de Granada. Valladolid: Ámbito Ed. 1977. 320 p.
- MARTÍN ROMERO, P. (1972): Las formas kársticas de los Llanos de Villaluenga (Cádiz). *Speleon*, 19, 25-40.
- MOLINA, J.A. (1981): Los karsts en yesos de la provincia de Málaga. Avance. *75º Aniversario SEM*. 95-112. Málaga: Sociedad Excursionista de Málaga.
- MOLINA, J.A.; CORCELLES, J. y DURÁN, J.J. (1981): El complejo kárstico de la Sierra de la Camorra. Informe preliminar. *75º Aniversario. SEM*. 77-88. Sociedad Excursionista de Málaga, Málaga.
- MORENO, L. (1973): Zafarraya y Ventas de Zafarraya. El polje y su repoblación. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*, 3, 77-116.
- OJEDA, J.; DÍAZ del OLMO, F.; RUBIO, J.M. y GEOS (1987): El macizo de Algononales (Cádiz): un modelo de karst mesomediterráneo. *Gades*, 15, 157-182.

- ORTEGA, F. (1974): *El Sur de Córdoba. Estudio de Geografía Agraria*. Córdoba: Monte de Piedad y Caja de Ahorros de Córdoba. 186 p.
- PÉREZ BERROCAL, J. y MORENO, L. (1988): *Guía de las cuevas de Málaga*. Diputación Provincial de Málaga, Biblioteca Popular Malagueña. 184 p.
- PEZZI, M. (1975): Le Torcal d'Antequera (Andalousie): un karst structural retouché par le periglaciare. *Méditerranée*, 2, 23-37.
- PEZZI, M. (1977): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Serie Monográfica, 2, 209 p.
- PEZZI, M.; MARTÍN-VIVALDI, M.E. y URDIALES, M.E. (1979a): Características del relieve residual sobre dolomías en la orla alpujarrí-de de Sierra Nevada. *Actas VI Coloquio de Geografía*, 95-100.
- PEZZI, M.; MUÑOZ, A. y MOLINA, V. (1979b): Análisis de la relación entre dolinas y fracturas de algunos paisajes kársticos de las Cordilleras Béticas. *Actas VI Coloquio de Geografía*, 101-107.
- PUIG Y LARRAZ, G. (1896): Cavernas y simas de España. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, XXI, 1, 2ª serie. 443 p.
- PULIDO, A. (1982): Consideraciones hidrogeológicas sobre los yesos de Sorbas (Almería). *Reunión Monográfica sobre el Karst, Larra*. 257-274. Diputación Foral de Navarra, Pamplona.
- PULIDO, A. (1986): Le karst en gypses de Sorbas (Almería). Aspects morphologiques et hydrogéologiques. *Karst et Cavités d'Andalousie. Karstologia Memoires*, 1, 27-36.
- PULIDO, A.; CALAFORRA, J.M.; DÍAZ del OLMO, F. y LHÉNAFF, R. (1989): El karst en yesos de Fuente Camacho. *Reunión Franco-Españole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-guide.
- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ, R. (1977): *La Serranía de Ronda. Estudio Geográfico*. Ronda: Caja de Ahorros de Ronda. 530 p.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1982): El condicionamiento estructural del karst de la Sierra Blanca (Marbella, Málaga). *Reunión Monográfica sobre el Karst, Larra*, 105-116. Diputación Foral de Navarra, Pamplona.
- ROMERO DÍAZ, M.A. (1982): *Huéscar: el medio natural y la vida humana*. Granada: Diputación Provincial. 281 p.
- ROMERO DÍAZ, M.A. (1985): El karst en la Sierra Guillimona (Cordilleras Béticas). *Papeles de Geografía Física*, 10, 5-19.
- ROMERO DÍAZ, M.A. (1989): *Las cuencas de los ríos Castril y Guardal (Cabecera del Guadalquivir)*. Estudio hidrogeomorfológico. Murcia: Ayuntamiento de Huéscar y Universidad de Murcia. 285 p.
- ROMERO RECTORET, M. (1983): L'E.R.E. a les serres de Cazorla i Segura. *Espeleoleg*, 34-35, 270-279.
- SÁENZ RIDRUEJO, J. (1957): La zona kárstica de Líbar. *Speleon*, VIII, 109-125.
- SANTIAGO, J.M. (1980): El complejo kárstico del Cerro de Las Motillas (Cádiz-Málaga). *Speleon*, XXV, 47-64.
- SERMET, J. (1934): Sobre unos vestigios de una topografía glaciaria en la Sierra de Tejada (Andalucía). *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, 34, 187-192.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1952): *Geografía General de España*. T. 1. Barcelona: Ariel. 494 p.
- VAL, J. del y HERNÁNDEZ, M. (1989): El karst en el Macizo Hespérico. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ. (Eds.). *El Karst en España*. Monografías, 4, 217-229. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid
- VILLEGAS, F. (1971): El Valle de Lecrín. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*, 1, 5-34.

Las grandes cavidades de Andalucía. Historia de sus exploraciones

Manuel José González Ríos ⁽¹⁾ y Federico Ramírez Trillo ⁽²⁾

RESUMEN

Se presentan las principales exploraciones espeleológicas que en su día significaron un hito dentro del conjunto de las grandes cavidades andaluzas. Se recogen, de forma resumida, los datos más relevantes sobre cada cavidad, intentando encuadrar, tanto histórica como cronológicamente, los principales descubrimientos de las cavidades conocidas en Andalucía. Se incluye una relación de las cuevas andaluzas más grandes, así como comentarios sobre la historia de la exploración espeleológica en las diferentes provincias

Palabras clave: Espeleología, Grandes cavidades, Exploración, Historia, Andalucía.

ABSTRACT

The main speleological exploration in the big Andalusian caves are commented. The most important data from each cave are summarized, and the main discoveries of the Andalusian caves are discussed from a historical and chronological perspective. A list of the biggest Andalusian caves is included as well as comments on the speleological history in the different provinces.

Key words: Caving, Big caves, Exploration, History, Andalucía.

ANTECEDENTES HISTÓRICOS

La investigación espeleológica de las grandes cavidades andaluzas se remonta a los comienzos de la espeleología en España. La especial morfología de la Sima de Cabra (Córdoba), atrajo por su curiosidad a numerosos visitantes, siendo conocida desde muy antiguo. En el año 1683 Fernando Muñoz Romero, se presenta voluntario para descender la gran vertical absoluta de 116 m de la Sima de Cabra, con el propósito de comprobar si en su interior se encontraba el cuerpo de Pedro Ochoa, al parecer arrojado a la sima. Fernando Muñoz es descendido al interior mediante un torno de cuerda, localiza el cadáver, lo prepara para ser sacado al exterior y narra fielmente una descripción de la cavidad (González Ríos y Moreno Rosa, 1987).

Otra gran cavidad, conocida al igual que la anterior desde tiempos remotos, es la Cueva del Gato en Benaoján (Málaga). Las primeras referencias a dicha cavidad se encuentran recogidas por viajeros ingleses. En 1772, Richard Twiss, en su obra *Travels through Portugal and Spain*, observa la existencia de un torrente saliendo de una gran caverna. Posteriormente las citas bibliográficas son continuas a lo largo de todo el siglo XIX (de Mora Figueroa, 1976).

En el año 1789, Cecilio García de la Leña, publica sus *Conversaciones Históricas Malagueñas*, en las que relata una exploración a la Cueva del Higuierón (Laza, 1988), cavidad conocida también con el nombre de Cueva del Tesoro, situada en el Rincón de la Victoria (Málaga)

En el año 1821 se descubre casualmente, al parecer abierta por un terremoto, la Cueva de Doña Trinidad en Ardales (Málaga), recorriéndose en parte sus galerías (Casiano de Prado, 1869).

Estas exploraciones casuales fueron motivadas, casi siempre, por leyendas de tesoros escondidos, sin ningún ánimo de exploración espeleológica propiamente dicha.

Es en el año 1841, cuando encontramos las primeras referencias de una exploración *científica* a una de las grandes cavidades de Andalucía. Fernando de Monti, cronista de la época, deja recogido en sus escritos una serie de exploraciones llevadas a cabo en la Sima de Cabra por los profesores del Colegio de Humanidades de Cabra. Descienden a la cavidad, poniendo en duda si la misma era obra de la naturaleza o de la mano del hombre (González Ríos, 1988).

Pascual Madoz, en el año 1845, publica su famoso diccionario geográfico y estadístico de España, y al referirse al término de Benaoján narra: "En jurisdicción de Benaoján está la Cueva del Gato, que tiene cerca de 4 leguas de largo, principiando en término de Montejaque.

⁽¹⁾ Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos. Apartado de Correos 581. 18080-Granada. Museo Andaluz de la Espeleología.

⁽²⁾ G.E.S. de la Sociedad Excursionista de Málaga. Apartado de Correos 2013. 29080-Málaga.

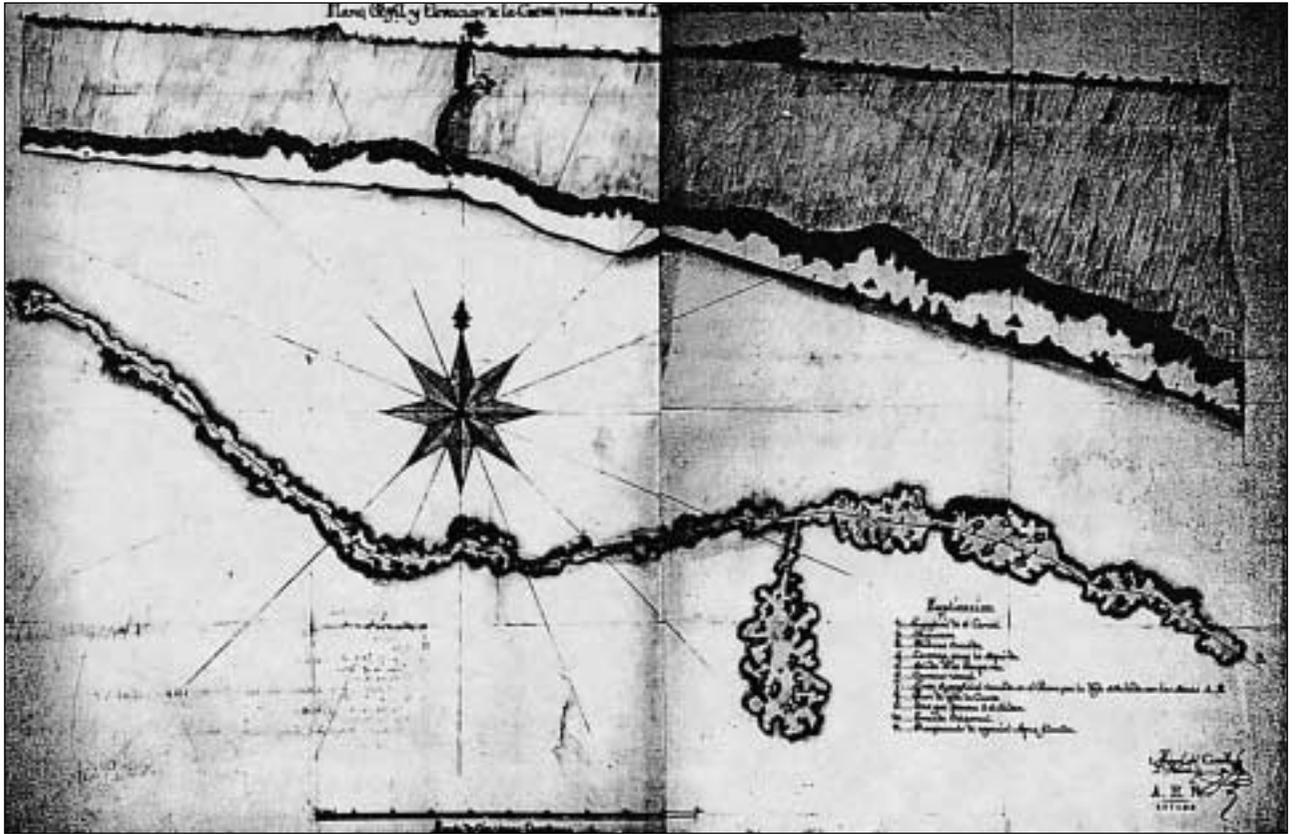


Fig. 1.- Topografía de la Cueva del Higuérón por el arquitecto Miguel del Castillo y Nieva, del año 1796 (actual Cueva del Tesoro, Rincón de la Victoria, Málaga).

Es de una altura desmesurada y refieren algunos de los que la han visitado que a la media legua de su dilatación se ve a la orilla de un profundo charco, un gran edificio arruinado, del que sólo se conserva la portada y algunos lienzos de pared."

Casiano de Prado (1869) recoge en su catálogo seis cavidades consideradas por nosotros "grandes cavidades", entre las que destacan, por su novedad: la Cueva de los Órganos en Mollina, y la de la Fajara (nombrada por el autor "Tajaras"), en Canillas de Aceituno, ambas en la provincia de Málaga.

En la recopilación de cavidades efectuada por Gabriel Puig y Larraz (1896), se enumeran ocho cuevas con el rango de "grandes cavidades", aportando las novedades de la Cueva de Píñar (Las Ventanas), en Granada, y la Gruta de Aracena, en Huelva.

También de esta época es el grabado publicado en una Guía de Granada (en inglés) de la galería central de la Cueva de las Ventanas, dibujo a plumilla realizado por Nicolás Fajardo (Seco de Lucena, *circa* 1910).

Se tienen noticias de una expedición organizada por

vecinos de Iznalloz en 1885 a la Cueva del Agua (Granada) y otra, dirigida por el maestro Beltrán y el constructor del palacio de los Condes de Antillón, Deifontes (Granada), en el año 1900, a la misma cavidad granadina.

En el año 1905 se descubre la Cueva de la Pileta, (Benaoján, Málaga) encontrándose en su interior un conjunto de pinturas rupestres de gran importancia, estudiadas por el abate Breuil. Este famoso investigador, en el año 1912 recorre los primeros metros de la Cueva del Gato, localizando restos de cerámicas neolíticas. (Pérez Berrocal y Moreno Wallace, 1988).

Alrededor del año 1918, se realiza, al parecer, la primera expedición científica a la Cueva del Agua de Iznalloz (Granada), dirigida igualmente por el abate H. Breuil, donde recoge varios ejemplares de coleópteros (Español, 1965).

Entre 1914 y 1929, Jeannel y Racovitza, eminentes entomólogos, visitan las cavidades de la Pileta y de los Órganos en Málaga, y de las Motillas entre Málaga y Cádiz, entre otras, para recoger muestras de fauna (Pérez Berrocal y Moreno Wallace, 1988).



Fig. 2.- Mapa Geográfico del Reyno de Granada (Tomás López, 1795), en el que se representa la Sima de Cabra (Córdoba).

A principios de los años 20, se comienzan los trabajos de la construcción de la presa de los Caballeros junto a la boca septentrional del Sistema Hundidero-Gato, lo que contribuye a una exploración sistemática del complejo, dada la gran cantidad de agua que la cavidad drenaba del pantano.

En 1950, una expedición conjunta del Grupo de Espeleólogos Granadinos y del GES del Club Montañés Barcelonés, realizan el levantamiento topográfico de la Cueva del Agua (Granada), consiguiéndose batir el récord de profundidad del país, con un desnivel de 215 m (Thomas y Montoriol, 1951). En el año 1973 un nuevo levantamiento topográfico, con aparatos y técnicas más precisas, modificó la cota alcanzada, situándola en 165 m.

También en el año 50 se realizan las primeras exploraciones espeleológicas a la Sima de Raja Santa, en Atarfe (Granada), realizadas por el Grupo de Espeleólogos Granadinos, explorándose hasta la cota de 90 m (del Moral Vílchez, 1950).

A partir de dicha década se inicia un gran avance en el campo de las investigaciones espeleológicas en Andalucía. Numerosos grupos exploran los grandes macizos kársticos, aumentándose considerablemente el número de las grandes cavidades conocidas.

Lamentablemente en nuestra región falta aún por explorar gran parte de su superficie. Como dato muy significativo puede aducirse la ausencia de cavidades conocidas con profundidades entre 300 y 900 m que, sin duda deben existir, pero están aún sin localizar.

No queremos concluir esta breve introducción histórica, sin expresar nuestra más sincera admiración hacia todas aquellas personas y entidades que, desde que uno de nosotros (Ramírez Trillo) descubre Sima GESM en el año 1972, están haciendo posible la exploración de esta impresionante cavidad. Con un desnivel topografiado de 1.101 m, se encuentra actualmente en exploración y con grandes posibilidades de rebasar la cota anteriormente referida.

LAS CAVIDADES

Dentro de este capítulo se presentan sólo las cavidades más relevantes de cada provincia, dejando para futuros trabajos la relación completa de las "grandes cavidades". Seleccionamos con esta denominación todas aquellas con un desarrollo superior a los 1.000 metros (tabla 1), o bien con un desnivel entre cotas, positivas y negativas, superior a los 100 metros (tabla 2).

Tabla 1.- Relación de las grandes cavidades (desnivel superior a 100 metros) de Andalucía.

CAVIDAD	MUNICIPIO (PROVINCIA)	DESNIVEL (en metros)
SIMA GESM	TOLOX (MÁLAGA) (En exploración)	- 1.101
COMPLEJO HUNDIDERO-GATO	MONTEJAQUE-BENAOJÁN (MÁLAGA) (-162 + 50)	212
SIMA DE VILLALUENGA	VILLALUENGA DEL ROSARIO (CÁDIZ)	- 210
SIMA RASCA	ANTEQUERA (MÁLAGA)	- 209
SIMA DEL REPUBLICANO	VILLALUENGA DEL ROSARIO (CÁDIZ)	- 202
CUEVA DE D. FERNANDO	CASTRIL (GRANADA)	- 197
SIMA DEL HORNILLO	RONDA (MÁLAGA)	- 184
SIMA DE LA CAMORRA	CABRA (CÓRDOBA)	- 172
HOYO HUNDIDO	HUELMA (JAÉN)	- 170
CUEVA DEL AGUA	IZNALLOZ (GRANADA)	- 165
SIMA DE LAS GRAJAS	EL GASTOR (CÁDIZ)	- 164
SIMA DE RAJA SANTA	ATARFE (GRANADA)	- 163
COMPLEJO MOTILLAS	JEREZ DE LA FRONTERA (CÁDIZ)-CORTES DE LA FRONTERA (MÁLAGA)	- 157
SIMA DEL PINAR NEGRO	SANTIAGO DE LA ESPADA (JAÉN)	- 155
SIMA DEL POZUELO	MONTEJAQUE (MÁLAGA)	- 154
SIMA DEL CACAO	VILLALUENGA DEL ROSARIO (CÁDIZ)	- 149
SIMA DE LOS MACHOS	LOJA (GRANADA)	- 149
SIMA DE LAS GRAJAS	LOJA (GRANADA)	- 145
SIMA DE LA UNIÓN	ANTEQUERA (MÁLAGA)	- 143
TORCO DEL HOYO HONDO	LOJA (GRANADA)	- 140
SIMA HONDA	TOLOX (MÁLAGA)	- 132
SIMA NUEVA DEL POZUELO	MONTEJAQUE (MÁLAGA)	- 132
SIMA DEL CORRAL	SORBAS (ALMERÍA)	- 130
SIMA NAVAZO VERDE	ANTEQUERA (MÁLAGA)	- 127
COMPLEJO COVADURA	SORBAS (ALMERÍA)	- 126
COMPLEJO SIMA RICA-REDIL	ALHAMA DE GRANADA (GRANADA)	- 124
SIMA LOS SALTEÑOS	URRACAL (ALMERÍA)	- 124
SIMA DEL CAMPAMENTO	SORBAS (ALMERÍA)	- 122
SIMA CAPUCHINA I O DEL SOLDAO	MOLLINA (MÁLAGA) (En exploración)	- 121
SIMA DE CARRATRACA	CARRATRACA (MÁLAGA)	- 121
SIMA DEL ÁGUILA	ATARFE (GRANADA)	- 120
SIMA DE CABRA	CABRA (CÓRDOBA)	- 116
SIMA DE LOS PELAOS	PRIEGO DE CÓRDOBA (CÓRDOBA)	- 116
SIMA AZUL	ANTEQUERA (MÁLAGA)	- 114
SIMA DE LOS HOYANCOS I	ALHAMA DE GRANADA (GRANADA)	- 113
SIMA DEL MORO	LÚJAR (GRANADA)	- 113
SIMA DEL ÁGUILA I	ANTEQUERA (MÁLAGA)	- 112
SIMA DEL HOYO GRANDE	LOJA (GRANADA)	- 110
SIMA DE SIERRA ALTA	BENAOCAZ (CÁDIZ)	- 109
SIMA CARRASCALEJO	PONTONES (JAÉN)	- 108
SIMA MAJADA CHARCÓN NEGRO	LOJA (GRANADA)	- 107
SIMA ERÓTICA	YUNQUERA (MÁLAGA)	- 103
SIMA DE LA NEGRITA	ALHAMA DE GRANADA (GRANADA)	- 101
CUEVA DE LOS ÓRGANOS	MOLLINA (MÁLAGA)	- 100

Provincia de Almería

El descubrimiento de la primera gran cavidad en esta provincia se debe al Grupo GEP de Almería, localizando en el karst en yesos de Sorbas la Cueva del Yeso, conocida por las gentes del lugar con el nombre de Cueva del Infierno.

El 4 de junio de 1967 un equipo formado por 5

espeleólogos de dicha entidad (GEP), realizan el primer reconocimiento de la cueva, alcanzándose una longitud explorada de unos 400 m, de los cuales se topografían unos 288 m. Posteriormente se realizarían ese mismo año tres exploraciones más, consiguiéndose explorar la casi totalidad del complejo (GEP, 1967). Con las exploraciones a esta cavidad y el descubrimiento de su gran importancia se dio pie a los inicios de las exploraciones sistemáticas dentro del karst en yesos de Sorbas.

Tabla 2.- Relación de las grandes cavidades (desarrollo superior a 1.000 metros) de Andalucía.

CAVIDAD	MUNICIPIO (PROVINCIA)	DESARROLLO (en metros)
SISTEMA CUEVA DEL AGUA	SORBAS (ALMERÍA)	8.000
COMPLEJO HUNDIDERO - GATO	MONTEJAQUE - BENAJOÁN (MÁLAGA)	7.818
CUEVA DE NERJA	NERJA (MÁLAGA)	4.823
COMPLEJO MOTILLAS	(CÁDIZ)-(MÁLAGA)	4.751
SISTEMA COVADURA	SORBAS (ALMERÍA)	4.245
SIMA GESM	TOLOX (MÁLAGA)	2.713
COMPLEJO DE LA ARAÑA	MÁLAGA	2.342
GRUTA DE LAS MARAVILLAS	ARACENA (HUELVA)	2.130
CUEVA DE D. FERNANDO	CASTRIL (GRANADA)	2.127
CUEVA DEL TESORO	SORBAS (ALMERÍA)	1.890
COMPLEJO DE LA CUERDA	MÁLAGA	1.864
CUEVA DEL YESO	BAENA (CÓRDOBA)	1.843
CUEVA FUENTE DEL PERAL	SORBAS (ALMERÍA)	1.800
CUEVA DE DOÑA TRINIDAD	ARDALES (MÁLAGA)	1.577
CUEVA DEL TESORO	RINCÓN DE LA VICTORIA (MÁLAGA)	1.513
CUEVA DE LA FÁJARA	CANILLAS DE ACEITUNO (MÁLAGA)	1.445
CUEVA SIMA DEL NEGRO	ANTEQUERA (MÁLAGA)	1.235
CUEVA DE LOS RUIDOS	SORBAS (ALMERÍA)	1.117
COMPLEJO GEP	SORBAS (ALMERÍA)	1.080
CUEVA B-1	SORBAS (ALMERÍA)	1.075
CUEVA DEL AGUA DE PRADO NEGRO	IZNALLOZ (GRANADA)	1.065
CUEVA DE LAS CAMPANAS	GUALCHOS (GRANADA)	1.056
CUEVA DEL YESO	SORBAS (ALMERÍA)	1.050
CUEVA DE LAS VENTANAS	PIÑAR (GRANADA)	1.040

El complejo subterráneo que destaca por su importancia en esta provincia se localiza, al igual que casi la totalidad de las grandes cavidades de Almería, en los yesos de Sorbas; se trata de la red de la Cueva del Agua, con un desarrollo topografiado cercano a los 8.000 m. Está formado por la unión de al menos 24 bocas, muchas de las cuales se han conectado al sistema forzando sifones.

El 12 de octubre de 1974 comienzan las exploraciones sistemáticas a la Cueva del Agua, realizadas por miembros de la Sección de Espeleología del Club Almeriense de Montaña (SECAM). Exploran por vez primera la galería principal de la Cueva del Agua (SO-277 y 278), entradas estas muy conocidas por los vecinos de la cercana población de el Marchalico de las Viñicas (Montero *et al.*, 1987).

Trabajos recientes realizados por miembros del Espeleo Club Almería, en la cuenca de recepción de la Cueva del Agua, han dado como resultado un aumento considerable de galerías topografiadas, convirtiendo a este complejo en el de más desarrollo de toda Andalucía (7.850 m a finales de junio de 1994 y continúa su exploración). Este complejo está formado principalmente por las redes de la Cueva del Agua, la SO-21 y el subsistema de la V-3.

Otra importante cavidad del karst en yesos de Sorbas, es la Sima del Corral, con un desnivel de 130 m., descubierta por la SE del CAM de Almería.

En este karst en yesos se han descubierto, aparte de las aquí presentadas, 6 cavidades más, consideradas por nosotros "grandes cavidades", entre las que destaca el Sistema Covadura, con más de 4 kilómetros de desarrollo.

Provincia de Cádiz

En la provincia de Cádiz, de gran importancia espeleológica, sólo vamos a presentar dos cavidades de las 10 consideradas "grandes cavidades".

El Complejo Motillas es, sin duda alguna, la cavidad más destacada, con un desarrollo estimado superior a los 5.000 m. Los primeros trabajos topográficos se efectúan en el año 1975 y se deben al Grupo de Investigaciones Espeleológicas de Jerez de la Frontera, publicados por Santiago (1980).

Una serie de exploraciones realizadas posteriormente por la SEII de Madrid y el GIEX de Jerez, dan como resultado un nuevo levantamiento topográfico,

alcanzándose un desarrollo de 4.751 m y un desnivel de 160 m, cota conseguida entre el Sumidero de Ramblazo y la Surgencia de la Cueva del Agua. (SEII-GIEX, 1980). Exploraciones posteriores por parte del GIEX aumentan el desarrollo conocido de la cavidad, superándose los 5 km.

Otra cavidad a destacar dentro de esta provincia es la Sima de Villaluenga del Rosario, con un desnivel superior a los 200 m. Los primeros trabajos en la cavidad se realizaron en el año 1954 por Antonio Moral Vílchez, (fundador del Grupo de Investigaciones Espeleológicas de Jerez y del Grupo de Espeleólogos Granadinos). El primer descenso se realiza el 19 de marzo, no pudiendo alcanzarse el fondo de la sima por falta de material. El día 1 de mayo lo intentan de nuevo; logran bajar el primer pozo, pero una gran crecida del arroyo que entra en la cavidad les obliga a abandonar (Mendoza, 1992).

Posteriormente, el Grupo GEOS de Sevilla, en el año 1967, toma el relevo de las exploraciones (GEOS SEVILLA - GES MÁLAGA, 1972). Más tarde, en el año 1970, el ERE del CE de Cataluña, realiza el primer levantamiento topográfico de la misma, alcanzando la cota de 156 m, quedando igualmente detenidos en el primer sifón (Romero, 1970).

En el año 1975 el GERS AVANTE de Cádiz supera el primer y segundo sifón de la cavidad, alcanzándose una profundidad de -250 m (cota esta por comprobar), continuando la cavidad (Pedroche *et al.*, 1980). Trabajos posteriores de exploración, realizados por diversos grupos, han localizado y explorado varios pasos sin continuación.

Provincia de Córdoba

Como ya hemos visto anteriormente, en esta provincia se producen algunos de los pasos iniciales de la espeleología en nuestra región, explorándose la Sima de Cabra.

Los primeros trabajos topográficos en la cavidad, se deben al Grupo de Espeleología Egabrense, en el año 1977, que aportan como novedad "la Vía Oscura", una serie de pozos paralelos a la gran vertical. En 1979 el Grupo de Espeleólogos Granadinos realiza un nuevo levantamiento topográfico de la cavidad. Posteriormente el Grupo GEOS de Sevilla, en el año 1989, localiza una ventana en el pozo, muy cerca del exterior, que conecta con el gran pozo a una profundidad de 85 m, bautizándola como "Vía Cervantes" (Delannoy *et al.*, 1989).

En el año 1977 el GES de Málaga topografía la Sima del Tesoro (localizada igualmente en el término municipal de Cabra), conocida también con el nombre de Sima de la Camorra, alcanzando un desnivel de 172 m. Al año siguiente el GEG de Granada, conjuntamente con

espeleólogos de Cabra, realizan el levantamiento topográfico de una nueva vía de descenso, consiguiéndose una profundidad de 165 m.

Provincia de Granada

Las exploraciones de las grandes cavidades en esta provincia comienzan con los trabajos realizados en la Cueva del Agua de Iznalloz, como hemos visto en el capítulo anterior.

En agosto de 1950, y tras la expedición conjunta con el GES del CM Barcelonés en la Cueva del Agua, el Grupo de Espeleólogos Granadinos, desciende a la Sima de Raja Santa, alcanzándose un desnivel de 90 m (Moral Vílchez, 1950). Exploraciones posteriores efectuadas por el mismo grupo en ese mismo año y en el siguiente, logran alcanzar el fondo de la cavidad, ocupado por un importante volumen de agua a 32 grados centígrados, con un desnivel de 120 m.

En el año 1981 una expedición conjunta del GEG de Granada y el GES de la SE de Málaga realizan un nuevo levantamiento topográfico de la cavidad, buceándose los lagos, y descendiendo hasta la cota de 163 m.

También en el año 1951, nuevas exploraciones en las partes profundas de la Cueva del Agua dan como resultado el descubrimiento de nuevas salas, consiguiendo batir de nuevo el récord de profundidad en España con un desnivel de 227 m (Fernández Rubio, 1951). Un nuevo levantamiento topográfico realizado en el año 1973 por varias entidades espeleológicas de Madrid, coordinadas por el Comité Nacional de Espeleología, corrigen la cota anteriormente referida. Descubren unas nuevas salas más profundas que las descubiertas por el GEG, en las que se alcanza la cota de 165 m (González Ríos, 1987).

En ese mismo año 1951, se comienzan las exploraciones del GEG a la Cueva de las Ventanas, en Piñar, explorándose gran parte de sus galerías.

En 1982, miembros de la Sociedad GEG, comienzan los trabajos de exploración y topografía de la cavidad más profunda de esta provincia, la Cueva de D. Fernando, con un desnivel de 215 m y un desarrollo superior a los 2 km.

Provincia de Huelva

En esta provincia se localiza la Gruta de las Maravillas, muy espectacular por la belleza de sus formaciones y lagos. Esta cueva es la única catalogada en Huelva como "gran cavidad".

La gruta, ya citada por Puig y Larraz (1896), fue

acondicionada al turismo en el año 1914, con un recorrido de unos 1.200 m.

En el año 1986, el GES de la SEM realiza un nuevo levantamiento topográfico, localizando varias galerías desconocidas e incrementando la longitud de la cavidad hasta 2.130 metros.

Provincia de Jaén

Esta provincia presenta importantes macizos kársticos: Sierra Mágina, Sierra de Segura, Sierra de Cazorla, entre otras. Destaca, por su impresionante vertical, la Sima del Pinar Negro en la Sierra de Segura, con un desnivel de 155 m (GE Standard, 1980).

Fue topografiada en el año 1980 por el Grupo STD de Madrid, ampliándose posteriormente (en 1982) dicho plano por miembros del ERE del Centro Excursionista de Cataluña. La síntesis topográfica publicada (López Limia, 1987) ha sido realizada por José L. Montero, basada en la fusión de los planos realizados por las entidades anteriormente reseñadas.

También en dicha sierra se localiza el nacimiento del río Segura, importante surgencia penetrable, con una longitud explorada de 354 m y un desnivel de 17 m. La exploración de esta cavidad fue llevada a cabo por espeleobuceadores del Grupo Standard durante los años 1979 y 1980, realizando una importante labor de desobstrucción dentro del sifón. (GE Standard, 1980).

En el año 1985, se ha localizado en sierra Mágina la sima de Hoyo Hundido, descubierta por el Grupo Espeleológico Accatuci de Huelma (Jaén), con un desnivel de 186 m y con un desarrollo de 344 m (Moral Tello, 1991).

Posteriormente, Andrés Moral descubre en la Finca de la Beata una serie de grandes cavidades con desniveles entre los 160 y 213 m.

Provincia de Málaga

Esta provincia es sin duda la más representativa al hablar de "grandes cavidades"; en ella destacan por su importancia la Sima GESM y el Complejo Hundidero-Gato, entre otras como Nerja, el Tesoro o Pileta.

Sima GESM se descubre el 23 de septiembre de 1972, por componentes del GES de Málaga, con la desobstrucción de los pasos estrechos de entrada. En años sucesivos se desciende progresivamente, alcanzándose en el año 1975 la cabecera del pozo "Paco de la Torre". En 1977 toman el relevo en las exploraciones espeleólogos de Granada, Elche y Málaga, consiguiendo superar en pocos metros la cota anteriormente descendi-



Interior del Sistema Hundidero-Gato (Benaoján, Málaga).

da, alcanzándose la "Cornisa Granada". Al año siguiente una nueva exploración por espeleólogos de Granada, Málaga y Elche, logra bajar por vez primera el gran pozo, y continuar el descenso hasta rebasar los 900 m de profundidad, para quedar detenidos en la cabecera de un pozo, sin descender por falta de material. En este mismo año una nueva expedición del GES de Málaga, acompañados por miembros del ERE del CE de Cataluña, logran alcanzar el fondo de la cavidad, detenidos por un gran sifón a la cota de 1.074 m.

En el año 1979 se penetra en el sifón, explorándose una longitud de 190 m, con un desnivel de 21 m, alcanzándose una profundidad total de 1.098 m (GES de la SEM, 1983). En años posteriores, se realizarán varias expediciones, encaminadas a la exploración de varias incógnitas.

Una nueva macro expedición se organiza en el año 1989, con el propósito de superar el sifón, pero imprevistos de última hora impiden su realización. Un año después se intenta de nuevo, lográndose el objetivo previsto. J.A. Gutiérrez Mayorga, del GES de la SEM, y L. Lapidio Mingo, del GAIA de Madrid, superan el sifón, con una longitud de 200 m y un desnivel de 24 m, consiguiéndose una nueva cota para la sima de 1.101 m. La cavidad



Descenso de un pozo en Sima GESM (Sierra de las Nieves, Málaga).

continúa por una galería de 5 a 15 m de anchura y unos 30 m de alto. El suelo está ocupado por una acumulación de bloques, dejando el agua a unos 8 m por debajo; la exploración se detuvo en la cabecera de un nuevo pozo (GES de la SEM, 1990).

Otra gran cavidad, sin duda alguna, es el Complejo Hundidero-Gato, cuyas dos bocas se sitúan en los términos municipales Montejaque (Hundidero) y Benaoján (Gato). Los primeros reconocimientos en profundidad de la cavidad se debieron al fracaso en la construcción del Pantano de los Caballeros entre 1920 y 1923; la Compañía Sevillana de Electricidad acomete los trabajos de equipamiento del Complejo, para dar paso a los obreros desde Hundidero hasta Gato.

En 1965, el Grupo GEOS de Sevilla comienza los trabajos espeleológicos propiamente dichos, culminando los mismos en 1968 con la travesía integral del Complejo. En el año 1971 se realiza el IV Campamento Nacional de Espeleología, "Operación España 71", en el que se realiza una nueva topografía.

Posteriormente, el GES de la SEM tras nuevos descubrimientos en su interior realiza un nuevo levantamiento topográfico alcanzándose un desarrollo de 7.818 metros.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento a todas aquellas personas y entidades espeleológicas que, de una forma desinteresada, colaboran con nosotros en la realización del Catálogo de las Grandes Cavidades en Andalucía, aportándonos la mayoría de los datos utilizados en la confección de este trabajo; sirva este avance como introducción al catálogo y homenaje a todos ellos.

REFERENCIAS

DELANNOY, J.J.; DÍAZ del OLMO, F. y PULIDO, A. (1989): Karst du Massif de Cabra (Subbétique Externe) et Travertin de Priego (Sierra Horconera, Subbétique Moyenne (Córdoba). *Reunión Franco-Española sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*, 29-62. Sevilla.

ESPAÑOL, F. (1965): Los tréquidos cavernícolas de la Península Ibérica e islas Baleares (Col. Caraboidea). *Publicaciones del Instituto de Biología Aplicada*, 38, 123-151.

FERNÁNDEZ RUBIO, F. (1951): A 227 m de profundidad. La marca ibérica y los espeleólogos granadinos. *Semana*, 20 Nov.

GES de la SEM (1983): *La Sima GESM (-1098 m)*. Monografías Espeleológicas, 4. Málaga. 36 p.

GES de la SEM (1990): Sima GESM 90. *Boletín Informativo*, nº especial. Málaga.

GONZÁLEZ RÍOS, M.J. (1987): La Cueva del Agua, Iznalloz (Granada). Historia de las Exploraciones. *Boletín del Museo Andaluz de la Espeleología*, 1, 17-24. Granada.

GONZÁLEZ RÍOS, M.J. (1988): La Sima de Cabra. Nuevos datos para el conocimiento de las exploraciones de 1841. *Boletín del Museo Andaluz de la Espeleología*, 2, 15-19. Granada.

GONZÁLEZ RÍOS, M.J. y MORENO ROSA, A. (1987): La Sima de Cabra, Cabra (Córdoba). Fernando Muñoz Romero. El primer espeleosocorrista (1683). *Boletín del Museo Andaluz de la Espeleología*, 1, 5-14. Granada.

GRUPO ESPELEOLÓGICO STANDARD (1980): Exploraciones en el Nacimiento del Río Segura. Campañas de 1979 y 1980. Memoria de las expediciones. Madrid. (inédito).

GRUPO ESPELEOLÓGICO PROVINCIAL (GEP). (1967): Cueva del Yeso. *Espeleosur*, 2. Almería.

GRUPO GEOS DE SEVILLA y GRUPO GES DE MÁLAGA (1972): Villaluenga 71. *Boletín Informativo CRSE*, 33-54. Málaga.

LAZA, M. (1988): *El hombre que creía saber donde había un tesoro*. Málaga: Primitel. 177p.

LÓPEZ LIMIA, B. (1987): Geomorfología del karst de Pinar Negro (Sierra de Segura, Jaén) *Lapiaz*. Monografía II. Valencia.

MENDOZA, D. (1992): La Sima de Villaluenga. Historia del primer descenso. *Boletín del Museo Andaluz de la Espeleología*, 6, 3-8. Granada.

MONTERO, A.; GARCÍA SÁNCHEZ, J. et al. (1987): El Sistema Cueva del Agua. Ejemplo de cavidad activa en los yesos de Sorbas (Almería). *Andalucía Subterránea*, 7, 15-39. Federación Andaluza de Espeleología, Málaga.

MORA FIGUEROA, L. de (1976): Pioneros del Complejo hipogeo

- Hundidero-Gato (Serranía de Ronda) Málaga. *Actas del IV Congreso Nacional de Espeleología*, II, 181-185. Marbella.
- MORAL TELLO, A. (1991): La Sima de Hoyo Hundido HU-2 (Sierra Mágina-Jaén). *Andalucía Subterránea*, 10, 3-6. Granada.
- MORAL VÍLCHEZ, A. del (1950): Granada. *Speleon*, I, 3-4, 233-234. Oviedo.
- PEDROCHE, A.; MORIÓN RUEDA, A.; CRUZ SERRANO, M.; RODRÍGUEZ MARTÍN, J. y RODRÍGUEZ GALISTEO, R. (1980): Datos sobre cavidades del valle de Villaluenga del Rosario (Cádiz). *Andalucía Subterránea*, 3, 16-26. Granada.
- PÉREZ BERROCAL, J.A. y MORENO WALLACE, L. (1988): *Guía de las Cuevas de Málaga*. Diputación Provincial, Málaga.
- PRADO, C. de (1869): Noticia sobre cavernas y minas primordiales de España. En *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. 210-219. Imp. Nacional, Junta General de Estadística, Madrid.
- PUIG y LARRAZ, G. (1896): *Cavernas y Simas de España*. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico, Madrid.
- ROMERO, M. (1970): Nota pel coneixement espeleologic de la depressió de Villaluenga (Cadis). *Actas Primer Congreso Nacional de Espeleología*, 53-56. Barcelona.
- SANTIAGO, J.M. (1980): El complejo kárstico del Cerro de las Motillas (Cádiz-Málaga). *Speleon*, 25, 47-64. Barcelona.
- SECCIÓN DE ESPELEOLOGÍA INGENIEROS INDUSTRIALES (SEII) - GRUPO DE INVESTIGACIONES ESPELEOLÓGICAS XEREZ (GIEX) (1980): El Complejo Motillas-Ramblazo. *Jumar*, 4, 6-16. Madrid.
- SECO DE LUCENA, L. (circa 1910): *Practical and art Guide to Granada*. Granada.
- THOMAS, J.M. y MONTORIOL, J. (1951): La Cueva del Agua de Sierra Harana (Granada). *Speleon*, II, 1, 5-46. Oviedo.

La fracturación en los macizos kársticos andaluces y su influencia en el desarrollo del relieve kárstico

José Benavente ⁽¹⁾ y Carlos Sanz de Galdeano ⁽²⁾

RESUMEN

Los macizos kársticos andaluces muestran bien la fracturación "moderna" de la Cordillera Bética, la cual es con frecuencia el factor determinante, aunque no único, de su karstificación, controlando los coeficientes de infiltración, las redes espeleológicas y muchos aspectos morfológicos a diferentes escalas. Las fracturas con orientación NO-SE y NE-SO son las más importantes para el desarrollo del karst, seguidas por las fallas de dirección N060-090.

Palabras clave: Karst, Fracturación, Fallas, Andalucía, Cordillera Bética.

ABSTRACT

The Andalusian karstic massifs show very well the "modern" fracturing of the Betic Cordillera, which is frequently the determinant factor, but not the only one, of its karstification, controlling the infiltration rates, the speleological network, and many other geomorphological features at different scales. The fractures orientated NW-SE and NE-SW are the most important controlling the karst development, followed by the faults N060-090.

Key words: Karst, Fracturing, Faults, Andalucía, Betic Cordillera.

INTRODUCCIÓN

En Andalucía son relativamente abundantes los materiales karstificables, tanto carbonatados como evaporíticos. Los primeros aparecen bien representados tanto en las Zonas Internas (Complejo Alpujárride y Maláguide, Dorsal) como en las Zonas Externas (Subbético y Prebético) de la Cordillera Bética. Presentan diferentes edades según los distintos ámbitos geológicos a los que pertenecen, así como características litoestratigráficas y sedimentológicas relativamente variables (Meléndez y Sancho, 1989).

Por su extensión conviene destacar los macizos de las sierras Blanca y Mijas (Málaga), Almijara y Tejada (Málaga-Granada), y Gádor (Almería) en el complejo Alpujárride. La Serranía de Ronda (Málaga-Cádiz) integra diferentes macizos correspondientes a los dominios de la Dorsal y del Subbético interno-Penibético, con la característica común del gran desarrollo de sus manifestaciones exo y endokársticas. En la Zona Subbética, con la excepción de Sierra Gorda de Loja (Granada), la extensión de los macizos es menor, aunque por sus características morfológicas hay que reseñar, además de la citada Sierra Gorda, las sierras de Cabra (Córdoba) y Mágina

(Jaén), y, sobre todo, el Torcal de Antequera (Málaga). Por último, en la Zona Prebética, la mayor proporción de afloramientos carbonatados corresponden al conjunto montañoso de las sierras de Cazorla-Segura-Las Villas (Jaén, en parte prolongado hacia Albacete y Murcia) y Castril-Huéscar (Granada). En este contexto, el sector de la Cabrilla-Pinar Negro (en la Sierra de Segura), merece ser destacado por la espectacularidad de sus formas kársticas de absorción. La posición general de estos macizos puede verse en la Fig. 1.

En cuanto a los materiales evaporíticos, son también abundantes en las Cordilleras Béticas, sobre todo dentro del Subbético (Trías Keuper) y en depósitos de relleno de cuencas neógenas. En particular, son de destacar los sectores de Archidona-Antequera, en Málaga (Durán y Molina, 1986) y de Sorbas, en Almería (Pulido, 1986).

No hay que olvidar que el territorio andaluz comprende otros ámbitos montañosos además del que corresponde a la Cordillera Bética, como es el caso de parte de las Zonas Sudportuguesa y Ossa-Morena, pertenecientes al Macizo Hespérico. En este ámbito son, sin embargo, muy poco abundantes los materiales karstificables. Cabe señalar aquí el afloramiento de mármoles precámbricos de la Sierra de Aracena (Huelva), en relación con el cual se desarrolla la conocida gruta de las Maravillas (del Val y Hernández, 1989), así como el karst fósil que dió origen a las explotaciones mineras del Cerro del Hierro (Sevilla).

⁽¹⁾ Instituto del Agua. Universidad de Granada, c/ Rector López Argüeta, s/n. 18071-Granada.

⁽²⁾ Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 18071-Granada.

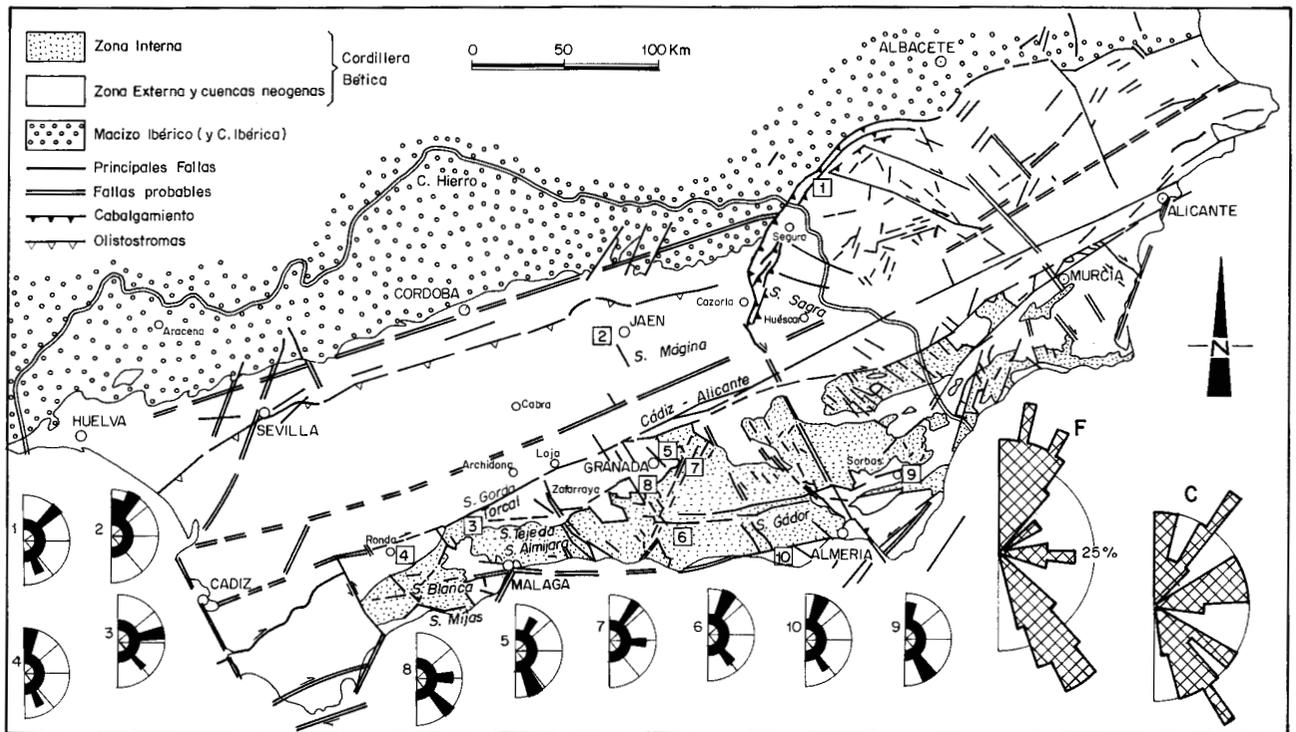


Fig. 1.- Principales fracturas de la Cordillera Bética y posición de algunos de los principales macizos kársticos andaluces. Se incluyen también diagramas de fracturación de varios de estos macizos. C: direcciones generales de los juegos de fracturas predominantes deducidas a partir de medidas de campo. F: Id. por fotointerpretación. (Modificada de Benavente y Sanz de Galdeano, 1985).

En lo que sigue nos ceñiremos exclusivamente al caso concreto de las Cordilleras Béticas que, si bien representan la mayor proporción de la extensión superficial de los macizos montañosos andaluces (y prácticamente la totalidad de los kársticos), según se ha visto, también se prolongan en dirección NE en otras autonomías (Murciana, Valenciana y parte de la de Castilla-La Mancha en la provincia de Albacete).

IMPORTANCIA DE LA FRACTURACIÓN EN EL DESARROLLO DEL KARST

La karstificación presenta básicamente tres tipos principales de controles: climáticos, litológicos y estructurales. Las formas resultantes raramente obedecen de manera exclusiva a uno de estos tres factores, si bien es evidente que, en ciertos casos, alguno de ellos tiene una influencia más marcada. De hecho, en buena parte de la Cordillera Bética los karsts son típicamente estructurales (Pezzi, 1977).

El principal control estructural reside en la fracturación, aunque su influencia depende del nivel de escala que se considere. A nivel milimétrico o centimétrico la fisuración puede ser tan densa que la roca llega a adoptar un comportamiento hidrológico y mecánico más propio de materiales porosos homogéneos. Es lo que ocurre en algunos enclaves dentro de la formación carbonatada

alpujáride; su origen, más que tectónico, reside en procesos de fracturación hidráulica. A niveles superiores de escala (decimétrico a métrico) corresponde la fracturación que normalmente se mide en el campo; es la que determina más frecuentemente las directrices de los lapiaces estructurales y la que juega un papel más directo en la infiltración del agua meteórica. Fracturas decamétricas a kilométricas son apreciables a partir de fotogramas aéreos a escalas convencionales (1:10.000 a 1:50.000) y generalmente condicionan la alineación de ciertas formas superficiales de absorción de extensión reducida (campos de dolinas) o constituyen los bordes de otras de mayor rango (poljes); también determinan las principales pautas geométricas de las redes subterráneas, imponen buena parte de los límites de los acuíferos correspondientes y dan cuenta de la ubicación concreta de algunas formas de emisión. Fallas plurikilométricas, por último, visibles ya a partir de fotos de satélite, pueden aportar información sobre sistemas regionales de flujo subterráneo y/o explicar la aparición de manifestaciones termales. (Benavente y Sanz de Galdeano, 1989).

Hay que tener en cuenta que el origen de la karstificación es básicamente hidrogeológico: a partir de sistemas de flujo subterráneo determinados por la permeabilidad (K) y la porosidad (m) del macizo rocoso, además de por una serie de condiciones en los límites. Tanto K como m pueden cuantificarse, al menos en teoría, en base a parámetros tales como la orientación, intensidad, apertura

ra y longitud media de las fracturas (Snow, 1969; Kiraly, 1969).

En el caso concreto de los materiales kársticos, sin embargo, las relaciones entre la fracturación y la permeabilidad son de hecho fundamentalmente cualitativas, debido al efecto parcialmente autorregulador que inducen los procesos de disolución y precipitación sobre los sistemas de flujo, de manera que también intervienen otros factores, como la historia geomorfológica (evolución de las redes de drenaje superficiales y subterráneas, sobre todo) y climática de la región (Kiraly, 1975).

Por lo demás, la fracturación condiciona el carácter anisótropo y fuertemente heterogéneo de la permeabilidad en los macizos kársticos, con un efecto de escala muy marcado según se ha apuntado anteriormente. Así se registran variaciones de más de cinco órdenes de magnitud entre los valores de K obtenidos en laboratorio (efecto de microfisuras) y los que resultan del análisis a nivel de la totalidad del macizo, donde aparece ya la influencia de la red espeleológica superpuesta al efecto de las macrofisuras (Kiraly, 1975).

RASGOS GENERALES DE LA FRACTURACIÓN EN LAS CORDILLERAS BÉTICAS.

Existen numerosos tipos de fracturas en las Cordilleras Béticas, pues su estructuración se ha realizado en un proceso que ha durado muchos millones de años, desde comienzos de las deformaciones alpinas (a finales del Cretácico). Así, se pueden considerar los desgarres, fallas inversas y cabalgamientos de unidades en numerosos casos muy importantes en las Cordilleras Béticas. Incluso anteriormente ya se habían producido fracturas a lo largo del Mesozoico. Sin embargo, las que más influencia van a tener en la evolución propia de los macizos kársticos son aquellas fracturas modernas formadas esencialmente a partir del Neógeno (aproximadamente los últimos 25 m.a.) y en especial a partir del Mioceno medio y superior. Estas son las que se describen a continuación.

Según la interpretación de Sanz de Galdeano (1988 y 1990) los diversos juegos de fracturas (del Neógeno a la actualidad) de las Cordilleras Béticas pueden integrarse en un sistema de desgarre dextroso en el que la dirección del máximo esfuerzo compresivo era ONO-ESE. Posteriormente, cuando la dirección de compresión pasó a ser aproximadamente NNO-SSE los movimientos de los diversos juegos del sistema cambiaron (Fig. 2).

No siempre es fácil la atribución de una fractura a un determinado juego, pues existen algunas cuya dirección cambia, además de otras cuya dirección es intermedia entre los diferentes juegos considerados. Aún así pensamos que en pro de la simplificación la agrupación en varios juegos es suficientemente válida.

Los juegos que consideramos son tres (Fig. 1). El primero de ellos corresponde a las fracturas de dirección N060-070 a E-O. En realidad podría ser dividido en dos juegos próximos a los valores extremos de la dirección indicada. En conjunto corresponde a las fracturas más largas de la Cordillera Bética, como la zona de fracturas Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) (Fig. 1), de dirección N060-070, y la zona de fallas de las Alpujarras, de dirección N090. Son fallas que han tenido movimientos de desgarre dextrosos muy importantes, pero también en algunos casos movimientos verticales.

El segundo juego comprende a las fracturas cuya dirección oscila entre N130 y 160. Aunque presentes en toda la Cordillera, hay algunos sectores en que están mejor representadas. Así entre Nerja y Loja, en las proximidades de Granada, entre Ugíjar y Adra, etc. En general sus movimientos modernos más importantes son verticales o bien normales dextrosos.

El tercer juego de fracturas, de dirección variable N-S a NE-SO, puede ser dividido en dos con orientaciones N005-015 y N025-045. Está muy bien representado en el SE (fallas de Carboneras y Palomares) y en el borde occidental de Sierra Nevada. Sus movimientos suelen corresponder a gran escala a desgarres sinistrosos, aunque también presentan movimientos verticales muy importantes (caso del borde de Sierra Nevada).

INFLUENCIA DE LA FRACTURACIÓN EN EL DESARROLLO DEL RELIEVE KÁRSTICO EN LOS MACIZOS ANDALUCES

En un trabajo anterior (Benavente y Sanz de Galdeano, 1985) integramos los resultados de una serie de estudios previos de diferentes autores sobre fracturación (a nivel de medidas de campo y de fotointerpretación) junto a otros datos morfoestructurales, para confirmar la importancia de los tres juegos de fracturas antes comentados y establecer su mayor o menor grado de karstificación, a nivel general, en la parte andaluza de la Cordillera Bética. Además, también se señaló que la situación de las surgencias termales muestra con claridad su relación respecto a las principales fallas (o más comúnmente zonas de fallas), especialmente en la intersección entre los juegos N130-160 y N060-090.

Según los datos de dicho trabajo, los juegos de fracturas que acaban de ser descritos aparecen bien representados en los macizos kársticos andaluces, bien en forma de fallas o simplemente como diaclasas. El tamaño es muy variable: existen líneas de fallas con desplazamientos importantes, que pueden llegar a individualizar macizos; otras son importantes a nivel del afloramiento; disminuyendo progresivamente se llega a las simples diaclasas, en numerosos casos muy abundantes, de manera que fragmentan las calizas en bloques poligonales de la decena de metros de lado, a veces incluso menos.

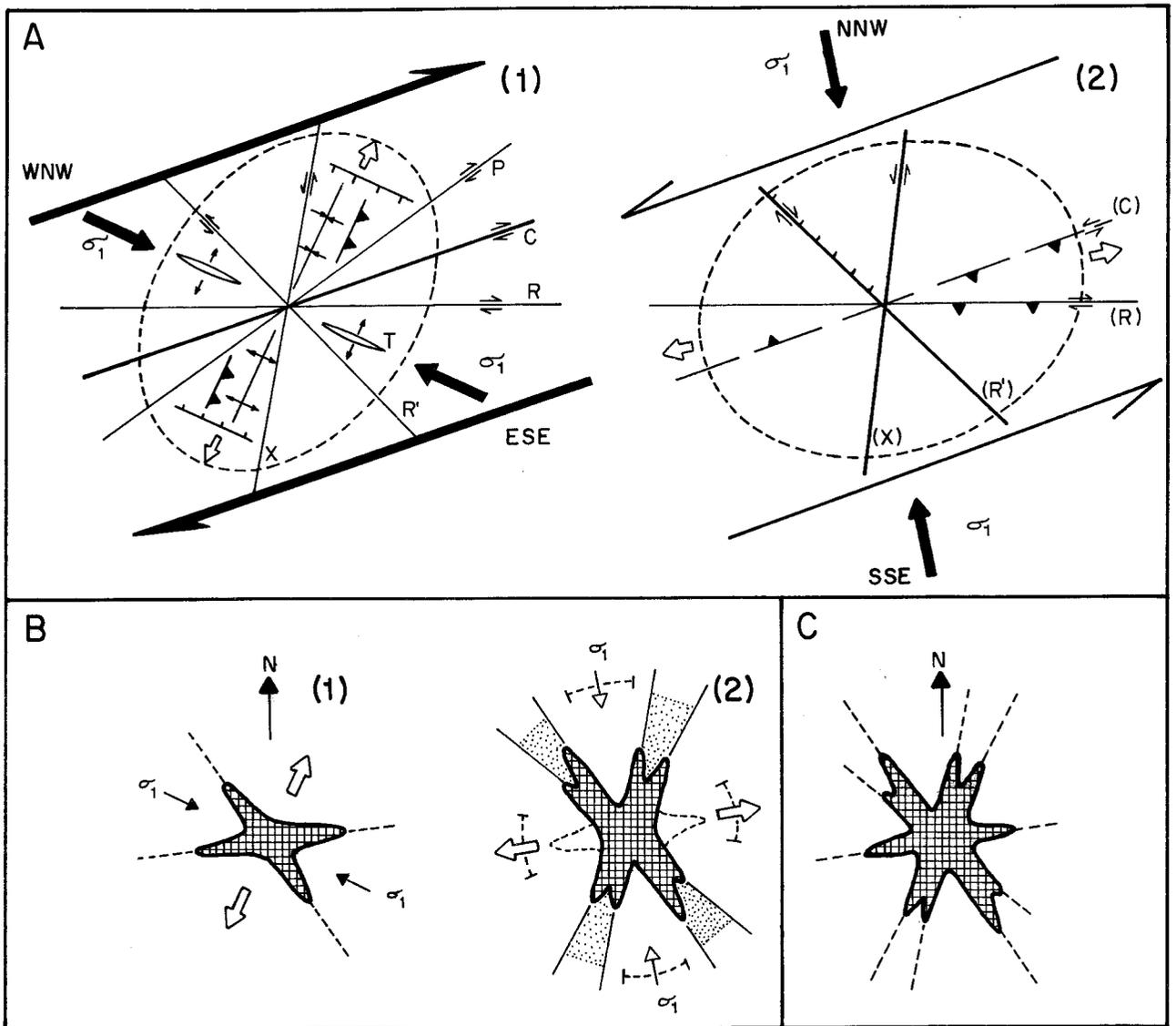


Fig. 2.- Comparación de la fracturación "moderna" en la Cordillera Bética y las fracturas presentes en sus macizos kársticos. A) Modelo evolutivo de la fracturación en la Cordillera Bética (tomado de Sanz de Galdeano, 1988) considerada en un principio como un sistema de cizalla dextroso. c: falla principal. R: falla sintética de tipo Riedel. P: falla simétrica a R. R': falla antitética. X: falla simétrica a R'. T: fracturas de tensión. σ_1 : dirección principal de compresión. B) Interpretación de las fracturas presentes en los macizos kársticos. 1: fracturas formadas en primer lugar. 2: fracturas posteriores formadas con σ_1 casi N-S y una tensión casi perpendicular. 3: resultado final de los procesos 1 y 2. (Tomado de Benavente y Sanz de Galdeano, 1985).

Son los juegos N130-160 y N005-045 los que generalmente se encuentran mejor representados y sobre todo el primero de ellos suele presentar fallas de mayor longitud. Estos son los juegos que se reconocen también como más karstificados en el sur de Portugal (Grillot y Almeida, 1982). Peor representación en lo que a karstificación se refiere suele presentar el juego N060-090, salvo en algunos macizos próximos a importantes líneas de fractura de la citada dirección (así por ejemplo el Torcal de Antequera).

Algunos diagramas de frecuencia de fracturas de varios macizos kársticos se muestran en la Fig. 2, ligeramente modificada de Benavente y Sanz de Galdeano

(1985), donde también se incluye una interpretación de conjunto de los mismos.

Con posterioridad a dicho trabajo de síntesis han aparecido otros de temática más o menos afín, en una serie de macizos kársticos andaluces, algunos de los cuales comentamos a continuación.

Eraso (1985/86) presenta una serie de ejemplos en los que se analiza la predicción de las direcciones principales de drenaje kárstico a partir del tratamiento gráfico de medidas de orientaciones de estilolitos, venas de calcita, etc. según la metodología de Arthaud y Mattauer (1969), de manera que se identifiquen las principales

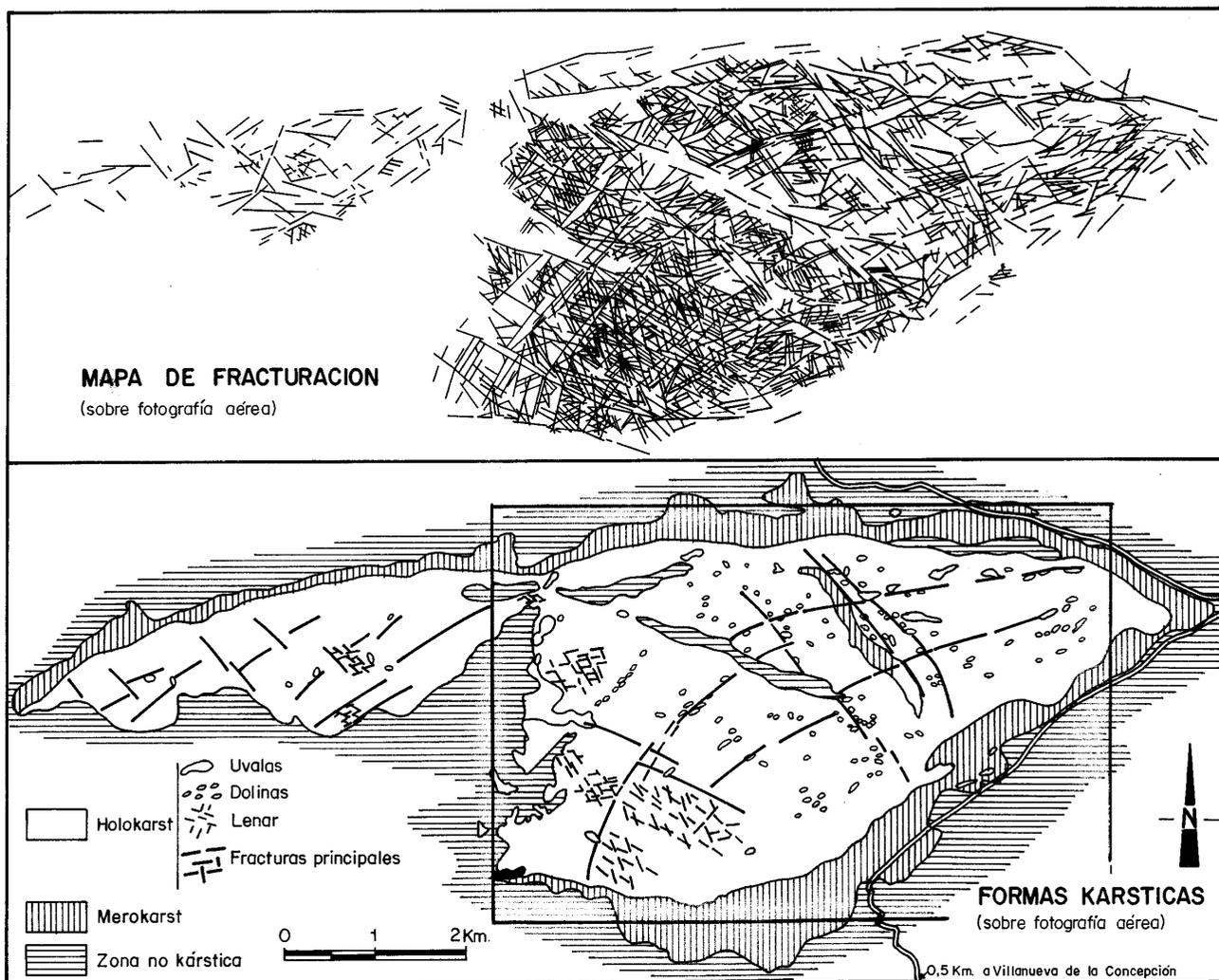


Fig. 3.- Mapas de fracturación y de formas kársticas del Torcal de Antequera. (Tomados de Delgado y Fernández Rubio, 1975). El recuadro indica la posición de la Fig. 4.

situaciones de esfuerzos a que se han visto sometidos los macizos kársticos. Entre los casos que dicho autor considera hay algunos andaluces; así en la Sierra de Líbar (Subbético), entre Málaga y Cádiz, se identifican tres direcciones predominantes de conductos kársticos: N140-150E, N50-60E y N5-25E; en el entorno de la presa de San Clemente (Sierra Seca, en el contacto entre el Prebético y Subbético), Granada, se evidenció, mediante coloración, una dirección aproximada de flujo kárstico en dirección SSO; en el sector de Benínar - Fuentes de Marbella (Alpujárride), Almería, la interconexión sumideros-surgencias se realiza con un sentido N160E.

Calvache y Benavente (1987) destacan, en el macizo del Jabalcuz-La Grana (Jaén), que los juegos N150-170 y N010-030 se karstifican fácilmente, mientras que lo hace en menor grado el juego N070-090.

López Limia (1987) hace un estudio muy detallado

del karst de Pinar Negro (Sierra de Segura, Jaén) en el que, entre otros aspectos, encuentra que las direcciones preferentes de fracturación detectadas en foto aérea (N010-040) coinciden con la orientación más frecuente de las numerosas dolinas que allí existen.

López Chicano y Pulido (1988) reconocen el predominio del sistema de fracturas N075-095 en tramos rectilíneos de galerías en una red kárstica fósil en Sierra Gorda de Loja (Granada). En ese mismo macizo, López Chicano (1989) identifica, a partir del análisis de datos de campo y de foto aérea, cuatro familias principales de fracturas: N000-010, N050-070, N090-100 y N140-150. En particular, (y esto supone una notable contribución metodológica respecto a estudios anteriores de este tipo en el área) se analiza en ese trabajo la evolución de los esfuerzos en fases sucesivas de compresión y distensión, que pone de manifiesto importantes rejuegos de estas familias de fracturas y la evolución paralela de dicho karst.



Fig. 4.- Fotografía aérea de parte del Torcal de Antequera. Ver posición en Fig. 3.

En la mayoría de los ejemplos citados se han considerado las direcciones más frecuentes, fundamentalmente a partir del análisis de fotogramas aéreos, de las fracturas karstificadas. Es lo que se denomina "intensidad" de fracturación y puede cuantificarse tanto a partir del número como de la longitud acumulada de fracturas para los intervalos angulares que se consideren. Su importancia es obvia para determinar el grado de control estructural de distintas morfologías kársticas, como es el caso del citado trabajo de López Limia (1987) y también de otro anterior (Bach y Estalrich, 1980) con objetivo similar en el sector de El Ejido-Roquetas (Almería). Las figuras 3 y 4, correspondientes al Torcal de Antequera, pueden servir de ilustración sobre este aspecto, aunque igualmente podrían utilizarse imágenes de muchos otros macizos.

El condicionamiento total o parcial de la mayoría de los poljes suele ser tan evidente a partir de fotogramas aéreos que raramente necesita ser puesto de manifiesto a partir de otros métodos. En particular, Nicod (1983) señala la relación de los principales poljes mediterráneos con accidentes que rejuegan periódicamente. Para Lhénaff (1986) el origen tectónico de todos los poljes de la Cordillera Bética es evidente, si bien existen algunas situaciones en que la trascendencia de las fracturas es determinante: a) en los ligados a fosas tectónicas, ya sea asociados a pliegues relativamente simples (caso de los poljes de la Sierra de Líbar: Delannoy y Díaz del Olmo, 1986) como a estructuras de cabalgamiento relativamente complejas (caso de los poljes de la Sierra de Cabra: Lhénaff, 1975; Pezzi, 1977) y b) los formados en estructuras de imbricación de escamas, donde pueden distinguirse casos simples, como los poljes del interior de Sierra Gorda (Delgado y Fernández-Rubio, 1975), y complejos, cuyo mejor exponente es el polje de Zafarraya, el mayor de la Cordillera Bética.

Al expresar la intensidad de fracturación del conjunto de los intervalos angulares por unidad de superficie, se obtiene un valor de "densidad" de fracturación. Su interés a la hora de analizar el relieve kárstico es inme-

diato, pues los valores máximos de dicho parámetro en un macizo dado suelen corresponder a las mayores evidencias de karstificación superficial, como hemos comprobado en el caso de Sierra Blanquilla, en la Serranía de Ronda (Benavente *et al.*, 1980).

Por último, también a partir de fotogramas aéreos puede obtenerse información sobre las longitudes de las fracturas karstificadas, y así se ha hecho en alguno de los trabajos citados. El valor medio absoluto que resulta para cada macizo no tiene demasiado interés, y de hecho está influenciado por la escala de las fotos empleadas. Más importante es señalar que los valores más altos parecen estar relacionados con macizos litológicamente heterogéneos (Calvache y Benavente, 1987). Otro aspecto de interés se deriva de la propia distribución de frecuencias de dicho parámetro, tipo log-normal (Benavente, 1979 y otros trabajos posteriores). Prescindiendo de consideraciones matemáticas, ello puede ser interpretado como que, a partir de un estado previo de fracturación, las fracturas que se generen están condicionadas por las longitudes de las que ya existen (Razack, 1979). Esto incide en lo expuesto anteriormente, en el sentido de que en los estudios de fracturación es conveniente tratar de identificar la "historia" de las fracturas, en relación con los esfuerzos que las han producido, y no atender únicamente a las características geométricas con que aparecen en la actualidad.

CONCLUSIONES

Los principales juegos de fracturas presentes en general en la Cordillera Bética también están claramente representados en sus distintos macizos kársticos.

Como es lógico, no son las fracturas el único factor determinante de la karstificación en los macizos andaluces, pero sí es el más importante en muchos de ellos y de hecho ejerce un control decisivo en las características geomorfológicas e hidrogeológicas de los mismos, desde la génesis de una microporosidad o de un lapiaz incipiente hasta el desarrollo de las grandes redes espeleológicas o el condicionamiento de los mayores poljes.

En general son las líneas de fractura NO-SE y las NE-SO las que ejercen dicho control de forma más notoria, salvo en aquellos macizos afectados por grandes fallas N060-090, o situados en sus proximidades.

Estudios recientes permiten mostrar una evolución paralela entre el desarrollo temporal de las fracturas y la propia evolución y orientación de las redes hidrológicas subterráneas. Desde el punto de vista metodológico resulta por tanto muy recomendable abordar el estudio de las fracturas de manera que se identifique la historia de los esfuerzos que las han originado, complementando con otras medidas (de campo y/o a partir de fotos aéreas)

que permitan describir sus principales características geométricas: intensidad, densidad y longitud.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado parcialmente a través del proyecto PB88-0059 de la D.G.I.C. y T. (Cuencas neógenas de las Zonas Internas) y el grupo de Trabajo "Análisis y Dinámica de Cuencas" (Junta de Andalucía).

REFERENCIAS

ARTHAUD, F. y MATTAUER, M. (1969): Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc. Leurs relations avec la tectonique cassante. *Bulletin Société Géologique de France*, 7, XI, 738-743.

BACH, J. y ESTALRICH, J. (1980): Relación entre tectónica y formas kársticas. Tres ejemplos concretos. *Actas Espeleológicas*, M-1, 55-68. Sabadell.

BENAVENTE, J. (1979): Un ejemplo de análisis estadístico de la fracturación en un macizo kárstico. *Tecniterrae*, 37, 51-65.

BENAVENTE, J.; FERNÁNDEZ GUTIÉRREZ, R.; FERNÁNDEZ RUBIO, R. y PULIDO, A. (1980): Algunas consideraciones metodológicas para el estudio de la fracturación en acuíferos kársticos. *Actas Espeleológicas*, M-1, 19-54. Sabadell.

BENAVENTE, J. y SANZ de GALDEANO, C. (1985): Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 41, 177-188.

BENAVENTE, J. y SANZ de GALDEANO, C. (1989): Condicionamientos estructurales del karst. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.): *El Karst en España*. Monografías 4, 65-71. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

CALVACHE, M.L. y BENAVENTE, J. (1987): Análisis de la fracturación y del funcionamiento hidrogeológico en el sistema de Jabalcuz-La Grana (provincia de Jaén). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, XII, 385-396.

DELANNOY, J.J. y DÍAZ del OLMO, F. (1986): La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstologia Memoires*, 1, 55-69.

DELGADO, S. y FERNÁNDEZ RUBIO, R. (1975): Morfología kárstica de las Sierras de Loja y Alhama (Granada). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 1, 109-120.

DURÁN, J.J. y MOLINO, J. A. (1986): Karst en los yesos del Trías de Antequera (Cordilleras Béticas). *Karstologia Memoires*, 1, 37-46.

ERASO, A. (1985-86): Método de predicción de las direcciones principales de drenaje en el karst. *Kobie* (Serie Ciencias Naturales), XV, 15-122. Bilbao.

FERNÁNDEZ RUBIO, R. y DELGADO, J. (1975): Fisuración y karstificación del Torcal de Antequera (Málaga). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 1, 93-107.

GRILLOT, J.C. y ALMEIDA, C. (1982): Tectonique cassante post-hercynienne dans l'Algarve (Sud du Portugal). Incidence sur l'hydrologie karstique. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 23, 2, 119-130.

KIRALY, L. (1969): Statistical analysis of fractures (orientation and density). *Geologische Rundschau*, 59, 125-151.

KIRALY, L. (1975): Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *Hydrology of Karstic Terrains*, 53-67. Association Internationale de Hydrogéologie.

LHÉNAFF, R. (1975): Les poljés ouvertes de la Sierra de Cabra (Cordillères Bétiques). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 1, 85-92.

LHÉNAFF, R. (1986): Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. *Karstologia Memoires*, 1, 101-112.

LÓPEZ CHICANO, M. (1989): *Geometría y estructura de un acuífero kárstico perimediterráneo: Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 68 p. (inédita).

LÓPEZ CHICANO, M. y PULIDO, A. (1988): Aproximación al conocimiento de las direcciones preferenciales de karstificación en el acuífero carbonático de Sierra Gorda (Granada). *Actas II Congreso Geológico de España*, 2, 403-406.

LÓPEZ LIMIA, B. (1987): Geomorfología del karst de Pinar Negro (Sierra de Segura, Jaén). *Lapiaz*. Monografía 11. 55 p.

MELÉNDEZ, A. y SANCHO, C. (1989): Características estratigráficas y sedimentológicas de las principales formaciones carbonatadas con interés en el desarrollo del Karst. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*. Monografías 4, 45-54. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

NICOD, J. (1983): Nouvelles recherches géomorphologiques sur les karsts méditerranéens. *Karstologia Memoires*, 1, 33-38.

PEZZI, M.C. (1977): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 2. 289 p.

PULIDO, A. (1986): Le Karst dans les gypses de Sorbas (Almería). Aspects morphologiques et hydrogéologiques. *Karstologia Memoires*, 1, 27-35.

RAZACK, M. (1979): Approche numerique et quantitative de l'étude sur clichés aériens de la fracturation des reservoirs en roches fissurées. *Revue Institute Francais du Pétrole*, XXXIV, 4, 547-574.

SANZ de GALDEANO, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.

SANZ de GALDEANO, C. (1988): The fault system and the neotectonic features of the Betic Cordilleras. En E. BANDA y V. MENDES (Eds.). *Proceedings 5th European Geotransverse Workshop*, 99-109. The Iberian Peninsula. European Science Foundation.

SANZ de GALDEANO, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

SNOW, D.T. (1969): Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, 5, 1273-1289.

VAL, J. del y HERNÁNDEZ, M. (1989): El Karst en el macizo Hespérico. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.): *El Karst en España*. Monografías 4, 217-229. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

Principales rasgos hidrogeológicos de los macizos kársticos andaluces

Antonio Pulido Bosch ⁽¹⁾

RESUMEN

Se pasa revista a los materiales kársticos existentes en los distintos dominios tectónicos diferenciados en Andalucía, indicando las formaciones de mayor relevancia en cada caso; posteriormente, se describen los principales rasgos hidrogeológicos de los macizos kársticos más importantes existentes en cada dominio. Se indican, asimismo, algunos acuíferos relacionados con rocas evaporíticas. Los recursos hídricos ligados al karst son de gran importancia económica en Andalucía, siendo ejemplos de ello los abastecimientos a muchas poblaciones y zonas de cultivos, como es el caso del Campo de Dalías y del polje de Zafarraya.

Palabras clave: Acuíferos kársticos, Modelo conceptual, Andalucía.

ABSTRACT

The karstic materials from the different andalusian tectonic units are commented, emphatasing in the main formations; the most important hydrogeological characteristics of the main karstic systems are described. Some aquifers in evaporitic rocks are also analysed. The karst water resources in Andalucía are of great economic interest, as are examples water supply to many populations and cultures, as in Campo de Dalías and the Zafarraya polje.

Key words: Karstic aquifers, Conceptual model, Andalucía.

INTRODUCCIÓN

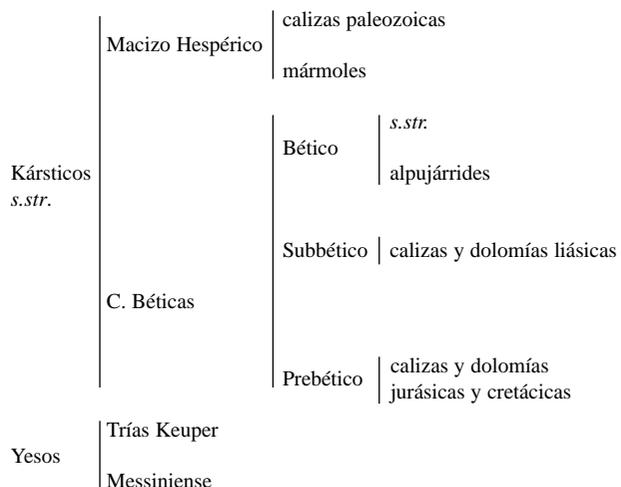
La complejidad geológica de Andalucía es muy acusada debido a la existencia de dominios muy diferentes (Cordilleras Béticas, Depresión del Guadalquivir y Macizo Hespérico) de gran diversidad estructural y estratigrafía muy variable. Todo ello se traduce en que los materiales susceptibles de karstificación cubren una amplia gama de formaciones de edades muy diversas y en disposición tectónica muy variable (Ayala *et al.*, 1986; Bayó *et al.*, 1986; Díaz del Olmo y Delannoy, 1989; López Bermúdez y López Limia, 1989; etc.). Asimismo, en el caso andaluz reviste especial importancia el desarrollo de la karstificación en yesos, los cuales llegan a ocupar extensiones relativamente importantes, con una considerable riqueza de formas (Durán y del Val, 1984; Calaforra y Pulido, 1989b).

Todas estas formaciones susceptibles de karstificación pueden llegar a constituir sistemas acuíferos kársticos de características dependientes de una serie de factores tales como climatología, topografía, morfología, estructura, continuidad lateral de las formaciones, etc. A su vez, no todas las áreas están igualmente estudiadas, ni los enfoques de los estudios son similares. La mayor parte de los trabajos llevados a cabo sobre la hidrogeología kárstica de Andalucía han sido realizados por espe-

cialistas de la Universidad de Granada y del ITGE (Benavente *et al.*, 1986).

Con el fin de sistematizar el desarrollo de este trabajo parece oportuno recordar cuales son los principales conjuntos susceptibles de constituir sistemas acuíferos kársticos (Fig. 1).

En el cuadro adjunto se sintetizan los principales rasgos geológicos de los sistemas acuíferos andaluces.



Los sistemas acuíferos existentes en el Macizo Hespérico adquieren en general desarrollo superficial escaso y son poco conocidos en su detalle. Algo similar

⁽¹⁾ Departamento de Hidrogeología. Universidad de Almería. La Cañada, 04120-Almería

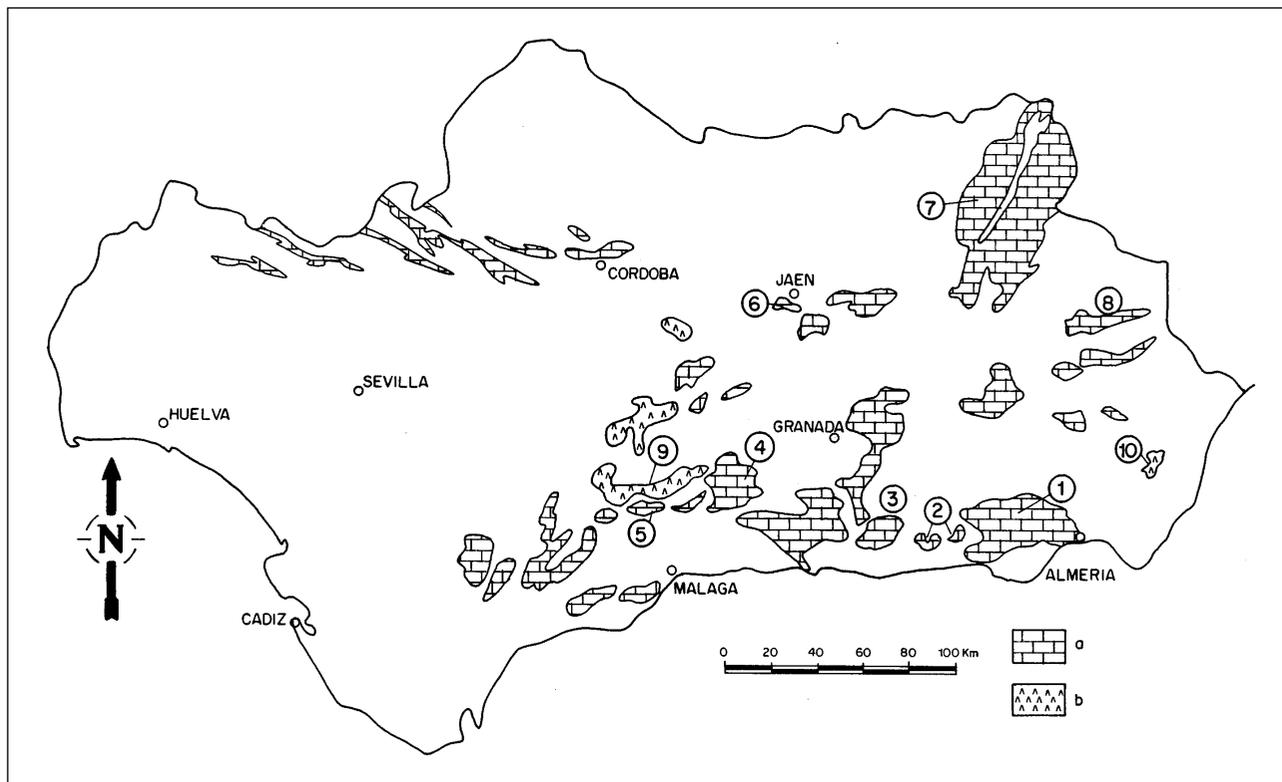


Fig. 1.- Principales acuíferos kársticos andaluces (modificado y simplificado de Ayala *et al.*, 1986). a: materiales carbonáticos; b: yesos. 1: Sierra de Gádor; 2: ventanas de Turón y Albuñol; 3: Sierra de Lújar; 4: Sierra Gorda; 5: Torcal de Antequera; 6: Sierra de Jaén; 7: sierras de Cazorla y Segura; 8: Sierra de María; 9: Yesos de Antequera-Salinas; 10: Yesos de Sorbas.

se puede decir de los afloramientos marmóreos del núcleo de Sierra Nevada, que en ningún caso llegan a constituir sistemas de interés. No sucede lo mismo con los terrenos alpujárrides, donde los materiales carbonáticos triásicos que culminan las series de la mayor parte de los mantos que se diferencian en las distintas transversales llegan a conformar sistemas hidrogeológicos de dimensiones y potencialidad grandes.

Las series de transición bético-subbético correspondientes a la Dorsal Bética (Trías superior-Jurásico inferior) revisten también gran interés desde el punto de vista hidrogeológico, en el entorno de Granada-Sierra Arana y, sobre todo, en las cercanías de Ronda (Fernández Rubio *et al.*, 1981a; Delannoy y Guendon, 1986).

Dentro de la zona subbética son los materiales liásicos -dolomías y calizas- los que adquieren el mayor protagonismo, dando lugar a numerosos acuíferos kársticos de gran envergadura; eventualmente los niveles carbonatados alcanzan el Jurásico medio y superior, participando en el almacenamiento y transmisión del agua del karst. Los materiales prebéticos presentan mucha mayor variación de potencia y facies que los subbéticos; es por ello que suelen presentar una geometría y un funcionamiento hidrodinámicos más complejos.

Los materiales yesíferos que tienen interés hidrogeológico corresponden esencialmente al Trías Keuper; algunos afloramientos presentan gran riqueza de formas exo y endokársticas (Durán y del Val, 1984; Durán y Burillo, 1985; Calaforra y Pulido, 1989b). Aunque ocupando mucha menor superficie, los yesos messinienses revisten gran interés hidrogeológico local (Pulido, 1982, 1986; Calaforra y Pulido, 1987).

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS DE LOS MACIZOS KÁRSTICOS

Materiales alpujárrides

Debido a que son numerosos los mantos de corrimiento que integran el dominio alpujárride y que el tramo carbonático que culmina la serie puede variar mucho de potencia, textura y estructura, es difícil generalizar su comportamiento hidrogeológico. No obstante, parece claro que mientras que unas secuencias carbonáticas tienen un comportamiento acuífero kárstico (mantos de Lújar o Gádor y Víboras, por ejemplo), otras pueden considerarse como un medio fisurado, aunque los procesos de ataque químico y disolución juegan un papel en el funcionamiento hidrogeológico (manto de Trevenque, por ejemplo; Pulido, 1980; Martín y Pulido, 1981).

Como ejemplo de los primeros se tienen los macizos de la Sierra de Gádor, ventanas de Turón y Albuñol, Sierra de Lújar, Sierras Blanca y de Mijas (Pulido *et al.*, 1986, 1989; Fernández Rubio *et al.*, 1982; Almecija *et al.*, 1986; Benavente, 1986). En todos estos casos las series alcanzan espesores elevados (pueden superar los 1000 m) y la karstificación puede llegar a profundidades muy grandes; la circulación, por tanto, alcanza espesores notables, por lo que se dan frecuentes anomalías térmicas positivas (manantiales de Albuñol, Marbella, etc). Desde el punto de vista hidrogeoquímico pueden registrarse facies sulfatadas cálcicas, debido a la existencia de yesos en las series acuíferas y/o en los materiales suprayacentes.

Los dos macizos de más envergadura (Lújar y Gádor) presentan diversos puntos de surgencia, lo cual pone de manifiesto la existencia de discontinuidades en las series (alternancias de esquistos o calcoesquistos), así como eventuales accidentes tectónicos que individualizan diversos sectores.

Los materiales carbonáticos fisurados corresponden esencialmente a dolomías muy tectonizadas que eventualmente llegan a estar trituradas (kakiritas); un medio tan densamente fracturado recuerda más a un acuífero detrítico -de cantos angulosos y relativamente heterométricos- que a un acuífero kárstico; el medio resultante es bastante más homogéneo.

Desde el punto de vista del rendimiento de las captaciones realizadas en estos materiales, también existe una notable diferencia entre ambos tipos; en efecto, mientras que en el medio fisurado raramente una captación resulta negativa, tampoco los caudales que suministran suelen sobrepasar los 30 l/s. Por el contrario, en los macizos del otro tipo se pueden obtener caudales muy elevados (superiores a 100 l/s -IGME, 1982-), junto con algún que otro fracaso, como corresponde a un medio más típicamente kárstico. En estos últimos macizos existe, localmente, sobreexplotación especialmente manifiesta en la Sierra de Gádor, en sus bordes meridional y oriental (Pulido *et al.*, 1989; Carrasco y Martín, 1988).

Zona Subbética

Dentro de la zona subbética se encuentran una serie de macizos kársticos que han sido estudiados de manera especialmente intensa. Tal es el caso de el Torcal de Antequera, Sierra Gorda, Parapanda. (Fernández Rubio y Delgado, 1975; Fernández Rubio *et al.*, 1981b; Hidalgo, 1974 a y b; López Chicano, 1989; Pulido *et al.*, 1987; Pulido y Padilla, 1988; Casares *et al.*, 1979). Mientras que el Torcal de Antequera y Parapanda presentan un único punto principal de drenaje, Sierra Gorda presenta numerosos a cotas ligeramente variables, lo cual pone de manifiesto la existencia de posibles compartimentaciones y/o desigual conexión entre la red kárstica dentro del

macizo. Sierra Gorda presenta la peculiaridad, además, de tener un gran polje integrado dentro del sistema Zafarraya (Hidalgo, 1974 a y b).

El Torcal de Antequera se considera como representativo de los sistemas acuíferos kársticos de gran memoria e inercia, de comportamiento relativamente comparable al medio de porosidad intergranular (Mangin, 1982; Mangin y Pulido, 1983). En todos ellos se estima que toda la masa carbonatada participa en el almacenamiento y transmisión del agua, aunque tan sólo existen sondeos mecánicos en los de el Torcal y Sierra Gorda. Estos presentan rendimientos en general muy elevados, como corresponde al modelo conceptual de acuífero indicado.

Las aguas de estos sistemas kársticos subbéticos presentan facies bicarbonatada cálcica y/o cálcico-magnésica y contenido salino inferior, en general, a los 600 mg/l. Localmente se pueden registrar influencias de los materiales salinos triásicos infrayacentes.

Zona Prebética

A este dominio pertenece el macizo que más extensión superficial ocupa: Cazorra-Segura. No obstante, la disposición tectónica de los materiales que lo integran es tan compleja y la sucesión estratigráfica tan variable, que tiene como consecuencia la existencia de numerosos subsistemas posiblemente desconectados entre sí y drenados a cotas muy diferentes (Fuster *et al.*, 1982). Este macizo juega un papel muy importante en el conjunto de la hidrología de la España meridional, al ser el lugar de nacimiento de los ríos Guadalquivir y Segura. Sus aguas son bicarbonatadas cálcicas esencialmente. Apenas si existen sondeos que permitan conocer en detalle los parámetros dimensionales de estos materiales carbonáticos.

La Sierra de Jaén constituye otro ejemplo de acuífero dentro de esta zona, estudiado con bastante detalle en su momento (Benavente *et al.*, 1986). Las calizas integrantes se encuentran densamente fracturadas.

Acuíferos en rocas evaporíticas

Como ya indiqué, tan sólo dos conjuntos revisten interés hidrogeológico: el Trías Keuper y los yesos mesinienses. Dentro de los primeros, los yesos y otras sales evaporíticas llegan a ocupar amplias extensiones en algunos sectores; tal es el caso del sector de Gobantes-Antequera-Salinas-Fuente Camacho (Durán y del Val, 1984) en donde son numerosas las surgencias ligadas a los yesos, existiendo, además, algunas lagunas. Las aguas presentan comúnmente facies sulfatada cálcica -como corresponde a la litología de la roca almacén- aunque existen surgencias de facies clorurada sódica, auténticas

salmueras en algunos casos, como es el de Fuente Camacho (Calaforra y Pulido, 1989a).

En este sentido reviste una especial importancia económica el caso de las surgencias saladas de Meliones que afloran en la cola del embalse del Guadalhorce y que proporciona una elevada salinidad a las aguas acumuladas, al extremo de llegar a hacerlas impotables. Aunque se lleva trabajando muchos años en la solución de este problema, aún no se ha encontrado la definitiva (Carrasco, 1979; Escolano y Conejo, 1981; Benavente y Carrasco, 1985).

Pero posiblemente el ejemplo más espectacular de acuífero en yesos sea el de Sorbas (Almería), a pesar de su escasa superficie de afloramiento. Este sistema tiene una surgencia principal (Molinos del río Aguas) de flujo permanente, incluso tras largos periodos de sequía (Pulido, 1982, 1986; Calaforra 1987; Calaforra y Pulido, 1987, 1989 a y b); los aportes retardados a partir del techo semipermeable y la posible aportación de la condensación del vapor de agua podrían explicar este hecho.

En la prolongación de los yesos, dentro de la depresión de Tabernas, existen varios sondeos que captan los yesos; uno de ellos arrojaba 80 l/s con escasa depresión, aunque las extracciones, muy superiores a la alimentación, provocaron un descenso continuado de los niveles con la consiguiente disminución del rendimiento. En todos los casos se trata de aguas de facies sulfatada cálcica empleadas en el regadío de plantas de tolerancia elevada a las sales.

DISCUSIÓN FINAL

Las principales formaciones kársticas acuíferas existentes en Andalucía corresponden a las calizas y dolomías triásicas alpujárrides, calizas y dolomías liásicas (subbéticas), calizas y dolomías jurásicas y cretácicas prebéticas, y calizas y mármoles en el macizo hespérico. Además, los yesos triásicos y messinienses llegan a constituir sistemas acuíferos de interés local.

Los modelos conceptuales de acuíferos más importantes cubren una gama que va desde el tipo fisurado, sin apenas incidencia notable de los procesos de karstificación, hasta el de flujo difuso con karstificación aproximadamente homogénea en el conjunto de la masa carbonatada. Dentro de los primeros se englobarían las dolomías trituradas alpujárrides (borde occidental de Sierra Nevada, Sierra Almirajara, Alfaguara,...) mientras que el Torcal de Antequera, Sierra Gorda y Sierra de Gádor podrían ser sistemas representativos del segundo modelo.

La importancia económica de las aguas ligadas al karst, en Andalucía, es muy grande; quizás los dos ejemplos más espectaculares correspondan a la Sierra de

Gádor (el Campo de Dalías se riega esencialmente con aguas de esta sierra) y al polje de Zafarraya cuyos regadíos se abastecen esencialmente de Sierra Gorda (López Chicano y Pulido, 1989); ambas han contribuido con sus aguas a elevar considerablemente el nivel de vida de los habitantes del sector.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto PB87-0245 financiado por la CICYT.

REFERENCIAS

- ALMECIJA, C. *et al.* (1986): Evaluación de recursos en los acuíferos de la rambla de Albuñol (Granada). *SIAGA II*, 155-165. Granada.
- AYALA, F.; RODRÍGUEZ ORTIZ, J.M.; del VAL, J.; DURÁN, J.J.; PRIETO, C. y RUBIO, J. (1986): *Mapa y memoria del karst de España*. 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 68 p.
- BAYÓ A. *et al.* (1986): Ensayo sobre diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación. *Jornadas Karst Euskadi*, II, 155-340. San Sebastián.
- BENAVENTE, J. (1986): *Las aguas subterráneas en la costa del Sol de Granada*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 336 p.
- BENAVENTE, J. y CARRASCO, F. (1985): Influence of evaporite karst in the streamwater quality of Guadalhorce River (Andalucía, Spain). *Le Grotte d'Italia*, 4 XII, 39-48.
- BENAVENTE, J.; PULIDO, A. y FERNÁNDEZ RUBIO, R. (1986): Les grands caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques. *Karstologia. Memoires*, 1, 87-99.
- CALAFORRA, J.M. (1987): *Hidrogeología de los yesos karstificados de Sorbas (Almería)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 152 p.
- CALAFORRA, J.M. y PULIDO, A. (1987): Síntesis hidrogeológica sobre los yesos karstificados de Sorbas y su entorno (Almería, España). *Geolis*, 1, 37-49.
- CALAFORRA, J.M. y PULIDO, A. (1989a): Les gypses triassiques de Fuente Camacho et ses alentours. *Reunión Franco-Españole Karst Méditerranées d'Andalousie Occidentale. Livret Guide*, 66-82.
- CALAFORRA, J.M. y PULIDO, A. (1989b): Principales sistemas kársticos en yesos de España. En J.J. Durán y J. López Martínez (Eds.): *El Karst en España*. Monografía, SEG, 277-294. Madrid: Sociedad Española de Geomorfología.
- CARRASCO, F. (1979): Captación de manantiales salinos subacuáticos en el fondo de embalses: manantial de Meliones. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, IV, 465-479.
- CARRASCO, A. y MARTÍN, G. (1988): Hidrogeología de los acuíferos del valle del Andarax (Almería). *TIAC'88*, II, 37-67.
- CASARES, J.; FERNÁNDEZ RUBIO, R. y PULIDO, A. (1979): El manantial de Alomartes en régimen de agotamiento (provincia de Granada). Análisis de hidrogramas de surgencias kársticas. *Actas II Simposium Nacional de Hidrogeología*, V, 19-36.
- DELANNOY, J. y GUENDON, J.L. (1986): La Sierra de las Nieves (Málaga). La Sima GESM. Etude géomorphologique et spéléologique.

- Karstologia Memoires*, 1, 71-85.
- DÍAZ del OLMO, F. y DELANNOY, J.J. (1989): El karst en las Cordilleras Béticas; Subbético y Zonas Internas. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*. Monografías 4, 175-185. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- DURÁN, J.J. y BURILLO, F.J. (1985): Triassic gypsum karst of the Loma del Yesar (Archidona, Málaga, Southern Spain). *Le Grotte d'Italia*, 4, XII, 237-246.
- DURÁN, J.J. y del VAL, J. (1984): El karst yesífero en España: condicionantes geológicos y problemática territorial, ambiental y geotécnica. *Actas I Congreso Español de Geología*, I, 623-634.
- ESCOLANO, A. y CONEJO, R. (1981): Eliminación y explotación del manantial salino de Meliones (Málaga) para evitar la salinización del río Guadalhorce. *SIAGA*, I, 469-486.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. y DELGADO, J. (1975): Fisuración y karsificación del Torcal de Antequera (Málaga). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 1, 93-107.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. *et al.* (1981a): Bosquejo hidrogeológico de tres sistemas acuíferos kársticos al Norte de Ronda (Málaga). *SIAGA*, 2, 643-658.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. *et al.* (1981b): Análisis de la fracturación y directrices estructurales en el acuífero kárstico de El Torcal de Antequera (Málaga). *SIAGA*, 2, 659-673.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. *et al.* (1982): Termalismo y mineralogénesis en la ventana tectónica de Albuñol (Granada). *III Seminario, Hidrogeológico Lisboa*, 123-142.
- FUSTER, J. *et al.* (1982): *Posibilidades de regulación de los manantiales de la cuenca del Guadiana Menor y Alta del Guadalquivir*. Madrid: Servicio Geológico de Obras Públicas (inédito).
- HIDALGO, J. (1974 a): *Estudio hidrogeológico del polje de Zafarraya y áreas adyacentes (Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 165 p.
- HIDALGO, J. (1974 b): Fluctuaciones del nivel piezométrico en el polje de Zafarraya (provincia de Granada). *Documentos de Investigación Hidrológica*, 16, 95-112. Barcelona.
- IGME (1982): *Estudio hidrogeológico del Campo de Dalías*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid 12 vol. (inédito).
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y LÓPEZ LIMIA, B. (1989): Geomorfología del karst prebético, Cordilleras Béticas. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*. Monografías 4, 187-200. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- LÓPEZ CHICANO, M. (1989): *Geometría y estructura de un acuífero kárstico perimediterráneo: Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 78 p. (inédito).
- LÓPEZ CHICANO, M. y PULIDO, A. (1989): Compartimentación y descenso de niveles piezométricos en un sector del sistema de Sierra Gorda (Granada y Málaga). En *La sobreexplotación de acuíferos*, I, 577-591.
- MANGIN, A. (1982): L'approche systématique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Reunión Monográfica Karst Larra*. 141-157. Diputación Foral de Navarra, Pamplona.
- MANGIN, A. y PULIDO, A. (1983): Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos. *Tecniterrae*, 51, 53-65.
- MARTÍN, J.M. y PULIDO, A. (1981): Consideraciones sobre la porosidad y la permeabilidad en dolomías. *SIAGA*, I, 337-346.
- PULIDO, A. (1980): *Datos hidrogeológicos sobre el borde occidental de Sierra Nevada*. Serie Universitaria Fundación Juan March, 123. Fundación Juan March, Madrid. 51 p.
- PULIDO, A. (1982): Consideraciones hidrogeológicas sobre los yesos de Sorbas. *Reunión Monográfica Karst Larra*, I, 257-274. Diputación Foral de Navarra, Pamplona.
- PULIDO, A. (1986): Le karst dans les gypses de Sorbas (Almería): aspects morphologiques et hydrogéologiques. *Karstologia Memoires*, 1, 27-35.
- PULIDO, A. y PADILLA, A. (1988): Deux exemples de modélisation d'aquifères karstiques espagnols. *Hydrogéologie*, 4, 281-290.
- PULIDO, A.; MARSILY, G. y BENAVENTE, J. (1987): Análisis de la descarga del Torcal de Antequera mediante deconvolución. *Hidrogeología*, 2.
- PULIDO, A. *et al.* (1986): *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Adra*. Proyecto LUCDEME. 66 p. (inédito).
- PULIDO, A. (Coord.) (1989): *Caracterización hidrogeoquímica del Campo de Dalías (Almería)*. Instituto Andaluz de Reforma Agraria, Granada. 265 p.

Los poljes de Andalucía ^(*)

René Lhénaff ⁽¹⁾

RESUMEN

Los poljes son un elemento del modelado kárstico relativamente frecuente en Andalucía. Se presentan los conocimientos actuales sobre los poljes de las Cordilleras Béticas, estableciéndose una clasificación según sus dimensiones y su funcionamiento, y estudiando sus relaciones con la estructura. Por último, se ofrecen unas ideas sobre la evolución de algunos poljes.

Palabras clave: Karst, Polje, Andalucía.

ABSTRACT

Poljes are relatively common elements of the karstic landscape in Andalucía. Some poljes of Betic Cordillera are presented and classified according to their dimensions, their hydrologic behaviour and their structural context. Some indications on polje evolution are given.

Key words: Karst, Polje, Andalucía.

INTRODUCCIÓN

Los poljes son frecuentes en las montañas kársticas de Andalucía. No obstante, sólo algunos han sido estudiados en detalle, por lo que una síntesis es aún prematura. Sin embargo, si se puede ensayar una propuesta sobre su tipología, caracterizarlos en función de sus relaciones con la estructura y reconstruir las etapas mayores de su evolución.

UNA GRAN VARIEDAD DE POLJES

Se puede, en primer lugar, clasificar los poljes andaluces en función de su tamaño. Los hay de grandes dimensiones, como el polje de Zafarraya, situado al S de la Sierra Gorda de Loja (Granada), que mide 10 km de E a O y 3,5 km de N a S. Sin embargo, la mayoría de ellos tienen de 2 a 4 km de longitud y no más de uno de anchura: son los casos de los poljes o semipoljes de la Sierra de Líbar (Llano de Líbar, Pozuelo), en la provincia de Málaga; de la Sierra de Cabra (Nava, Fuenseca), en la de Córdoba; y de la Sierra de las Nieves (Llanos de la Nava), también en Málaga. Otros son de pequeñas dimensiones, sin sobrepasar algunos centenares de metros de longitud, alcanzando como máximo un kilómetro: así son los pequeños poljes descritos por Pezzi (1977) en Sierra Gorda (Majada del Charco Negro, Casa de los Muertos); se puede citar también el existente junto al Cortijo de las Lagunas, en la Sierra de Lucena

(Córdoba), al pie de la cumbre de Alta Coloma, o los del flanco oriental de la Sierra de Líbar (Málaga) en los alrededores de la Cueva de la Pileta.

La tipología de los poljes puede estar basada también en su funcionamiento. Algunos son auténticas depresiones cerradas, con el fondo muy plano, en ocasiones presentando hums, dominados por montañas calcáreas muy karstificadas. Sus aguas son absorbidas por uno o varios ponors. Es el caso del polje de Zafarraya o el del Llano de Líbar. De cuando en cuando, los ponors pueden reexpulsar el agua y una lámina de inundación cubre entonces el fondo de la depresión, como en diciembre de 1963 ocurrió en el polje de Zafarraya. Los poljes de pequeñas dimensiones no tienen, generalmente, ponors: las aguas son absorbidas, en estos casos, de forma difusa; la lentitud de la infiltración puede explicar un exceso temporal de agua en la estación lluviosa (polje de las Lagunas).

Otros poljes son, actualmente, poljes abiertos. Sus aguas son evacuadas a través de un curso de agua subaéreo. Es el caso de los semi-poljes de la Sierra de Cabra o del de los Llanos de la Nava (Sierra de las Nieves). Sin embargo, mientras que este último está ya bien encajado y sólo presenta algunas dolinas con fondo húmedo, los primeros tienen todavía un fondo pantanoso extenso y una parte de las aguas que se estancan allí escapan del drenaje superficial, infiltrándose de forma difusa o por los ponors existentes en las calizas. En consecuencia, estos semipoljes no han cesado todos de ser funcionales. Un caso un poco particular es el del semipolje de Benaoján (Sierra de Líbar), en el cual las aguas del Arroyo de Montejaque se pierden y se infiltran de forma

* Original en francés. Adaptación española de Juan José Durán Valsero.

⁽¹⁾ Institut Savoisien de la Montagne, Université de Savoie. BP 1104 F-73011. Chambéry-Cedex. Francia.

difusa; pero, tras una serie de lluvias abundantes, la escorrentía excede la capacidad de infiltración y no solamente el fondo de la depresión se ve invadido, sino que un emisario temporal se derrama por encima del umbral que cierra el polje por el S (Delannoy y Díaz del Olmo, 1986).

Por último, algunos poljes, hoy completamente secos, no son funcionales. Es el caso de los poljes de la Sierra Gorda de Loja, o los del flanco oriental de la Sierra de Líbar, cerca de la Cueva de la Pileta. Se trata en todos los casos, de poljes colgados en montañas muy karstificadas: las aguas se infiltran siempre de forma generalmente difusa, con una velocidad suficiente para que su fondo permanezca seco. Pero esto no ha sido así siempre: en la parte meridional del polje de la Majada del Charco del Negro, por ejemplo, la Cueva Horadada, situada a unos 40 m por encima de la depresión, fue probablemente un antiguo ponor de este polje, cuyo fondo descendió rápidamente en relación con el progreso de la karstificación interna del macizo y se vió acribillado de dolinas.

POLJES ESTRECHAMENTE CONDICIONADOS POR LA ESTRUCTURA

Los poljes andaluces están localizados según unos condicionantes estructurales muy precisos. Se pueden clasificar, a este respecto, en tres categorías:

- Los poljes *sinclinales*, cuyo ejemplo tipo es el de Villaluenga del Rosario, en la Sierra de Grazalema (Cádiz). Las calizas jurásicas están plegadas en un sinclinal pinzado en el fondo del cual se conservan las margocalizas cretácicas. La depresión sinclinal, que separa la Sierra del Cañllo y la de Ubrique (Cádiz), ha sido ocupada en otro tiempo por un río; pero actualmente este río se pierde en la sima de Villaluenga situada en frente de esta localidad. El valle se dividió entonces en dos depresiones, escalonadas entre sí unos 40 m.

- Los poljes ligados a *fosas tectónicas* son los más frecuentes. Los más característicos son los del corazón de la Sierra de Líbar: se alojan en fosas o semifosas hundidas, en el seno del pliegue en cofre del macizo montañoso. A favor de estas depresiones estructurales, las margocalizas cretácicas se han conservado en el fondo de los poljes que están dominados por grandes vertientes de calizas jurásicas. En el caso de la Sierra de Cabra, las cosas son más complejas, dado que los poljes se inscriben en unas estructuras cabalgadas que recortan las fallas normales. La superposición anormal de unidades subbéticas con dominante calcárea, por medio de un cojín de rocas impermeables, ha favorecido la génesis de los poljes, en la medida que gracias a las fallas que desplazan verticalmente a las masas calizas de los dos mantos, estas entran en contacto y ofrecen un potencial kárstico bastante considerable; además, la intercalación de capas



Vista aérea del polje de Zafarraya (Sierra Gorda, Granada).



Panorámica del polje de Benaoján (Málaga).

impermeables ha creado condiciones favorables para la aparición de una lámina de inundación; por último, las fallas han condicionado el desarrollo de las redes subterráneas.

Los pequeños poljes son los que más frecuentemente están relacionados con las fallas. Se pueden poner, como ejemplo, los poljes del flanco oriental de la Sierra de Líbar, todos ellos situados en el ángulo de falla contrario, donde está conservada una lámina de margo calizas cretácicas. Igualmente, el polje de las Lagunas, en la Sierra de Lucena, se ha formado en la parte culminante del macizo de calizas liásicas, al pie de una falla normal que recorta oblicuamente un anticlinal, y que ha permitido la conservación de un afloramiento de margas toarcienses en el ángulo de falla.

- Los poljes ligados a las *estructuras imbricadas*. Se pueden adscribir a este tipo los pequeños poljes de la Sierra Gorda de Loja, que se localizan al pie de los escarpes de cabalgamiento de las calizas jurásicas sobre las margocalizas cretácicas; su dibujo en planta sigue fielmente el dispositivo estructural y se alinea en ocasiones con fallas normales que recortan más o menos oblicua-

mente el cabalgamiento. Más complejo es el polje de Zafarraya, que se encuentra alojado en un sistema de escamas: la depresión se inscribe en la escama de Zafarraya, imbricada entre la vertiente S de las calizas jurásicas del vasto domo anticlinal de la Sierra Gorda de Loja, y la escama de calizas jurásicas, prácticamente vertical, de la Sierra de Alhama; la unidad de Zafarraya, formada por potentes dolomías y calizas onduladas, y soportando al S unas margas grises, ocupa una posición relativamente deprimida. El polje está limitado por el este por una falla meridiana y está interceptado hacia el sur por unos flyschs que se apoyan en la escama de Alhama.

Está claro, por tanto, que los poljes tienen un origen tectónico. Pero su génesis es, generalmente, el resultado de una evolución compleja.

GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LOS POLJES

La colocación de las estructuras no es suficiente para que se desarrolle un polje: es necesario que la karstificación se desarrolle para que, poco a poco, las aguas encuentren una salida subterránea. Parece, además, que en algunos casos, la neotectónica no es ajena en relación con el cierre de estas depresiones.

El polje de Villaluenga del Rosario ofrece una demostración simple de lo dicho: el sinclinal en el cual está inscrito el polje ha estado recorrido por un curso de agua aéreo que ha desmontado ampliamente las margocalizas cretácicas. Con el proceso de karstificación, la red se ha desorganizado, y el tramo del curso de aguas arriba, ha sido absorbido por la Sima de Villaluenga. El polje así originado se ha desarrollado entonces a expensas de las calizas, como lo muestra la *banquette* de corrosión kárstica que se encuentra hoy colgada a unos 15 m por encima del fondo actual del polje. Según las investigaciones de Delannoy y Díaz del Olmo (1986), las aguas absorbidas por las calizas alcanzan una red subterránea de trazado caprichoso, pero que se alinea más o menos groseramente con el eje del sinclinal, para alcanzar la surgencia de Ubrique.

Incluso, las fosas o semifosas que se alinean en el eje de la Sierra de Lívar, han sido drenadas originariamente hacia el N, como sugiere el abatimiento mediante rellanos de los afloramientos de margocalizas cretácicas en esa dirección. Allí también, estas margocalizas han sido ampliamente eliminadas antes que las depresiones se transformaran en poljes: el encajamiento ha permitido, en efecto, el despeje de umbrales calizos entre las diversas depresiones y estos, ralentizando la incisión de las aguas, han favorecido las pérdidas en las calizas, en detrimento de la escorrentía superficial. Estas pérdidas hídricas de las aguas suponen, no obstante, el desarrollo anterior de un endokarst evolucionado. La existencia de un capital kárstico puede ser examinada aquí, habida cuenta de la génesis en dos tiempos de la Sierra de Lívar: después del

plegamiento, que se puede datar como Burdigalense (Lhénaff, 1977), el mar ha inundado el relieve, como lo prueban las molasas de la Cuenca de Ronda, que afloran hasta una altitud de 800 m en el extremo N del macizo montañoso; el volumen del relieve era modesto por aquel entonces, pero la karstificación pudo desarrollarse.

Un levantamiento post-tortonense del macizo, al tiempo que el vecino sinclinal del Guadiaro se acusaba, como muestran las deformaciones de las molasas de la Cuenca de Ronda, provocó una reactivación de la erosión además de una profundización del endokarst. Es verosímil, por tanto, que los poljes colgados del entorno de la Cueva de la Pileta hayan sido funcionales; pero el hundimiento de los conductos subterráneos (las galerías de la Cueva de la Pileta) detuvo pronto la evolución. Mucho más encajados en la masa montañosa, los poljes del Llano de Lívar y de Pozuelo se han originado, sin duda, mucho más tardíamente. Su evolución está además marcada por la presencia de una *banquette* de corrosión colgada a 10 m, y de dos ponors escalonados en el polje de los Llanos de Lívar. Delannoy *et al.* (1989) han podido datar en 140.000 años las concreciones que tapizan la entrada del ponor que se abre al nivel de esta *banquette*.

De igual forma, existen trazas de aplanamiento parcial en la Sierra de Cabra, que permiten reconstruir una



Polje de los Llanos de Lívar (Sierra de Lívar, Málaga-Cádiz).



Polje de la Nava (Sierra de Cabra, Córdoba).

génesis en dos tiempos (Lhénaff, 1977): plegamiento fini-burgaliense y levantamiento postortonense. Es, sin embargo, esta segunda fase la que ha sido decisiva para la génesis de los poljes. Es la que ha permitido a la erosión abatir la barrera kárstica de rocas impermeables que rodeaban el macizo por el N y por el O y, por tanto, profundizar el endokarst. Parece que, inicialmente, el polje de la Nava estaba drenado hacia el O por el valle del cual se encuentran los restos colgados a una altitud notable; pero este valle desemboca sobre la Sima de Cabra. Esta pérdida está sin duda en el origen del cierre del polje y de la formación de una *banquette* de corrosión colgada a 60 m. Una gran dolina de hundimiento, cerca del Cortijo de la Majada, se abre en una segunda *banquette*, situada a 30 m por encima del fondo de la depresión: se corresponde con una segunda fase de abatimiento de la barrera kárstica. Estas fases pueden ponerse en relación con las etapas de erosión del piedemonte, ligadas a las oscilaciones climáticas cuaternarias. No se dispone todavía, sin embargo, de dataciones para establecer correlaciones verosímiles.

El polje de Zafarraya, por último, ofrece un ejemplo del papel de la neotectónica: la estructura en escamas imbricadas es antigua, puesto que un brazo de mar tortonense que comunicaba con la Cuenca de Granada invadió la depresión (Lhénaff, 1968). Las molasas que se depositaron en este mar fosilizaron el relieve hasta alrededor de los 1.200 m, y en su prolongación se elaboró un aplanamiento parcial en las calizas jurásicas de la Sierra Gorda. Después de la retirada del mar, las molasas han sido ampliamente desmontadas, gracias al encajamiento de una red hidrográfica que debía franquear la sierra de Alhama por la escotadura del Boquete de Zafarraya y por el umbral de Azafranera.

Simultáneamente, las aguas debían infiltrarse en las calizas y ejercer a la vez una corrosión química y una abrasión mecánica, gracias a las arenas que les suministraban las molasas. El desarrollo del endokarst ha terminado por desviar en su provecho todas las aguas, y claramente las del Arroyo de la Madre que atraviesa la depresión de E a O y se sume en un ponor al NO del polje. Este desvío ha sido facilitado por un probable rejuogo tectónico: unos sondeos han revelado que el encajamiento máximo del polje en las margas grises de la escama de Zafarraya se encuentran a 70 m por debajo del Boquete de Zafarraya; ahora bien, por una parte, las láminas de superficie tortonense situadas en la margen del polje han sido plegadas en ligero sinclinal en el eje de la depresión, y, por otra parte, existen deformaciones que afectan al piedemonte plio-pleistoceno de la Sierra de Tejada, en la prolongación del polje. Se puede pensar, por tanto, que el cierre del polje está ligado a una deformación tardía, sin poder descartar, sin embargo, la hipótesis de un encajamiento hacia atrás del Boquete de Zafarraya, ligado a un antiguo ponor situado en el contacto con las calizas de la

Sierra de Alhama. La evolución del polje ha beneficiado, a continuación, el abatimiento de la barrera kárstica que constituyen los flyschs situados al S de la Sierra de Alhama, debido a un levantamiento neotectónico del conjunto de las montañas litorales. Se encuentran acopladas hacia los 900-1.000 m de altitud, en el flanco S de la cresta de Alhama, algunas tobas calcáreas, en particular en el emplazamiento de una falla de desgarre que recorta, más al N, la falla que limita el polje por el O; estas tobas están actualmente colgadas a 200-300 m por encima de las fuentes actuales del Río Guaro, y las fuentes que las han originado están en nuestros días absolutamente secas.

Quedan por tanto incertidumbres sobre la génesis y evolución de los poljes. Y muchos pequeños poljes no han sido todavía estudiados hasta el presente. Por tanto, desde la actualidad se puede comprender que las estructuras, con frecuencia complejas, de la Cordillera Bética, crean unas condiciones favorables para la formación de los poljes, pero que estos no aparecen más que tras una larga evolución, en el curso de la cual el desarrollo de un endokarst profundo permite el cierre de las depresiones, eventualmente con la ayuda de una deformación neotectónica (Lhénaff, 1986). Sin embargo, la progresión en profundidad del endokarst priva a los poljes, situados en posición de mayor altura (colgados), de su lámina de inundación: dejan entonces de ser funcionales y se degradan poco a poco. En ocasiones, el abatimiento de las barreras kársticas contribuye al hundimiento del endokarst, pero puede a la larga favorecer el establecimiento de un drenaje superficial por erosión regresiva: los poljes, convertidos en poljes abiertos entonces, pueden continuar siendo parcialmente funcionales, pero tienden progresivamente a secarse y perder su especificidad. Así se explica la gran diversidad de los poljes de Andalucía.

REFERENCIAS

- DELANNOY, J.J. y DÍAZ del OLMO, F. (1986): La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). Karst et cavités d'Andalousie, *Karstologia Mémoires*, 1, 55-70.
- DELANNOY, J.J.; DÍAZ del OLMO, F. y PULIDO BOSCH, A. (1989): *Reunión Franco-Española sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale. (Cordillères Bétiques-Sierra Morena)*. Livret-Guide, 218 p.
- LHÉNAFF, R. (1968): Le poljé de Zafarraya (Province de Grenade). *Mélanges de la Casa de Velázquez*, IV, 5-25.
- LHÉNAFF, R. (1977): *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse Univ. Paris, 713 p.
- LHÉNAFF, R. (1986): Les grandes poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. *Karst et cavités d'Andalousie, Karstologia Mémoires*, 1, 101-112.
- PEZZI, M.C. (1977): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de*

Importancia paleontológica de los rellenos kársticos en Andalucía

Carolina Castillo ⁽¹⁾

RESUMEN

En Andalucía abundan los yacimientos paleontológicos ligados al karst. El estudio paleontológico de los rellenos de las cavidades del paleo-karst, suministra información para datar diferentes fases de karstificación o rupturas estratigráficas y para realizar reconstrucciones paleoecológicas y paleoclimáticas precisas de la región.

Palabras clave: Importancia paleontológica, Paleokarst, Rellenos kársticos, Andalucía.

ABSTRACT

The palaeontological sites connected with karst are abundant in Andalucía. The palaeontological study of paleokarst cavity fillings yields information leading either to the dating of different phases of karstification or stratigraphical breaks and to the making of precise regional paleoclimatic and paleoecological reconstruction.

Key words: Paleontological significance, Palaeokarst, Karstic infilling, Andalucía.

INTRODUCCIÓN

El paisaje kárstico y especialmente el mundo subterráneo ha suscitado curiosidad, de modo que el karst ha sido objeto de estudio desde antaño, al igual que el paleo-karst, a través de diversas aproximaciones, a saber, geológica, geomorfológica, hidrológica, espeleológica, tectónica, estratigráfica, bioestratigráfica, paleontológica, entre otras posibles. En un principio la exploración de diversas cavidades, cuevas y cavernas, y el interés por las faunas que habitan en ellas, estaba íntimamente ligada a las prospecciones arqueológicas (López Limia, 1987).

El karst, desde el punto de vista geológico, representa fases de exposición subaérea (Wright, 1986); tiene un gran interés, ya que ofrece evidencias de fases tempranas de karstificación, además de información paleoclimática. En el karst, los procesos de disolución de una secuencia carbonatada se repiten a lo largo de la historia geológica y existen, por tanto, numerosas fases de karstificación de diferente intensidad (Buchbinder *et al.*, 1983).

Las cavidades del paleokarst ofrecen unas condiciones buenas para la conservación de los sedimentos que los rellenan. Por tanto preservan datos sobre las condiciones en el momento de formación de la superficie de karstificación y de los procesos sedimentarios ocurridos en etapas posteriores. Para el registro fósil, el paleokarst

es, por definición, una superficie de discontinuidad y, por tanto, su estudio es también valioso en el análisis de cuencas, sobre todo desde la situación actual de la Estratigrafía de eventos (Vera *et al.*, 1984).

Por otra parte, muchas de las cavidades del karst y del paleokarst, están relacionadas con la tectónica regional (Fernández Rubio y Delgado, 1975; Benavente y Sanz de Galdeano, 1985), de modo que el estudio de la fracturación del karst actual y del paleokarst y sus comparaciones permiten datar procesos tectónicos a nivel regional.

Desde el punto de vista paleontológico, el estudio de los rellenos de las cavidades y fisuras que forman el paleokarst, suministra la información necesaria para la datación de diferentes procesos o fases de karstificación y de discontinuidades estratigráficas. También, el estudio de las asociaciones fósiles encontradas en estos rellenos y de la sedimentología y mineralogía de los mismos, permiten establecer reconstrucciones paleoclimáticas y paleoecológicas precisas de la región.

El estudio bioestratigráfico del paleokarst puede ser muy valioso, sobre todo si se hace un examen litológico detallado que determine claramente el contexto sedimentario.

En Andalucía los yacimientos paleontológicos ligados al karst son muy numerosos debido a que generalmente se sitúan en materiales calizos, de los cuales esta región es prolífica. Se han llevado a cabo numerosos estudios a partir de la década de los ochenta, abordando

⁽¹⁾ Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Universidad de Granada. 18002-Granada.

el paleokarst de manera multidisciplinar. Los depósitos en las fisuras y cavidades del paleokarst pueden ser marinos y/o continentales (Vera *et al.*, 1984; García Hernández *et al.*, 1988; Bosák *et al.*, 1989); estos últimos frecuentemente contienen restos de vertebrados, principalmente micromamíferos, y moluscos. También pueden tener restos de plantas. En las cavidades costeras, donde se suceden etapas de depósito marinas y continentales debido a los cambios en el nivel del mar, son muy importantes, ya que permiten establecer correlaciones marino-continentales.

ESTUDIO PALEONTOLÓGICO DEL PALEOKARST

Los rellenos continentales en ocasiones presentan una elevada concentración de restos fósiles que permiten hacer estudios morfológicos y filogenéticos de poblaciones. Un inconveniente de estos yacimientos es que son puntuales y las correlaciones litoestratigráficas entre ellos son difíciles de establecer.

Los yacimientos de fisuras kársticas han suscitado una cierta polémica en cuanto a la homogeneidad o heterogeneidad en su depósito, y en consecuencia, de su contenido faunístico (Vianey-Liaud y Legendre, 1986). Con respecto a esto último, estos problemas pueden ser solventados con la ayuda de estudios sedimentológicos y estratigráficos de detalle.

El estudio paleontológico de estos yacimientos incluye el conocimiento del número de especies de una muestra, el porcentaje de representación de las distintas especies basado en el número mínimo de individuos y las variaciones biométricas y morfológicas de las distintas especies. A partir de estos datos se obtiene información paleoecológica y paleoclimática (Fig.1).

Se han llevado a cabo estudios paleontológicos precisos en diversos rellenos kársticos con faunas de micromamíferos en Andalucía. Por ejemplo, en Andalucía oriental se conocen depósitos del Mioceno, en Salobreña (Aguilar *et al.*, 1983); del Plioceno, en Moreda y Rambla Seca (de Bruijn, 1974; Castillo, 1990); y del Pleistoceno, en los yacimientos de Sierra Elvira (Agustí *et al.*, 1989), La Yedra (López Martínez y Ruiz Bustos, 1977), La Carigüela, Cueva del Agua (López Martínez y Ruiz Bustos, 1977), Cueva de los Ojos (Fuentes, 1989) y Cueva Horá (Rosino, 1983). En la parte occidental se conocen menos datos de yacimientos de micromamíferos, sin contar con los asociados a yacimientos arqueológicos; han sido estudiados los yacimientos del Plioceno final de Bélmez-1 (Castillo, 1990), Córdoba (Cordy, 1976) y Estepa-1 (Castillo *et al.*, 1990). Entre los rellenos de edad pleistocena están: Rincón de la Victoria (López Martínez, 1972), Las Grajas (Sevilla, 1986), El Higuerón (López Martínez, 1977) y El Cerro de la Atalaya (Bernáldez Sánchez y López Martínez, 1991) (Fig. 2).

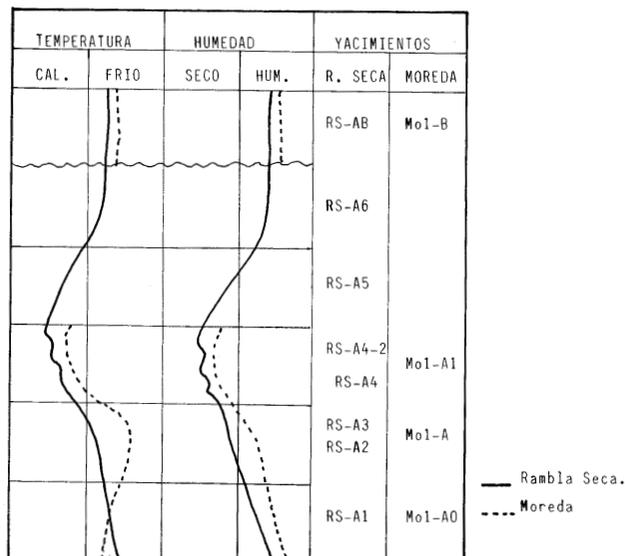


Fig. 1.- Interpretación paleoclimática basada en los rellenos kársticos con micromamíferos de Rambla Seca A y Moreda 1. Darro (Granada) (Castillo, 1990).

En cuanto al origen de los rellenos kársticos con micromamíferos, la hipótesis más aceptada es la hipótesis escatológica, según la cual, estas acumulaciones se deben al depósito de egagrópilas y excrementos de depredadores y carnívoros. El estudio de la homogeneidad de las asociaciones de micromamíferos y de las distintas poblaciones que las componen, se puede determinar gracias a la ayuda de la estadística y de las comparaciones con otros yacimientos subactuales y con egagrópilas actuales. También es necesario el estudio tafonómico del relleno (Andrews, 1990).

El estudio de rellenos marinos también es muy importante (Martín Algarra *et al.*, 1983; Vera *et al.*, 1987; García Hernández *et al.*, 1989; Castro *et al.*, 1990) ya que relacionan los episodios de emergencia y karstificación con tres discontinuidades estratigráficas en las cuencas subbéticas. Para datar estas discontinuidades estratigráficas se estudian los fósiles de los rellenos de cavidades o diques neptúnicos.

Relación con etapas de fracturación o etapas tectónicas regionales

La relación de las etapas de karstificación con etapas tectónicas regionales ha sido puesta de manifiesto por varios autores (Bach y Estalrich, 1980; Vera *et al.*, 1987; etc.). La importancia de los rellenos de las distintas fisuras producidas en cada etapa de karstificación, o bien aquellos que se depositan en fisuras o fracturas reactivadas, se debe a su contenido fósil, que permite la datación de estas diferentes fases y por tanto de las distintas etapas tectónicas. También es interesante el estudio de la fracturación de las fisuras y fracturas del karst (García

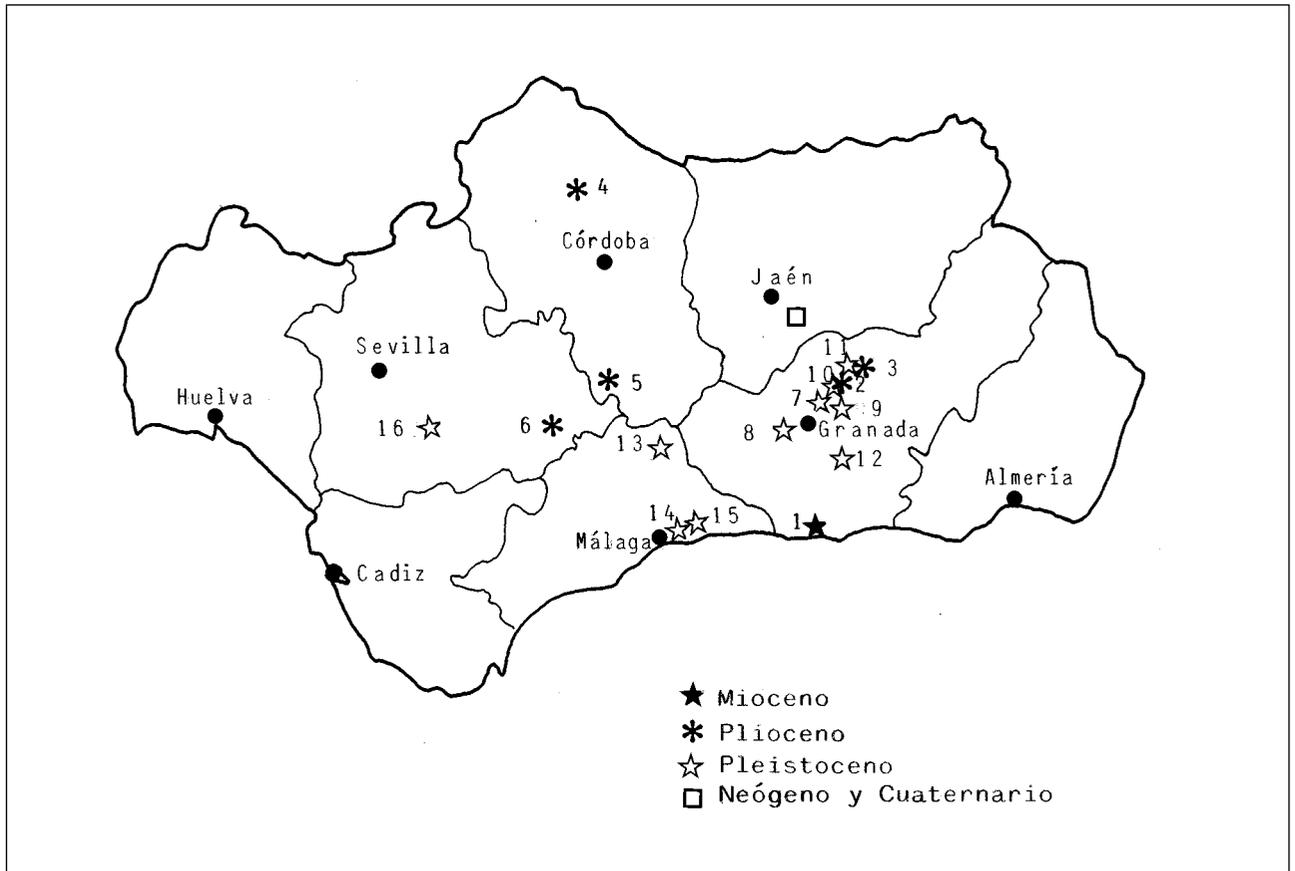


Fig. 2.- Localización geográfica de algunos yacimientos de micromamíferos de Andalucía.

- | | | |
|----------------|-------------------|---------------------------|
| 1. Salobreña | 7. Las Yedras | 12. Cueva de los Ojos |
| 2. Moreda | 8. Sierra Elvira | 13. Las Grajas |
| 3. Rambla Seca | 9. Cueva del Agua | 14. El Higuerón |
| 4. Bélmez-1 | 10. Cueva Horá | 15. Rincón de la Victoria |
| 5. Córdoba | 11. Carigüela | 16. Cerro de la Atalaya |
| 6. Estepa | | |

Hernández *et al.*, 1988; 1989; Castillo, 1990; Castillo y Alcalde, 1990).

Por ejemplo, el paleokarst de Sierra Harana ha sido abordado desde diversas perspectivas (Soria, 1987; Alcalde *et al.*, 1988; Castillo y Alcalde, 1990), donde se reconocen al menos tres fases de karstificación que coinciden con direcciones preferenciales de fracturación en la Cordillera Bética.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a E. Martín Suárez la lectura crítica de este trabajo.

REFERENCIAS

AGUILAR, J.P.; BRANDY, L.D. y THALER, L. (1983): Les rongeurs de Salobreña (sud de l'Espagne) et le problème de la migration messinienne. *Paléobiol. Continent.*, 14, 2, 3-17.

AGUSTÍ, J.; CASTILLO, C., y MARTÍN SUÁREZ, E. (1988): Un nuevo yacimiento kárstico del Pleistoceno en la provincia de Granada. En J. CIVIS y J.A. FLORES (Eds). *Actas de Paleontología*, 8-23.

ALCALDE, F.; CASTRO, J.; MENJIBAR, J.L.; MORENO, F. y QUIRÓS, R. (1988): Condicionantes geomorfológicos y aspectos espeleológicos del Karst de Sierra Harana (Granada). *Andalucía Subterránea*, 8, 5-49.

ANDREWS, P. (1990): *Owls, caves and Fossils*. The University of Chicago Press, Londres. 231 p.

BACH, J. y ESTALRICH, J. (1980): Relación entre tectónica y formas kársticas. Tres ejemplos concretos. *Actas Espeleológicas*, M-I, 55-68.

BENAVENTE, J. y SANZ de GALDEANO, C. (1985): Relación de las direcciones de Karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 41, 177-188.

BERNÁLDEZ SÁNCHEZ, E. y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1991): Excavación paleontológica del cerro de la Atalaya en Utrera (Sevilla). *IV Jornadas de Arqueología Andaluza*, 2-6. Jaén.

BOSÁK, P.; FORD, D.; GLAZEK, J. y HORÁČEK, I. (1989): *Paleokarst*. Elsevier, New York. 725 p.

BRUIJN, H. de, (1974): The Ruscinian rodent succession in Southern

- Spain and its implications for the biostratigraphic correlation of Europe and North Africa. *Senckenb. Leth.*, 55, 1/5, 435-443.
- BUCHBINDER, B.; MAGARITZ, M. y BUCHBINDER, L. (1983): Turonian to Neogene Palaeokarst in Israel. *Palaeogeography Palaeoclimatologie, Palaeoecologie*, 43, 329-350.
- CASTILLO, C. (1990): *Paleocomunidades de Micromamíferos de los yacimientos kársticos del Neógeno superior de Andalucía Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 255 p.
- CASTILLO, C. y ALCALDE, F. (1990): Análisis estratigráfico de los yacimientos kársticos de micromamíferos, rambla Seca-A, Moreda 1L y Moreda 1, en Sierra Harana (Darro, Provincia de Granada). *Resúmenes VI Jornadas de Paleontología*, 15.
- CASTILLO, C.; MARTÍN SUÁREZ, E.; AGUSTÍ, J. y YAÑEZ, J.D. (1990): Micromamíferos del nuevo yacimiento Villafranquiense de Estepa-1 (Estepa, Sevilla). *Resúmenes VI Jornadas de Paleontología*, 15.
- CASTRO, J.M.; CHECA, A. y RUIZ ORTIZ, P.A. (1990): Cavidades kársticas con rellenos de Calloviense superior y Oxfordiense inferior (Subbético externo; Sierra de Estepa, provincia de Sevilla). *Geogaceta*, 7, 61-63.
- CORDY, J.M., (1976): *Essai sur la microévolution du genre Stephanomys (Rodentia, Muridae)*. Thesis. Université de Liège. 351 p.
- FERNÁNDEZ RUBIO, R. y DELGADO, J. (1975): Fisuración y karsificación del Torcal de Antequera (Málaga). *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografías I, 93-107.
- FUENTES, J.M., (1989): *Estudio de los roedores del yacimiento solutrense "Cueva de los Ojos" (Cozvíjar, Granada)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 201 p.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; MARTÍN ALGARRA, A.; MOLINA, J.M.; RUIZ ORTIZ, P.A. y VERA, J.A. (1988): Umbrales pelágicos: metodología de estudio, tipología y significado en el análisis de cuencas. *Actas II Congreso Geológico de España*, 231-240.
- GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; REY J. y VERA, J.A. (1989): Diques neptúnicos de edad cretácica en la Sierra de Quipar (Subbético externo, Prov. Murcia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, (1-2), 86-93.
- LÓPEZ LIMIA, B. (1987): Geomorfología del karst de Pinar Negro (Sierra de Segura, Jaén). *Lapiaz*, Monografía II, 5-54.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1972): Los micromamíferos del Cuaternario del Rincón de la Victoria. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 70, 223-233.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1977): *Revisión sistemática y bioestratigráfica de los Lagomorpha (Mammalia) del Terciario y Cuaternario de España*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. 469 p.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N. y RUIZ BUSTOS, A. (1977): Descubrimiento de dos yacimientos del Pleistoceno medio en el karst de la Sierra Alfaguara (Granada). Síntesis estratigráfica de este período en la región Bética. *Estudios Geológicos*, 33, 255-265.
- MARTÍN ALGARRA, A.; CHECA, Y.; OLORIZ, F. y VERA, J.A. (1983): Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: la Almodla (Cordillera Bética). *X Congreso Nacional de Sedimentología*, 3, 21-25.
- ROSINO, I. D. (1983): *Los micromamíferos del yacimiento musteriense de Cueva Horá. Darro (Granada)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Granada. 155 p.
- SEVILLA, P. (1986): *Estudio de los Quirópteros del Cuaternario español*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. 322 p.
- SORIA J.M., (1987): Paleokarst en Sierra Harana, Cordilleras Béticas (Granada). *Andalucía Subterránea*, 7, 47-54.
- VERA, J.A.; MOLINA, J.M. y RUIZ ORTIZ, P.A. (1984): Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético externo). En A. OBRADOR (Ed.). *Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre*, 20, 141-162. Universidad Autónoma de Barcelona.
- VERA, J.A.; RUIZ ORTIZ, P.A.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1987): Paleokarst and Related Pelagic Sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone Southern Spain. En N.P. JAMES y P.W. CHOQUETTE (Eds.): *Paleokarst*, 364-389. New York: Springer.
- VIANEY-LIAUD, M. y LEGENDRE, S. (1986): Les faunes des phosphorites du Quercy, principes méthodologiques en paléontologie des mammifères; homogénéité chronologique des gisements de mammifères fossiles. *Eclog. Geol. Helv.*, 79, 3, 917-944.
- WRIGHT, V.P. (1986). The polyphase karstification of the Carboniferous limestone in South Wales. En K. PATTERSON, y M.M. SWEETING (Eds.). *New directions in karst*, 569-590. Proceedings Anglo- French Karst Symposium Geoabstracts, Norwich.

La ocupación prehistórica de los medios kársticos de montaña en Andalucía

José Ramos Muñoz ⁽¹⁾

RESUMEN

Las montañas andaluzas presentan un porcentaje elevado de relación con los medios kársticos. Además, en el transcurso de las últimas decenas de miles de años de la evolución antrópica y ambiental, han sido aprovechadas intensamente por el hombre. En este trabajo se presentan los conocimientos existentes sobre la ocupación en la Prehistoria de los medios kársticos de montaña andaluces, desde los orígenes de la ocupación humana, en el Achelense avanzado, hasta la Edad del Bronce.

Palabras clave: Prehistoria, Uso del karst, Ocupación humana, Andalucía.

ABSTRACT

The Andalusian mountains show a high degree of correlation with karstic environments. Besides, during the last tens of thousands of years of antropic and environmental evolution, have been intensively utilized by the man. The existing knowledge on the human occupation of the karstic settings during Prehistory, from the Andalusian mountains in the later Achelien, to the Bronze Age, is presented in this paper.

Key words: Prehistory, Karst use, Human use, Andalucía.

INTRODUCCIÓN

La historia de la ocupación y aprovechamiento de los recursos en los medios kársticos de montaña en Andalucía no ha sido abordada desde planteamientos diacrónicos continuados, que abordaran amplios períodos históricos.

Para ello, vemos que la unión de métodos propios de la Prehistoria y la Arqueología, junto a los de la Geomorfología, Geografía Física y Humana, pueden aportar criterios renovadores para una reconstrucción de la teoría del poblamiento en la línea de la "Geografía humana prehistórica" (Nougier, 1950), de la "Arqueología del paisaje" (Bradford, 1957; Fowler, 1972; Aston y Rowley, 1974; Kurst, 1988) o de la "Geoarqueología" (Butzer, 1980,1982).

Los estudios de Arqueología Espacial (Contextual o Postprocesual) (Hodder y Orton, 1976; Hodder, 1986, 1987) han estado completamente deudores de una metodología geográfica, fundamentalmente de la Escuela Locacional Inglesa de los años 60 (Haggett, 1976; Burillo, 1984; Fernández y Ruiz Zapatero, 1984; Ruiz Zapatero y Burillo, 1988).

La Escuela Paleoeconómica de Cambridge (Higgs y Vita-Finzi, 1972), constituyó una interacción entre aná-

lisis económicos de grupos prehistóricos respecto a su medio. En dicha línea, los planteamientos funcionalistas de la Nueva Arqueología (Binford, 1972, 1983; Watson *et al.* 1971; Clarke, 1968, 1977; Chang, 1968) reivindicaron la arqueología exterior al yacimiento, y por ello la relación hombre-medio, al incidir en parámetros económicos de los asentamientos, desde posiciones "científicas" y con el marco metodológico de la Teoría General de Sistemas.

El interés que está alcanzando la "Geoarqueología" en los últimos años (Gladfelter, 1977; Hassan, 1979; Butzer, 1982) nos plantea la necesidad de definir unos parámetros teóricos, que no estén mediatizados por el reduccionismo ahistórico y conservador del Funcionalismo. Por ello, consideramos que la ecuación hombre-medio, conlleva un factor intermedio fundamental, la tecnología, y que ésta es consecuencia de las relaciones económicas entre los hombres.

Al afrontar así las ventajas, recursos y potencialidades que ofrece el medio kárstico, habrá que afinar en las relaciones hombre-montaña, pero también en las relaciones hombre-montaña-hombre dado que, en sociedades productivas, van a ser las relaciones sociales y técnicas de la producción las que delimiten dichos contactos, en relación con el nivel tecnológico alcanzado por dichas formaciones económicas y sociales (Marx, 1867).

Por tanto, intentaremos adoptar un análisis de las relaciones hombre-tecnología-medio-hombre en este modesto y breve ensayo, que sólo pretende esbozar un

⁽¹⁾ Facultad de Filosofía y Letras. Universidad de Cádiz. Avenida Gómez Ulla. 11003 Cádiz.

esquema general de la teoría del poblamiento en la Prehistoria de los medios kársticos en Andalucía, desde los orígenes de la ocupación humana hasta la Edad del Bronce, relacionando los recursos que ofreció a los hombres el medio kárstico, tanto en las sociedades igualitarias del Pleistoceno (recursos líticos, cinegéticos, madera), como en las sociedades productoras, a partir del Neolítico (ganadería, madera, agricultura de montaña, minería).

Sin duda quedarán planteados muchos interrogantes y problemas, que requieren futuros estudios y desarrollos más profundos, debiendo quedar concretados en un futuro en áreas mucho más delimitadas y definidas morfológicamente. De cualquier modo, queda clara la interacción metodológica entre la Prehistoria y la Geografía, para este tipo de síntesis, que creemos necesarias para dinamizar los estudios de los más antiguos poblamientos en áreas uniformes.

LAS PRIMERAS OCUPACIONES CONSTATADAS

El hábitat de las grandes depresiones andaluzas

En los medios kársticos andaluces no se comprueba en el momento actual de la investigación, la presencia de restos antropológicos o materiales hasta el Achelense avanzado, correspondiente al Achelense Pleno Ibérico (Vallespí, 1985, 1986a, 1986b).

A un nivel regional más amplio, hay que considerar, para evaluar el proceso histórico que queremos abordar, las más antiguas ocupaciones constatadas en Andalucía, correspondientes a medios de la Baja y Alta Andalucía, como son el Valle del Guadalquivir, la Costa Atlántica y la Depresión de Guadix-Baza.

Estratigráficamente se constata una ocupación del Pleistoceno Inferior Final en Venta Micena (Orce) (Gibert *et al.* 1983), y comienzos del Pleistoceno Medio en Cúllar de Baza I (Ruíz Bustos, 1976; Ruíz Bustos y Michaux, 1976). En Venta Micena se registra el más antiguo homínido de la Península, con datación superior al millón de años (Gibert, 1985, 1986).

En la Baja Andalucía también hay ocupaciones antiguas, datadas en Pleistoceno Medio Antiguo, El Aculadero (El Puerto de Santa María) (Querol y Santonja, 1983), y Pleistoceno Inferior en las terrazas altas (T.1 a T.4) del Bajo Guadalquivir, bien constatado en el sector Sevilla-Carmona (Díaz del Olmo *et al.*, 1986; Díaz del Olmo y Vallespí, 1990), así como en varias localizaciones de la Formación del Aljarafe (Sevilla) (Vallespí, 1986a).

El registro antropológico del cráneo de Venta Micena, así como la importante ocupación del

Guadalquivir nos plantea el posible paso del Estrecho por grupos de *Homo Erectus*, de procedencia africana. Van a ocupar medios bajos, con un aprovechamiento sistemático de los guijarros de cuarcita, en la Baja Andalucía, y de cuarzo en la Depresión Guadix-Baza. Son grupos humanos bien adaptados al medio como cazadores-recolectores, que tienen un autoabastecimiento en sus recursos líticos y cinegéticos de los grandes mamíferos, en las zonas de lagunas interiores y en las riberas del gran río colector. Culturalmente van a presentar lo que tradicionalmente se ha denominado "Pebble Culture" y que Vallespí (1986a, 1987) ha llamado "Culturas Iniciales de las graveras".

No se comprueba una ocupación de los medios serranos en Andalucía en dicha época, aunque el acceso hasta las depresiones granadinas creemos debió realizarse vía Guadalquivir-Genil-Depresión de Granada, o alguno de los otros pasos del Surco Intrabético, no habiéndose constatado, hasta el momento presente, evidencias significativas de estos momentos iniciales del Paleolítico Arcaico en dichos medios.

La ocupación del Subbético en el Achelense Superior

Al Achelense Superior de los esquemas clásicos, (Pleno Achelense de Vallespí, 1986b) corresponde la primera ocupación estratigráfica comprobada de los medios kársticos andaluces.

Asistimos a partir de momentos evolucionados del Achelense Antiguo Ibérico a una especie de expansión desde los focos occidentales, hacia otras regiones de la Alta Andalucía. Por un lado, el Alto Guadalquivir comienza a tomar un peso sustancial, con numerosas localizaciones en ríos del curso medio-alto, caso del Guadajoz en Córdoba (Jordá, 1967; Beguiristain, 1976) o del Guadalimar y Jándula en Jaén, en el importante núcleo situado en las estribaciones de Sierra Morena, destacando el yacimiento de Puente Mocho (Cabré y Wernert, 1916; Carrasco *et al.*, 1979).

Igualmente comprobamos una penetración manifiesta por medio de los pasos naturales que constituyen los ríos Genil, Corbones y Guadalete, hacia los enclaves serranos de la Alta Andalucía, como en el Subbético Exterior de Sevilla, Sierra de los Espárragos (Vallespí, 1985b), con multitud de evidencias en torno a Loja (Carrasco *et al.*; 1978; Toro y Ramos Lizana, 1988), Archidona (Leiva, 1977), Alfarnate y Alfarnatejo (Ramos Muñoz, 1986, 1988; Vallespí *et al.*, 1990-1991), en las sierras situadas entre Málaga y Granada (Sierra del Jobo, Sierra de Alhama), con noticias inéditas en el Subbético de Córdoba, o del entorno del surco Intrabético en Granada, en Carigüela (Piñar) y Cueva Horá (Darro) (Botella y Martínez, 1979; Botella *et al.*, 1986), con proyección hacia los medios depresionarios

de la zona de Guadix-Baza, con constatación estratigráfica en Solana del Zamborino (Fonelas) (Botella *et al.*, 1976).

Comprobamos de este modo un fenómeno expansivo, desde las zonas inicialmente dinámicas de la Baja Andalucía, que sobre la base tecnológica de la tradición de las graveras (Vallespí, 1985, 1986a), documenta un impacto más clásico Achelense, con bifaces estandarizados, fundamentalmente sobre sílex. Aquí puede estar una de las razones básicas de este fenómeno, la necesidad de materias primas, lo que debió ser una curiosidad inicial (Pericot, 1972), se convirtió en necesidad técnica, por las limitaciones que ofrecían las cuarcitas de la Baja Andalucía. Esto permitió unos primeros acercamientos, y la instauración de vías y caminos por los pasos naturales, en busca de los grandes recursos líticos del Subbético, que morfológicamente suelen presentarse en paquetes terciarios, en las formaciones mesozoicas calizas, o en forma de guijarros en valles, poljés o rellanos del interior montañoso. Vamos a asistir además de un poblamiento en los enclaves bien comunicados, estribaciones y piedemontes de las sierras, poljés, caso del de Zafarraya, en medios endorreicos, con grandes recursos de agua y fauna. Además se va a comprobar la ocupación de las cuevas de los enclaves serranos, alternándolas con una gran ocupación al aire libre en los medios indicados.

Una expansión de estas características no puede explicarse sin un desarrollo significativo de los lazos tribales, en cuanto a las relaciones de parentesco de dichas comunidades (Gamble, 1986). Por tanto, avanzado el Achelense Pleno vamos a asistir a la primera y armónica relación del hombre con la montaña, destacando las grandes ventajas que ésta le ofrecía (materias primas silíceas, abundante agua, fauna), llegando a constituir un ecosistema característico durante el resto del Paleolítico y Epipaleolítico.

La continuidad ocupacional del Paleolítico Medio

Por la gran síntesis de Vallespí (1986b), podemos comprobar que frente a los grupos de la Baja Andalucía, donde perdura la tradición de las graveras, los grupos humanos correspondientes tecnológica y antropológicamente (Hombre de Neandertal) al Paleolítico Medio son mucho más avanzados, debido al efecto de impactos clásicos musterienses. Son mucho más variados los espacios de ocupación comprobados, observándose de forma general una gran continuidad, respecto al Achelense Pleno.

Destacan los hábitats en campo abierto, muy variados, que por ejemplo en el Occidente andaluz, se circunscriben tanto en los rebordes de la Depresión de la Janda (Breuil, 1914, 1917; Hernández-Pacheco, 1915; Ramírez *et al.*, 1989, Fernández-Llèbrez *et al.*, 1987),

como en los medios de piedemontes, donde la ocupación musteriense del Guadalete, en los alrededores de Arcos y Villamartín es significativa (Vallespí *et al.*, 1983-1984; Giles *et al.*, 1989, 1992, 1993), comprobándose unas matizaciones de musterienses en campo abierto de alta montaña, en la Serranía de Ronda, en los alrededores de la Cueva de la Pileta (Vallespí, 1986a).

Por otro lado, existe una clara continuidad respecto a los medios característicos del Surco Intrabético que habían sido poblados en el Achelense Superior, como son el valle Alto del Genil y la Depresión de Granada (Carrasco *et al.*, 1978), los alrededores de Loja (Carrasco *et al.*, 1986), el Norte de la Depresión de Antequera (Benito, 1976; Leiva y Ruiz, 1977), Subbético de Córdoba (Asquerino, 1988), el Poljé de Zafarraya y la Depresión de Alfanate-Alfarnatejo (Ramos Muñoz, 1986, 1988b), alcanzando en la zona de Moreda-Iznalloz-Piñar un foco clásico desde la época de Obermaier (Obermaier, 1916), extendiéndose incluso al sureste, con la ocupación de la Cueva de la Zájara (Cuevas del Almanzara) (Vega Toscano, 1980).

Vamos a asistir en los momentos fríos del Würm a la ocupación de numerosas cuevas, situadas en la dorsal Bética, destacando las bien estratificadas de Zájara I (Vega Toscano, 1980), Carigüela (Piñar) (Lumley, 1969; Almagro *et al.*, 1970; Garralda, 1970), Horá (Darro) (Botella *et al.*, 1986; Benito, 1980), Las Grajas (Archidona) (Benito, 1976), Boquete de Zafarraya (Alcaucín) (Barroso *et al.*, 1983, 1993; Barroso y Hublin, 1994), así como de los medios costeros, donde el Subbético llega prácticamente a plena costa, caso de las cuevas del Montijano (Málaga) (Giménez Reyna, 1946), del Encanto (Torremolinos) (Leiva, 1977), o Gibraltar (Waetcher, 1951, 1953; Stringer, 1994).

Antropológicamente existen importantes evidencias del Hombre de Neandertal, constatado en Carigüela, Gibraltar y Zafarraya (Vallespí, 1986a, con abundante bibliografía).

De este sucinto panorama, comprobamos que en momentos del Würm I y II el medio kárstico andaluz comienza a ser hegemónico, con la vanguardia cultural de una tecnología superior a otros grupos andaluces, caso de los del Guadalquivir y Banda Atlántica, sujetos a una ordenación tipológica en las facies clásicas, con industrias donde predominan la técnica *levallois*, y los tipos de raederas y puntas musterienses, variadas y clásicas; comprobamos una gran adaptación al medio que, aunque es utilizado, se mantiene en planteamientos armónicos, con aprovechamiento de los recursos síliceos superficiales en los enclaves serranos y en los valles, así como de la gran fauna pleistocena.

Se asiste así a un poblamiento prácticamente permanente en dichos enclaves, con un mayor aprovecha-



Fig. 1.- Vista del emplazamiento Paleolítico del Boquete de Zafarraya (Axarquía, Málaga). Foto: P. Cantalejo.



Fig. 2.- Vista del asentamiento Paleolítico Medio de Cueva Horá, en Sierra Harana (Darro, Granada). Foto: A. Santiago.

miento de sus recursos, no sedentario, pero donde los grupos tribales debieron tener una movilidad estacional, como podría demostrar la ocupación del farallón rocoso de la Sierra de Alhama, al norte del río Vélez, alternando estacionalmente para la caza de ciervos en el Würm II, con el hábitat costero de las cuevas de la Bahía de Málaga, básicamente recolectores de mariscos.

El Paleolítico Superior. La montaña como enclave de grandes recursos cinegéticos y de santuarios artísticos

Hacia el 30.000 a.C. asistiremos a un acantonamiento del hábitat regional en la Alta Andalucía "entre las montañas interiores y la costa mediterránea, desde el Peñón de Gibraltar hasta las comarcas del norte de Almería, con su foco más denso en los montes inferiores y los alrededores de la Bahía de Málaga" (Vallespi, 1985).

Ciertos desplazamientos son habituales en el Paleolítico (Gamble, 1986) y reflejan el paso del *Sapiens primigenius*, neandertales y no neandertales, a los *Sapiens Sapiens*. Además, constituye el afianzamiento y mayor control del hombre paleolítico de los medios del

Subbético.

Antropológicamente vamos a comprobar una mayor territorialización, con bandas que ya cuentan con estructuras endogámicas muy consolidadas, relacionadas con medios geográficos definidos.

Los espacios mejor conocidos están en el Subbético de Málaga, con un gran foco cultural en las montañas de la Bahía de Málaga. Pero junto a ellos, las Sierras de Cádiz-Ronda y las que bordean el Alto Guadalhorce registran una ocupación muy definida, que debe aumentar en su registro de evidencias cuando se aborde decididamente el estudio de este período ⁽¹⁾.

Los principales asentamientos con que contamos son: en Málaga, Cueva de Nerja (Nerja) (Jordá, 1986), Cueva Hoyo de la Mina (Málaga) (Such, 1920; Fortea, 1973, 1986), Complejo del Humo (Rincón de la Victoria) (Leiva, 1975), Cueva de la Victoria (Rincón de la Victoria) (Fortea, 1973, 1986; Espejo *et al.*, 1986), Cueva del Higuero (Rincón de la Victoria) (López y Cacho, 1974; Espejo *et al.*, 1986); en Granada, los asentamientos del Pantano de Cubillas (Granada) (Toro y Almohalla, 1979); en Jaén, Peña de la Grieta (Porcuna) (Arteaga *et al.*, 1993); en Córdoba, el Pirulejo (Priego) (Asquerino, 1993); y en Almería, Cueva Ambrosio (Vélez-Blanco) (Ripoll, 1961; Cacho, 1980; Ripoll, 1990).

Para la ordenación diacrónica, cultural y secuencial (Auriñaciense, Solutrense, Magdaleniense), nos remitimos a la gran síntesis de Fortea (1986), con lúcida exposición de la problemática del Paleolítico Superior de Andalucía.

De la distribución de dichos enclaves se confirma el predominio del hábitat en las sierras de la Andalucía Centro-Occidental, Alto Guadalquivir, Costa de Málaga y Sureste.

En el Paleolítico Superior, a partir del Solutrense y en el Magdaleniense (Jordá, 1978), la montaña será lugar decisivo en los enclaves del arte Paleolítico, que van a albergar los grandes santuarios (Jordá, 1978), que son un reflejo fundamental de la superestructura ideológica del hombre moderno ⁽²⁾.

⁽¹⁾ En una perspectiva crítica resulta incomprensible el escaso interés general demostrado por los prehistoriadores de nuestra comunidad hacia el Paleolítico Superior, verdadero momento de eclosión cultural en Andalucía, llamándonos la atención también la ausencia de una política arqueológica que señale prioridades y líneas de necesaria investigación. Sin duda, sin profundizar en el Paleolítico Superior, difícilmente se podrá abordar el gran problema del origen de la economía de producción en el Sur peninsular.

⁽²⁾ En relación a la vinculación del arte rupestre con las cuevas de los medios serranos incide Jordá: "... para el arte rupestre su fijación sobre la roca es consustancial, ya que gracias al carácter permanente de la misma y a su relativa inalterabilidad se nos ha conservado el primer arte parietal" (Jordá, 1978).



Fig. 3.- Cierva grabada Solutrense. Cueva de Ardales (Málaga). Foto: P. Cantalejo.

La ocupación de importantes santuarios en Cueva de la Pileta (Benaolán) (Breuil *et al.*, 1915; Dams, 1978) o en Cueva de Doña Trinidad o de Ardales (Ardales) (Breuil, 1921; Espejo y Cantalejo, 1988; Ramos Muñoz *et al.*, 1992), en el marco de dos áreas de penetración fundamentales como son el río Guadiaro y el río Guadalhorce, marcan, por un lado, los pasos naturales decisivos en el Paleolítico Superior, y por otro, nos indican la territorialización surgida, por las diferencias en el arte (Espejo y Cantalejo, 1988) con los lugares costeros ⁽³⁾.

Otro gran foco de cuevas con manifestaciones artísticas se encuentra en las sierras volcadas a la Bahía de Málaga: Calamorro o del Toro (Benalmádena) (Fortea y Giménez, 1972-1973), Navarro (Málaga) (Sanchidrián, 1981), Higuerón, Victoria y Suizo (Rincón de la Victoria) (Espejo y Cantalejo, 1988a; Espejo *et al.*, 1986) y Nerja (Nerja) (Sanchidrián, 1986).

Otros santuarios a destacar estarían en Cueva de las Motillas (Jerez) (Santiago, 1989), vinculado sin duda a lo que debe representar Cueva de la Pileta y Gibraltar (Giles *et al.*, 1994), y las que marcan un contacto con los focos del arte de Levante, a través de una conexión intuida por sierras de Granada y Jaén en comunicación con el Sureste y la Mancha de Albacete, tal y como atestiguan las cuevas-santuarios de Malamuerzo (Moclín, Granada) (Cantalejo, 1983), El Morrón (Jimena, Jaén) (Sanchidrián, 1982) o del Niño (Ayna, Albacete) (Almagro, 1971).

La gran unidad cultural manifestada por estos santuarios en composición, estilo, temas y la preeminencia

⁽³⁾ Todo ello prueba una adaptación y control del medio kárstico, que se hace notorio incluso en los avances espeleológicos de los hombres solutrenses, ante el control de las cavidades, así como en la propia disposición topográfica de algunos símbolos (Leroi-Gourhan, 1983; Cantalejo, 1983).

de símbolos, puntuaciones, trazos, bastones, sobre las figuras animales, hace de este arte Mediterráneo, un fenómeno abstracto con evidentes contactos culturales (Cantalejo, 1983).

A pesar de ser comunidades tradicionalmente consideradas móviles, hay que contar con factores como la estacionalidad, dado que no dudamos que en hábitats como Nerja, Ardales o Pileta, asistamos a modelos ocupacionales prácticamente semisedentarios.

Culturalmente, vamos a comprobar la consolidación de un desarrollo tecnológico manifiesto, con diferentes tradiciones. Asistimos a un progreso cualificado de las técnicas de talla, así como un perfeccionamiento de los utensilios, generalizándose el empleo del sílex como materia prima, logrando una gran precisión los útiles especializados: raspadores, buriles, perforadores, truncaduras, láminas retocadas, vinculadas a un desarrollo de actividades domésticas, así como a un progreso en las técnicas de caza, con la aparición de arpones y utillajes variados en madera y hueso.

Hay tendencias hacia las culturas de dorsos rebajados, láminas y laminitas con dorso abatido y hacia el Solutrense, con puntas foliáceas y útiles de retoques planos. En el Magdaleniense y Epipaleolítico contrastaremos la importante presencia de los geométricos (Fortea, 1973, 1986).

Estos utillajes enmangados y conformando artefactos compuestos, darán una mayor efectividad a las herramientas, como verdadera proyección de la mano, acercándose cada vez más a implicaciones funcionales en la propia concepción de útiles múltiples.

Además comprobaremos la gran consolidación de las estrategias de caza, con especialización en los ciervos, en los medios serranos del interior y la superespecialización del marisqueo en el foco de la Bahía de Málaga (Jordá, 1986).

El Epipaleolítico como directa continuidad del Paleolítico Superior y sustrato del Neolítico andaluz

Fortea (1986) ha indicado que "el Epipaleolítico andaluz se conoce mal". Históricamente representa la continuidad del Magdaleniense, conllevando cambios y matizaciones tecnológicas que estarán en la base de la neolitización (Fortea, 1973).

De las dos facies del Epipaleolítico peninsular planteadas por Fortea, microlaminar y geométrica (Fortea, 1973), en Andalucía se documentaría la primera con un planteamiento teórico de la continuidad de una facies geométrica, no del todo documentada (Fortea, 1986).

Las bases estratigráficas radican en dos cuevas que

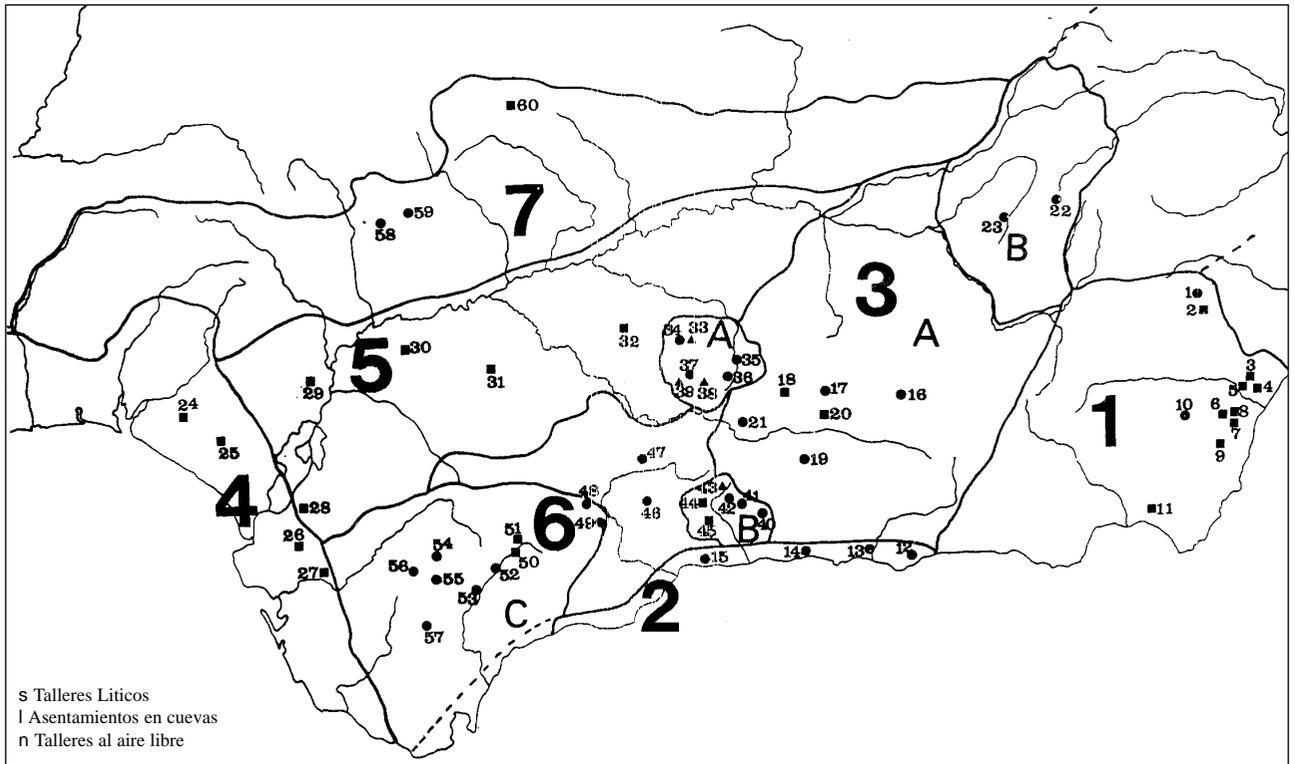


Fig. 4.- Mapa con los espacios y medios económicos del Neolítico de Andalucía.

1.-SURESTE:

- 1 - Cueva Ambrosio (Vélez Blanco).
- 2 - Cerro de los López (Vélez Rubio).
- 3 - Etribaciones de la Sierra Almagrera y de los Pinos (Cuevas de Almanzora).
- 4 - Cabezo del Pajarraco (Burjullú).
- 5 - Las Palas (Cuevas del Almanzora).
- 6 - El Garcel (Antas).
- 7 - Loma de Rutillas (Antas).
- 8 - Cañada del Jurado (Antas).
- 9 - Cuartillas (Mojácar).
- 10 - Cueva del Castillico (Cadbar).
- 11 - Cerro de la Chinchilla (Rioja).

2.-COSTA:

- 12 - Cueva de las Campanas (Gualchos).
- 13 - Cueva del Capitán (Salobreña).
- 14 - Cueva de Nerja (Nerja).
- 15 - Cueva Hoyo de la Mina (Málaga).

3.-ALTA ANDALUCÍA:

- A-Grupos neolíticos puros de la alta Andalucía.
- 16 - Cueva de la Carigüela (Piñar).
- 17 - Cueva de Malalmuerzo (Moclín).
- 18 - Los Castillejos (Montefrío).
- 19 - Cuevas de Alhama de Granada (Alhama de Granada).
- 20 - La Molaina (Pinos Puente).
- 21 - Cueva del Coquino (Loja).

B-Grupos epipaleolíticos neolitizados.

- 22 - Cueva del Nacimiento (Pontones).
- 23 - Valdecuevas (Cazorla).

4.-FRANJA ATLÁNTICA DE CÁDIZ-HUELVA:

- 24 - La Dehesa (Lucena del Puerto).
- 25 - El Judío (Almonte).
- 26 - Mesas de Asta (Jerez).
- 27 - Cuartillo (Jerez).

5.-GUADALQUIVIR Y CAMPIÑAS:

- 28 - Lebrija (Lebrija).
- 29 - El Aljarafe (Sevilla).
- 30 - Los Alcores (Carmona).
- 31 - Cerros de San Pedro y Loma de la Lombriz (Fuentes de Andalucía).
- 32 - Fuente del Pez (Montilla).

6.-SUBBÉTICO CENTRAL Y OCCIDENTAL:

- A-Sierras subbéticas de Córdoba.
- 33 - Fuente del Carmen (Zuheros).
- 34 - Cueva de los Murciélagos (Zuheros).
- 35 - Cueva de la Murcielaguina (Priego).
- 36 - Cueva de los Mármoles (Priego).
- 37 - Cueva de Jarcas y la Mina (Cabra).
- 38 - Fuente de las Palomas (Carcabuey).
- 39 - Llanos de Jarcas (Cabra).

B-Alto Vélez.

- 40 - Cueva de la Fájara (Canillas de Aceituno).
- 41 - Cueva del Espino (Alcaucín).
- 42 - Cueva del Boquete de Zafarraya (Alcaucín).
- 43 - Puerto de los Alazores (Alfarnate).
- 44 - Tajo de Gomer (Riogordo).
- 45 - Peña del Hierro (Cútar).
- 46 - Cuevas de El Torcal (Antequera).
- 47 - Cuevas de la Sierra de la Camorra (Mollina).

C-Sierras de Cádiz-Ronda.

- 48 - Cueva de las Palomas (Teba).
- 49 - Cueva de Ardales (Ardales).
- 50 - Ronda (Ronda).
- 51 - Acinipo (Ronda).
- 52 - Cueva del Gato (Ronda).
- 53 - Cueva de la Pileta (Benaolán).
- 54 - Cueva de la Dehesilla (Algar).
- 55 - Cueva del Picado (Jerez).
- 56 - Cueva del Parralejo (Jerez).
- 57 - Cueva de las Motillas (Jerez).

7.-SIERRA MORENA:

- 58 - Los Covachos (Almadén de la Plata).
- 59 - Cueva Chica de Santiago (Cazalla de la Sierra).
- 60 - Olivar de las Patudas (Hinojosa del Duque).

conectan unas ricas secuencias desde el Paleolítico Superior al Neolítico. En ellas, el Epipaleolítico se documenta en Cueva de Nerja, niveles 13 y 12 de la Sala de la Mina -Excavaciones de F. Jordá- (González Tablas, 1986), y en Cueva Hoyo de la Mina (Málaga), Nivel

Tardenoiense de Such-Epipaleolítico Microlaminar de Fortea (Such, 1920; Fortea, 1973).

Por tanto, respecto a la evolución del poblamiento de las montañas, nos interesa destacar que el importante foco Magdaleniense de las sierras que bordean la Bahía

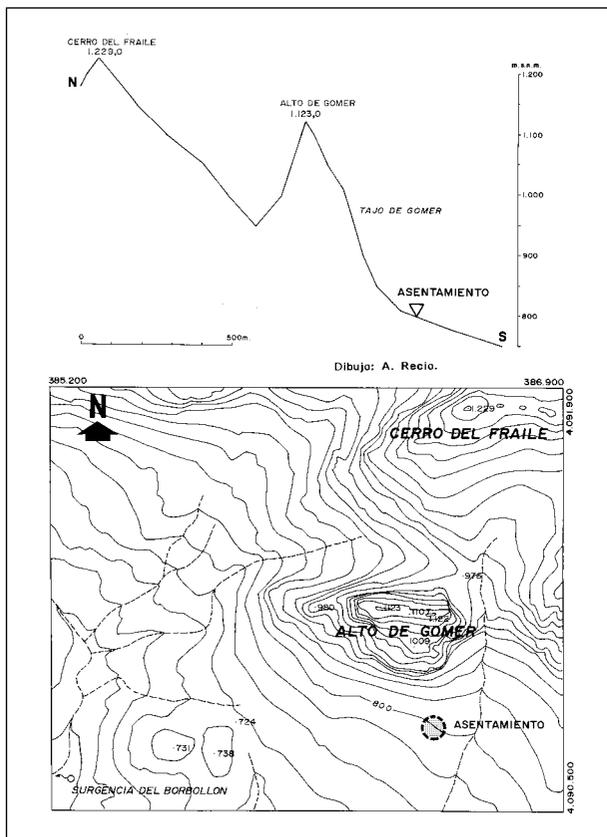


Fig. 5.- Situación del asentamiento Neolítico al pie del Tajo de Gomer, y su área de ocupación aproximada (Riogordo, Málaga).

de Málaga perdura, con formas económicas similares, durante el Epipaleolítico (10.000 a 6.000 a.C. aproximadamente), con matizaciones tecnológicas, tendentes a una reducción tipométrica de los utensilios, buenos porcentajes de láminas con borde abatido (17-20%), mayor presencia de raspadores que de buriles, salvo en Nerja, buenas series de muescas y denticulados, documentación de perforadores y cantos trabajados para las actividades del marisqueo, y modesta pero sustantiva constatación de un débil componente geométrico (Ramos Muñoz, 1988-1989).

La importancia cultural del Epipaleolítico va a radicar en que en él se conforman las bases poblacionales autóctonas de los poblamientos neolíticos.

Estamos comprobando que las tecnologías líticas del Neolítico tienen un gran componente de tradiciones previas y que los grandes cambios que conlleve la economía de producción matizarán períodos de ensayos y adaptaciones a las nuevas tecnologías y medios ambientes, y que dicho proceso va a ser un fenómeno que se producirá en el Holoceno, en el período cultural denominado Epipaleolítico.

Junto al foco de las sierras de la Bahía de Málaga, se constata un importante poblamiento en Sierra Morena,

en las sierras de Segura y Cazorla, en los yacimientos de Cueva del Nacimiento (Pontones) -Nivel III de las Excavaciones de Asquerino- (Rodríguez, 1979; Asquerino y López, 1981) y Valdecuevas (Cazorla) - Nivel B, Capa III- (Sarrión, 1980). Se relacionarían para Fortea (1971, 1973), con las facies geométrica, que él había estudiado en Cueva de la Cocina, en la Sierra de Martés (Dos Aguas, Valencia), y que recientemente ha sido magistralmente analizada con modernos sistemas de renovación analítica por Barandiarán y Cava (1985), en los rebordes montañosos del valle Bajo del Ebro, Botiquería dels Moros (Mazaleón, Teruel) y Costalena (Maella, Teruel) (Barandiarán y Cava, 1988).

Por ello, valora acertadamente Fortea (1986), la importante conexión del sustrato epipaleolítico, como base importante en la neolitización, desde el valle bajo del Ebro, hasta las sierras de Cazorla y Segura, por todas las sierras del Sistema Ibérico.

Se ha planteado también la ocupación epipaleolítica de Cueva Ambrosio (Vélez-Blanco, Almería) (Suárez, 1981), que representa la continuidad del rico foco superopaleolítico del sureste, en clara conexión según J. Fortea, con el importante foco del Epipaleolítico microlaminar tipo Mallaetes, que comienza a despuntar en la región murciana, documentado en Abrigo del Búho (Mula, Murcia), Cueva de los Zagales (Jumilla, Murcia) y Cueva del Monje (Jumilla) (Martínez Andreu, 1983).

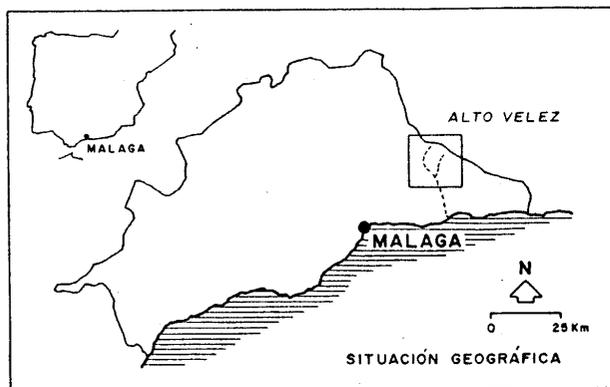
Además es importante la amplia serie de asentamientos al aire libre, considerados epipaleolíticos en el Subbético de Córdoba, que para nosotros se encuadrarían mejor en momentos ya neolíticos, y que reflejan marcos tecnológicos del sustrato, y que definen el Subbético de Córdoba, como zona de vital importancia para la conexión del Paleolítico Superior con el Neolítico (Asquerino, 1987).

Por tanto, a pesar de los problemas estratigráficos y tipológicos que nos presenta el Epipaleolítico en Andalucía, en la investigación futura estamos convencidos que aportará numerosas claves sobre la formación del Neolítico. Así, Acosta (1983) ha llegado a indicar que no se puede explicar satisfactoriamente el dónde, cómo y cuándo del neolítico meridional español por la falta de conocimientos de las raíces directas y del sustrato.

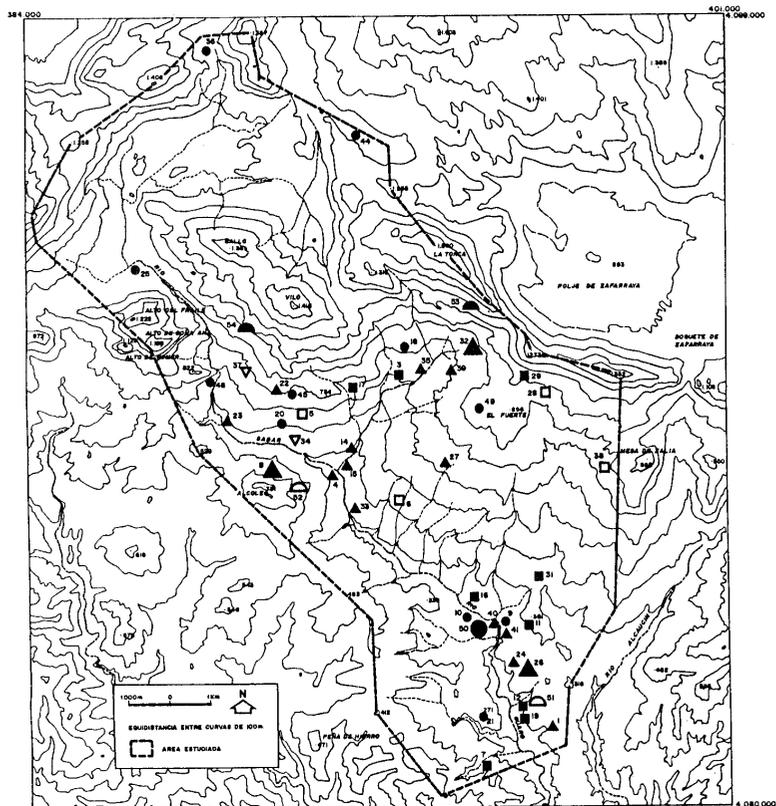
LA CONSOLIDACIÓN DEL HÁBITAT PERMANENTE

Planteamiento histórico espacial del Neolítico en Andalucía. Tipos de hábitats en relación a los medios naturales

El Neolítico en Andalucía se va a desarrollar cronológicamente del VI al IV milenios a. C. Representa la



- POBLADO (Po)
- ▲ GRAN TALLER (Gt)
- ▲ ARTE RUPESTRE ESQUEMATICO (Are)
- ◐ ENTERRAMIENTOS EN CISTAS (Ec)
- ▲ PEQUEÑO TALLER (Pt)
- ASENTAMIENTO (As)
- INDETERMINADO (Id)
- HALLAZGO LITICO AISLADO (Hla)
- ▽ PULIMENTO AISLADO (Pa)



- | | |
|---|---|
| 1 - (Pt) ANTIGUA ESTACION DE LOS HOMANES | 27 - (Pt) HOYO ANGUITA |
| 3 - (Id) BAÑOS DE VILO | 28 - (Hia) KILOMETRO 26 FERROCARRIL VELEZ A VENTAS |
| 4 - (Pt) BAR CONGO | 29 - (Id) LA TORRECILLA |
| 5 - (Hla) CAMINO AL CORTIJO DE LA CUEVA | 31 - (Id) LLANO DE LA MATANZA |
| 6 - (Hla) CAMINO AL MOLINO DE LOS ARCOS | 32 - (Gt) HERRERA |
| 7 - (Id) CASA DE NAITA | 33 - (Pt) MOLINO DE LOS ARCOS |
| 8 - (Gt) CERRO ALCOLEA | 34 - (Pa) MONDRON |
| 9 - (As) CERRO AL ESTE DE CAPELLANIA | 35 - (Pt) PUENTE DEL GUAR KM. 13 CARRETERA DE ALFARNATE A PERIANA |
| 10 - (As) CERRO AL SUR ESTE DE BALLESTEROS | 36 - (As) PUERTO DE LOS ALAZORES |
| 11 - (Id) CERRO BALLESTEROS | 37 - (Pa) PULGAR IN |
| 12 - (Id) COLINA DE LOS ASPERONALES | 38 - (Hia) SENDA AL COLLADO |
| 14 - (Pt) CONFLUENCIA DE LOS RIOS SABAR Y GUARO | 39 - (Pt) TAJO DE LOS PEDERNALES |
| 15 - (Pt) CORTIJO BECERRIL | 40 - (Pt) TALLER DE CAPELLANIA |
| 16 - (Id) CORTIJO CARRERA | 41 - (Pt) TALLER SITUADO A 300 M. AL SUR DE CAPELLANIA |
| 17 - (Id) CERRO BALLESTEROS | 44 - (As) VENTA DE LA LECHE |
| 18 - (As) CORTIJO EL CERRILLO | 45 - (As) ABRIGO DEL CORTIJO DE LA CUEVA |
| 19 - (Id) CORTIJO GUERRERO | 48 - (As) ABRIGO DEL TAJO DOÑA ANA.2 |
| 20 - (As) CORTIJO LAS PALOMAS | 49 - (As) COMPLEJO DE LAS MEZQUITAS |
| 21 - (As) CORTIJO LUCENA | 50 - (Po) CERRO DE CAPELLANIA |
| 22 - (Pt) CORTIJO PULGARIN | 51 - (Ec) CISTA DE LA COLINA DE LOS ASPERONALES |
| 23 - (Pt) CORTIJO SABAR | 52 - (Ec) CISTAS DEL CERRO ALCOLEA |
| 24 - (Pt) CORTIJO VIVO | 53 - (Are) ABRIGO DE MARCHAMONAS.3 |
| 25 - (As) FUENTE DEL CONEJO | 54 - (Are) ABRIGOS DE LOS TAJOS DEL VILO 1 Y 2 |
| 26 - (Gt) HERRERA | |

Fig. 6.- Entorno geográfico de los yacimientos del Calcolítico-Bronce de las Cuencas de los ríos Sábar y Guaro. (Alto Vélez, Málaga).

consolidación definitiva del poblamiento estable, prácticamente en todos los grandes medios naturales, y conlleva el definitivo poblamiento permanente con continuidad antropológica hasta nuestros días. Su problemática siempre se debe relacionar con los orígenes de la agricultura y la ganadería.

Con el Neolítico debe asociarse la idea de "necesidad", como factor de cambio, para acceder a nuevos modelos de obtención de las formas de sustento, de producción de las formaciones sociales. Sin duda, las diversas formas económicas que desembocarán hacia la agricultura y la ganadería en los diversos medios naturales nos van a marcar escalas cronológicas y también adaptaciones culturales diferentes.

Frente a las ideas tradicionales, aún en boga, (Pellicer y Acosta, 1982, 1986, 1990; Pellicer, 1986) creemos que la agricultura, con todo lo que representa de nuevo modelo de relaciones del hombre con el medio, no puede surgir en forma extensiva, en los enclaves serranos de piedemontes. Por el contrario debe asociarse a los modelos hidráulicos, de valles y vegas de los grandes ríos, aprovechando las crecidas en las fértiles vegas y campiñas inmediatas.

Por ello vamos a comprobar en el Neolítico, que la campiña litoral y la banda atlántica andaluza, así como la cuenca del Guadalquivir, van a recobrar una importancia en la dinamización cultural que había sido perdida en el Achelense Superior.

El fenómeno que comienza a comprobarse de una manera cada vez más fehaciente, del Guadalquivir como área nuclear de expansión y desarrollo de una agricultura intensiva del cereal de secano (Nocete, 1986, 1989), acarreará importantes cambios sociológicos y, a la larga, políticos.

La intensificación de las fuerzas productivas, la acumulación de excedentes agrícolas, sobre todo de cereales (trigo, avena, cebada), van a representar la ruptura de un equilibrio ecológico del hombre con el medio, y de éste con el propio hombre, puesto que se generará una desintegración de las estructuras tribales, con una división social del trabajo y una creciente jerarquización social de los grupos que controlan los excedentes de la producción y los medios de reproducción del sistema. Este fenómeno que brillantemente había sido vislumbrado por Gordon Childe, es hoy uno de los grandes debates de la Prehistoria (Childe, 1936), en el que no entramos por razones obvias de lugar y espacio.

La aplicación en Andalucía de estos niveles teóricos y económicos, marcará nuevas formas de interpretación antropológicas y culturales, pero a la vez geoarqueológicas, dado que a partir del Neolítico las relaciones del hombre con el medio se transforman, y comenzará un

proceso de tala y deforestación en los enclaves serranos, por nuevas necesidades de madera, así como para ganar terreno al bosque, provocando las primeras erosiones por factores antrópicos, con acumulaciones de sedimentos en los valles y antiguas ensenadas. En campiñas y piedemontes de fértiles tierras, la intensificación de la agricultura representará a la larga un empobrecimiento de las tierras, llegando pronto a la utilización de sistemas de barbechos.

Tecnológicamente, las materias primas y, en general, la tecnología lítica, va a conllevar un cambio decisivo, adaptándose a las nuevas necesidades, tanto agrícolas, con la aparición de los elementos de hoz (Ramos Muñoz, 1988-1989, 1990-1991), como a los utillajes de deforestación: material pulimentado en rocas básicas, utillajes campañoides (Vallespí *et al.*, 1988) y grandes cepillos (Ramos Muñoz, 1990).

Antropológicamente, en el Neolítico y en su continuidad cultural en la Prehistoria Reciente, comprobaremos la consolidación de comunidades cada vez más asentadas en sus medios, que en principio en el Neolítico Medio y Final adoptarán un modelo "semisedentario", para llegar a ser plenamente sedentarios en los inicios de la Edad del Cobre.

El sedentarismo, la economía de producción intensiva, la acumulación de excedentes y los inicios de la desintegración de las estructuras tribales, conllevarán la aparición de aparatos políticos de "Estado" (Nocete, 1990; Kristiansen, 1991), con el surgimiento de sistemas burocráticos y de fenómenos religiosos de dominación. Por todo ello, es adecuado hablar de "Revolución Neolítica" (Childe, 1936; Manzanilla, 1988).

Tradicionalmente, el Neolítico se asociaba prácticamente con asentamientos ubicados en cuevas, acuñándose la terminología de "Neolítico de las Cuevas" (Bosch, 1932), que estuvo en aplicación hasta prácticamente los años 70-80 (Navarrete, 1976). Esto tiene un fondo de razón en el sentido de que, aún hoy día, el mayor número de asentamientos neolíticos están en cuevas, adaptados en la distribución espacial de medios del Subbético, desde las sierras de Cádiz-Ronda, por el occidente a los rebordes sur y norte del Surco Intrabético. Por el sur, abundan en las sierras tipo Tejeda-Almijara en Málaga, llegando incluso los sistemas kársticos a la costa. Se prolongan por el surco Intrabético en Granada, hasta Murcia. Por el norte son muy numerosas en Sierra Morena, con conexión hacia Levante y el Sistema Ibérico.

En los últimos años, la proliferación de asentamientos en superficie debe cuestionar tal terminología y orientarse hacia nuevas perspectivas espaciales.

El enfoque tradicional de Acosta y Pellicer (1990) planteó que "el Neolítico se extiende progresivamente

por toda Andalucía con un supuesto foco originario en las Sierras de Cádiz que forman las estribaciones occidentales de la Cordillera Subbética (Cuevas de la Dehesilla y el Parralejo), con expansión hacia las zonas bajas de las marismas del Guadalquivir y de la costa (Arcos de la Frontera, Lebrija y Chipiona), hacia la Sierra Morena flanqueando el Guadalquivir (Cueva Chica de Santiago y Huelva), hacia las Sierras de Córdoba (Cuevas de los Mármoles y de los Murciélagos), remontando el curso de los ríos Guadalquivir (Cueva de la Mujer y la Carigiüela en Granada) y penetrando igualmente en la zona costera de Málaga (Cueva de Nerja)".

Los grupos de las cuevas del Subbético andaluz están en macizos calizos, en medios geográficos típicos de grupos culturales retardatarios, ante las limitaciones que ofrece el medio, caracterizados por economías mixtas (Rubio de Miguel, 1986, 1988), en base a actividades autárquicas, aún depredadoras, caza, recolección vegetal e incluso pesca y marisqueo, continuadores de los viejos modos de vida del Paleolítico Superior, como bien demuestran Nerja en la Sierra Almirajara, junto a la costa de Málaga (Pellicer y Acosta, 1986), o Dehesilla, en las estribaciones occidentales de la Sierra de Grazalema (Acosta y Pellicer, 1990). Por otro lado, dichos enclaves serranos tienen posibilidades de agricultura de montaña y sobre todo de ganadería (Acosta y Pellicer, 1990).

Aunque los emplazamientos de las cuevas en los sistemas montañosos están abiertos a valles o a campiñas, como ocurre en las Sierras de Cádiz, en el reborde NE de los embalses de Bornos-Arcos, estos terrenos no permiten una agricultura de la calidad que podía ofrecer el valle del Guadalquivir como gran río colector y las campiñas, como las de Jerez, Sevilla, Córdoba y Jaén, o las propias marismas del Guadalquivir (Ramos Muñoz, 1988-1989).

Frente a la idea tradicional del foco neolítico dinamizador en las sierras de Cádiz, consideramos que el fenómeno es mucho más complejo. Por ello organizamos el Neolítico de Andalucía en siete áreas (Ramos Muñoz, 1988-1989). Unificamos criterios geográficos, en cuanto a la homogeneidad de las grandes estructuras morfológicas, con los matices y niveles económicos y tecnológicos de las comunidades neolíticas. Se trata de (fig. 4):

- Sureste
- Costa de Málaga-Granada
- Alta Andalucía (con grupos neolíticos puros y grupos epipaleolíticos neolitizados)
- Franja Atlántica de Cádiz-Huelva.
- Guadalquivir y campiñas.
- Subbético Central y Occidental
- Sierra Morena.

Los estudios económicos, faunísticos y tecnológicos de los artefactos líticos, vienen a demostrar que las áreas serranas, lejos de ser lugares de vanguardia cultu-

ral, mantienen formas retardatarias, que en lugares como Valdecuevas y Nacimiento, en las sierras de Cazorla y Segura, son la expresión de grupos humanos muy adaptados a los enclaves ecológicos de una montaña media, y que ofrecen cuadros arqueológicos conservadores y retardatarios, anclados en tradiciones epipaleolíticas (Asquerino y López, 1981). Los análisis faunísticos de cueva del Nacimiento (Pontones) reflejan la presencia de cabra, cerdo y oveja domesticados, junto a grandes cantidades de jabalí, comprobando que se trata de una economía pastoril no muy desarrollada, donde la caza tendría aún un importante papel (Asquerino, 1983, 1984).

El Subbético Central y Occidental, que configura una gran unidad cultural en el Neolítico, cuenta con las tres áreas sugeridas, prácticamente por las propias circunstancias de la investigación (Ramos Muñoz, 1988-1989).

En las Sierras de Cádiz y Ronda se cuenta con dos estratigrafías sustanciales como son Cueva del Parralejo (Jerez) (Pellicer y Acosta, 1982) y Cueva de la Dehesilla (Algar) (Acosta y Pellicer, 1990). Han permitido a sus excavadores definir un Neolítico Antiguo, con continuidad en todo el desarrollo del Neolítico.

Definido por altas cronologías (VI milenio a.C.), Cueva de la Dehesilla (Algar) mantiene formas económicas auténticamente retardatarias en sus momentos iniciales, con predominio de economía cazadora, donde la ganadería ocuparía un secundario complemento. Hay huellas de recolección de vegetales, como bellotas, y no se conservan restos de malacofauna, siendo grupos muy limitados a sus medios serranos, donde en los comienzos del Neolítico no se evidencian formas de agricultura, que sí se constatan en el Neolítico Medio y especialmente en el Neolítico Final (Acosta, 1986).

Respecto a los asentamientos de estas sierras, a pesar de la falta de prospecciones, son numerosos, destacando las siguientes cuevas, junto a las mencionadas, Picado (Jerez) (Mora Figueroa, 1970), Benaocaz (Guerrero, 1981-1982, 1985), Motillas (Jerez) (Santiago, 1983), Gato (Cabrero, 1976), Pileta (Benaoján) (Navarrete, 1976); así como numerosas localizaciones al aire libre, en el casco urbano de Ronda y en Acinipo (Ronda) (Aguayo y Carrilero, 1985; Aguayo *et al.*, 1986, 1988).

El Subbético de Córdoba (Gavilán, 1989) cuenta con la importante secuencia de la Cueva de los Murciélagos (Zuheros), básica para la comprensión estratigráfica de la zona durante el Neolítico Medio (Vicent y Muñoz, 1973).

En los últimos años ha habido una gran labor de estudios a cargo de M.D. Asquerino y B. Gavilán, documentando importantes asentamientos como Llanos de Jarcas (Cabra), Fuente de las Palomas (Carcabuey),

Fuente del Carmen (Zuheros) (Asquerino, 1987; Gavilán, 1988); asentamientos al aire libre, unidos a numerosas cuevas, como Jarcas y la Mina (Cabra) (Gavilán, 1985), Mármoles (Priego) (Asquerino, 1986), Murcielaguina (Priego), Huerta Anguita (Priego), Tocino (Priego), Inocentes (Priego) (Gavilán, 1986, 1987).

Cuentan con complejos cerámicos y líticos del neolítico andaluz, enmarcables perfectamente con las series líticas del Alto Vélez en Málaga (Ramos Muñoz, 1988-1989).

Para Asquerino (1987) los grupos epipaleolíticos se llegaron a neolitizar, dejando unas importantes huellas en las comunidades neolíticas. De todos modos son grupos básicamente ganaderos, donde la caza aún logra cierta importancia, y donde la agricultura es tardía y en modo alguno intensiva.

El Alto Vélez en Málaga constituye un área novedosa de ocupación del Neolítico Medio-Final. Por los patrones de asentamientos, tipos cerámicos y tecnología lítica se enmarcaría plenamente en los grupos neolíticos del Subbético, paralelizable al Subbético de Córdoba y al Neolítico de la Alta Andalucía, con asentamientos como Los Castillejos (Montefrío) (Arribas y Molina, 1979) y con el Neolítico Medio-Final de la Cueva de la Carigüela (Piñar) (Pellicer, 1964; Navarrete, 1976; Martínez Fernández, 1985).

Geográficamente, se ubican los asentamientos en la falda sur de las sierras de Tejeda y Alhama (Ramos Muñoz, 1988b), en pequeñas cuevas o abrigos: Fájara (Canillas de Aceituno), Zafarraya (Alcaucín), Guaycos (Periana), Espino (Alcaucín) (Martín Córdoba, 1988, 1989), y en asentamientos al aire libre de los piedemontes de dichas sierras, como Tajo de Gomer (Riogordo) (Ramos Muñoz y Martín Córdoba, 1987), o en pequeños cerros aislados como la Peña del Hierro (Cútar) o Casa de la Herriza (Periana) (Martín Córdoba, 1984-1985), con un pequeño taller de sílex en el Puerto de los Alazores (Alfarnete), en un rellano de la sierra del Jobo.

Son grupos de pastores y agricultores, sobre todo los del piedemonte y del flysch de Colmenar-Periana, que llegan incluso a aprovechar los recursos de mariscos de la costa cercana, donde la agricultura intensiva no se atestiguará hasta bien entrada la Edad del Cobre, como confirma la excavación del poblado de Cerro de Capellania (Recio Ruiz *et al.*, 1986)⁽⁴⁾.

El Neolítico de la Alta Andalucía con manifestaciones puras está bastante bien documentado por la

⁽⁴⁾ El estudio del Cerro de Capellania está a cargo de E. Martín, en el marco de su Tesis Doctoral en la Universidad de Sevilla, titulada: "La secuencia del Cerro de Capellania y la ordenación de las industrias de superficie del Alto Vélez (Málaga)", con la dirección de E. Vallespí y J. Ramos.



Fig. 7.- Panorámica del Alto río Sábar (Alfarnatejo, Málaga). Foto: J. Ramos.

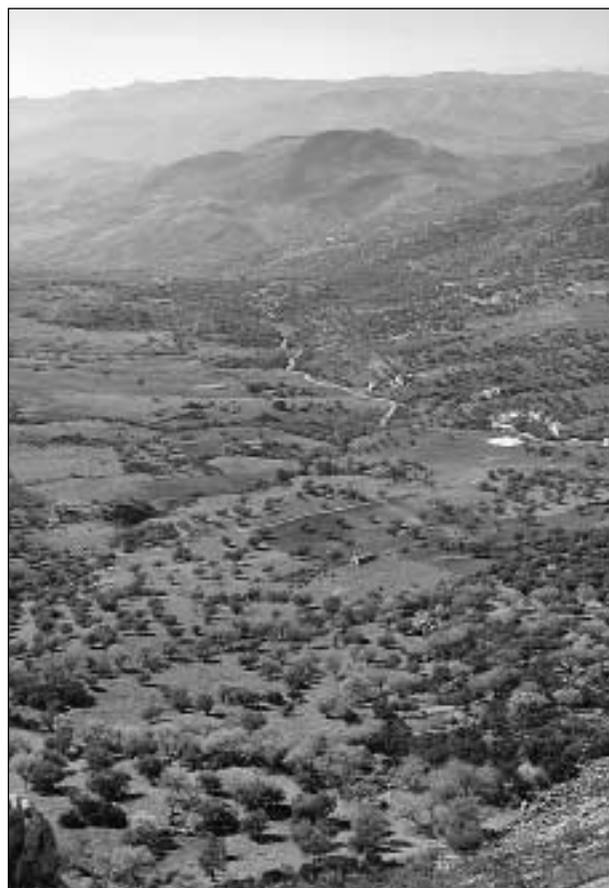


Fig. 8.- Perspectiva del paso natural del río Guaro (Alto Vélez, Málaga). Al fondo, Cerro Alcolea. Foto: P. Cantalejo.

secuencia estratigráfica de Cueva de Carigüela (Piñar) (Pellicer, 1964), que permite ordenar desde el Neolítico Antiguo al Final de la zona. Para las últimas etapas del Neolítico Reciente y Final se cuenta también con el asentamiento de Los Castillejos (Montefrío) (Arribas y Molina, 1979).

El estudio de su tecnología lítica, y de la fauna, así como la ausencia de unas bases documentales de agricul-



Fig. 9.- Abrigo con arte esquemático de Marchamonas (Periana, Málaga). Foto: P. Cantalejo.

tura intensiva del cereal, van a demostrar la importancia de actividades relacionadas con el uso de la madera, por la importante constatación de cepillos, raspadores y perforadores. Son utillajes más desarrollados que los de los grupos costeros de Málaga-Granada, pero el propio medio les va a limitar, respecto a otras áreas novedosas, como las campiñas y vegas del Guadalquivir.

Esta situación de los enclaves serranos contrasta grandemente con las áreas de la Franja Atlántica de Cádiz-Huelva y de la Campiña y el valle del Guadalquivir, donde a pesar de los escasos datos actuales, es posible augurar un complejo cultural diferenciado en el seno del mediodía peninsular.

Se caracteriza por asentamientos al aire libre, como los de la Dehesa (Lucena del Puerto) y El Judío (Almonte) (Piñón, 1988); en Cádiz está documentado en Mesas de Asta (Jérez) (Esteve, 1941), o Cuartillo (Jerez) (Ramos Muñoz *et al.*, 1990). Se trata de medios cercanos a la antigua costa y a los esteros del Guadalquivir o, en el caso de Cuartillo, en la campiña del curso bajo del Gaudalete.

La Banda Atlántica se beneficia de los recursos marinos de la costa, contando también con la posibilidad del aprovechamiento de buenas tierras de las campiñas inmediatas, caso de La Tierra Llana de Huelva o de la Campiña de Jerez.

En estos grupos, en momentos del V milenio a.C., las actividades agrícolas alcanzan un mayor peso que en el Subbético, fenómeno documentado por la tecnología lítica, con mayor peso de láminas con lustre de cereal, molinos y moletas.

Por su parte, los asentamientos del Guadalquivir y campiña inmediata, denotan un área novedosa, con tecnología lítica muy avanzada, que deben estar en la base de una economía productiva importante, desde los orígenes del Neolítico. Se documenta por los asentamientos de

Lebrija (Caro, 1991), Aljarafe de Sevilla (Acosta, 1986), Los Alcores (Carmona) (Acosta, 1986), Cerro de San Pedro y Loma de la Lombriz (Fuentes de Andalucía-Carmona) (Fernández Caro, 1989), el taller de Fuente del Pez (Montilla) (Asquerino, 1987, 1988b) o Peña de la Grieta (Pacuna) (Arteaga *et al.*, 1993).

Problemas geomofológicos y vacíos en la investigación explican el poco control ejercido sobre este tipo de yacimientos, puesto que las colmataciones sedimentarias han sido muy fuertes en el gran río colector y en sus afluentes. En esta área, las cualidades de las tierras de las campiñas del Guadalquivir posibilitaron unos modos de economía de producción mucho mayores que en las sierras (Ramos Muñoz, 1988-1989).

Por tanto, el Neolítico se manifiesta en el sur peninsular como un período de plenitud en el poblamiento comarcal, constituyendo el definitivo hábitat permanente, con grandes diferencias tecnológicas y culturales en cuanto a las adaptaciones a los diferentes medios naturales. Los enclaves serranos serán retardatarios y conservadores, vinculados con formas económicas de la tradición del Paleolítico Superior y Epipaleolítico, dado el importante peso aún alcanzado por la caza. En ellos, la ganadería representará un mayor peso que la agricultura, que será tardía y secundaria en cuanto a las formas de sustento. Comprobaremos un aprovechamiento significativo de los recursos silíceos de los enclaves kársticos, de los buenos paquetes de sílex mesozoicos y terciarios. Además, se comienza a utilizar de forma significativa la madera y asistimos a las primeras acciones de transformación del medio por parte del hombre.

Vemos, pues, que el Subbético es un medio interesante durante el Neolítico, pero no queda adscrito por su tecnología lítica, como enclave dinámico y renovador, a pesar de sus altas dataciones actuales, llegando a las formas de producción intensivas mucho después que el Guadalquivir y las Campiñas.

La Edad del Cobre. Consolidación del poblamiento neolítico. La montaña como gran fuente de recursos. Los fenómenos de deforestación

La Edad del Cobre en los núcleos de montaña de Andalucía está directamente vinculada con áreas dinámicas situadas sobre todo en la Baja Andalucía-suroeste, Alta Andalucía (Campiñas de Jaén-Córdoba) (Arteaga, 1985; Arteaga *et al.*, 1986, 1993; Martín de la Cruz, 1991) y sureste (Arribas *et al.*, 1976; Molina, 1983).

Siendo las bases económicas y sociales de dichos grupos humanos sustancialmente agrícolas, con un gran peso de la ganadería, veremos como, por medio de los pasos naturales importantes, habrá una especie de colonización sistemática de las sierras, para usos variados.

Cronológicamente cubre el desarrollo del III milenio a.C. Tradicionalmente se ha ordenado en función de los criterios normativos de los estilos cerámicos. La etapa de transición del Neolítico Final al Calcolítico inicial se define por fuentes con carena baja de amplios diámetros (Martín de la Cruz, 1985). El Cobre Antiguo y Pleno, por platos con bordes engrosados (Arribas y Molina, 1979). El Cobre Final por la aparición de cerámicas campaniformes (Harrison, 1977).

Frente a este modelo ya tradicional, los sistemas de ordenación cultural deberán basarse cada vez más en criterios tecnológicos y económico-sociales, donde los elementos productivos del "trabajo" van a ayudar mejor a las propias definiciones culturales. En dicho marco la tecnología lítica y la adaptación de esta a los diferentes medios naturales tiene mucho que decir.

Los estudios recientes en un área nuclear importante, como es el Alto Valle del Guadalquivir, en las campiñas de Jaén (Nocete, 1989), demuestran la consolidación de sociedades agrarias, donde existen auténticas concentraciones de excedentes de la producción en los poblados, con artesanías especializadas y con división social del trabajo. Dichas sociedades serán cada vez más jerarquizadas, desembocando en formaciones políticas de "Estado".

Arqueológicamente, estas divisiones se comprueban en poblados fortificados que dominan el entorno circundante, en la desigualdad de los ajueres en los enterramientos colectivos, y en la clara dependencia funcional de unos asentamientos respecto a otros. Igualmente se documenta en los poblados importantes el fenómeno de los "campos de silos", como expresión de la acumulación de dichos excedentes agrícolas (Carrilero *et al.*, 1982).

Los estudios paleoecológicos, paleobotánicos, de las series polínicas y paleontológicos de los huesos de animales de las excavaciones recientes demuestran que el paisaje de bosque era mucho más extendido. Estos estudios, realizados sobre todo en Granada, han permitido documentar especies de animales de biotopos mucho más húmedos y de bosques, como castores en el poblado de Cuesta del Negro (Purullena), o nutrias en Cerro de la Virgen (Orce) (Driesch y Von den, 1972; Boessneck, 1974). "En los altiplanos dominarían los bosques de tipo mediterráneo, que alternaban con algunas zonas abiertas de vegetación esteparia, especialmente extendida por las comarcas de Baza y Huéscar. Las depresiones y valles estarían cubiertos por bosques caducifolios mixtos, que se continuaban por las pendientes montañosas, mientras los pinares cubrían las faldas más altas de las sierras" (Molina, 1983).

En los enclaves serranos, "la vegetación va a comenzar a degradarse de una manera creciente desde

finales de la Edad del Cobre debido a la acción humana y a la de los rebaños de animales domésticos" (Molina, 1983).

Un factor decisivo en la utilización de la montaña durante la Edad del Cobre será la búsqueda por grupos metalúrgicos de los afloramientos de filones de sulfuros y carbonatos de cobre, documentados geológicamente en la Alta Andalucía. Así los altiplanos granadinos y los pasos hacia Sierra Morena estarán jalonados por asentamientos, como El Malagón (Cúllar-Baza), que son auténticos poblados de mineros (Arribas *et al.*, 1978).

La metalurgia va a comenzar a alcanzar un peso cada vez más importante a partir de la Edad del Cobre. Aún tratándose de una tecnología de fundición muy rudimentaria (Blanco, 1979), es un componente básico, aparte del mineral, el combustible de madera. Por ello, el fenómeno de la deforestación va a comenzar a ser significativo en los enclaves serranos y en los altiplanos. Además, la importancia de ganar terreno al bosque por la agricultura de montaña y el efecto mismo del ganado son fenómenos que inciden en la transformación del medio kárstico debido a la acción humana.

La tecnología para afrontar dichas actividades productivas es fundamentalmente lítica y se va documentar en una serie de "talleres" donde se produzcan dichos elementos básicos. Enrique Vallespí ha explicado magistralmente dicho fenómeno abriendo una importante línea de trabajo en la Prehistoria andaluza, "... la abundancia y peculiaridad de un instrumental macrolítico, dominado por las hachas talladas y pulimentadas, muescas y denticulados de sílex y bolas de rocas tenaces, y picos de sílex, y el aspecto campioide de esta industria de sílex, sugeriría su interpretación como un grupo de deforestadores y trabajadores de la madera, en los que estaría presente una actividad de búsqueda de minerales de utilización metalúrgica" (Vallespí y Cabrero, 1980-81).

De un modo general, las redes de talleres de sílex se extiende por el Subbético, bien controladas desde el Alto Vélez, flysch de Colmenar-Periana y río Turón en Ardales, hasta la Serranía de Ronda, en la provincia de Málaga; en las estribaciones occidentales de las Depresiones de la Janda y curso medio-alto del Guadalete en Cádiz; en el Valle del Guadalquivir, a lo largo de sus campiñas de Jaén y Sevilla, con extensiones en la orla atlántica, de la Depresión gaditana del río Barbate a la Tierra Llana de Huelva, y en las estribaciones de Sierra Morena, en su extremo occidental, de la Sierra de Aracena y El Andévalo (Vallespí *et al.*, 1988).

La materia prima fundamental que aportan los talleres del Subbético es el sílex, que aparece en forma de nódulos y estratos en las formaciones mesozoicas y terciarias, llegando a su extracción por parte de las comunidades prehistóricas incluso por medio de minas o pozos, en busca de los buenos *filones*, como ocurre en Cerro

Alcolea (Periana), al pie de la Sierra de Alhama (Ramos Muñoz, 1986b). En otros enclaves, son las cuarcitas las que utilizan sistemáticamente, como en Marchamonas (Periana) (Ramos Muñoz, 1986). La importancia en la explotación del sílex desde estos lugares de "facies de cantera", situados en las sierras del Subbético, conllevó auténticas redes de intercambio hacia lugares lejanos de campiñas y vegas. Este sistema se basaba en la gran calidad del sílex que era trabajado en forma industrial, obteniendo soportes laminares que servirían de elementos simbólicos en los enterramientos dolménicos y como tecnología de producción básica en las labores agrícolas (Ramos Muñoz, 1991).

Además de la explotación minera del sílex en el Occidente de Andalucía, en el río Guadalete se ha comprobado en Fuensanta (Arcos de la Frontera) la utilización de dicho intercambio en base a guijarros del Guadalete, en la presierra de Cádiz, en el reborde occidental de la Sierra de Grazalema (Ramos Muñoz *et al.*, 1990-1991, 1992).

El Subbético de Cádiz representa una de las principales fuentes de recursos líticos de toda la Prehistoria Reciente de las campiñas de la Baja Andalucía. En sus componentes estratigráficos es frecuente que en las series del Jurásico Inferior-Lías, compuestas por calizas tabulares y margosas, se encuentren paquetes de sílex abundantes y de buena calidad (Gavala, 1918; Chauve, 1968; Gutiérrez *et al.*, 1982). A pesar de las grandes posibilidades que ofrece, la ausencia general de prospecciones en las sierras de Cádiz, ha incidido en el gran desconocimiento de talleres. A pesar de ello se tienen referencias de localizaciones con talleres en Las Navas (Algodonales), en el piedemonte de la Sierra de Lívar; Fardela (Benaocaz), en la Sierra del Cañillo (Guerrero, 1987) y las Arenosas (Jerez) en los entornos de la Sierra del Valle. Corresponden con pequeños talleres que aprovechan ricos afloramientos de sílex de gran calidad⁽⁵⁾.

Las posibilidades de aparición de talleres en esta zona son enormes, como bien demuestra la vertiente más oriental de las sierras de Cádiz-Ronda, con la localización de los grandes talleres de los entornos de Ronda, como Montecorto (Vallespí y Cabrero, 1980-1981) y Ardales (Ramos Muñoz *et al.*, 1987, 1989; Espejo y Cantalejo, 1990-1991), en la provincia de Málaga.

También son un fenómeno característico de las sierras andaluzas los abrigos que contienen arte rupestre esquemático. Para F. Jordá "es rara la región o comarca en la que no se hayan encontrado restos de pinturas o de grabados, salvo en aquellas que no se han explorado" (Jordá, 1978). Abundan en Andalucía, en las sierras subbéticas, desde Almería, con un gran núcleo en la

comarca de los Vélez y en la Sierra de Filabres (Breuil, 1935; Acosta, 1968; Martínez García, 1981), siendo abundantes en Granada, sobre todo en la zona norte de la provincia, en las serranías subbéticas, con concentraciones en los alrededores de Moclín (García Sánchez y Carrasco, 1975), en Sierra Harana (García Sánchez y Pellicer, 1959) y en la penillanura de Huéscar (Molina, 1983).

En Málaga son frecuentes tanto en los sistemas subbéticos, como en terrenos de areniscas. Entre los primeros destacan los abrigos de Marchamonas (Periana) en la Sierra de Alhama (Ramos Muñoz *et al.*, 1989), Los Tajos del Vilo (Alfanatejo) (Ramos Muñoz, 1988b), Cueva del Tajo del Molino (Teba) en la Sierra de Teba (Morales y Marquéz, 1984), sima de la Curra (Carratraca) (Sanchidrián, 1984-1985) o los Abrigos de los Porqueros (Molina) (Breuil y Burkitt, 1929), como las grandes cavidades de Nerja (Sanchidrián, 1986) y Pileta (Benaoján) (Breuil *et al.*, 1915).

Son también muy significativas en Jaén, tanto en el Puerto de Despeñaperros, en Sierra Morena, como en las sierras subbéticas de Jaén (González Navarrete, 1971; Carrasco *et al.*, 1985); así como en el Subbético de Córdoba (Bernier y Fortea, 1969).

En terrenos del surco intrabético y en los flyschs abundan en formaciones de areniscas, adaptándose los abrigos en representaciones en esta roca, siempre en estaciones numerosas alrededor de abrigos principales, como ocurre en Málaga en las Peñas de Cabrera (Casabermeja) (Barroso y Medina, 1982) o en el gran núcleo gaditano de los rebordes de la Laguna de la Janda y en general en todo el Campo de Gibraltar (Hernández Pacheco, 1914; Acosta, 1968; Topper, 1988; Mas, 1993).

Las localizaciones de estos abrigos suelen estar en relación con zonas ricas en aguas y en pastos, así como con importantes pasos naturales. Forman parte del mundo ideológico, superestructural, de estas comunidades, que de nuevo eligen las cavidades de las sierras para su representación.

Cronológicamente, parecen iniciarse en el Neolítico, alcanzando su mayor plenitud en el Calcolítico, y muchas representaciones se adscriben a la Edad del Bronce y a la Protohistoria (Acosta, 1984).

Son, por tanto, otro elemento característico de las formas de vida de las comunidades prehistóricas, que al enclavarse en lugares especiales de las sierras, son siempre lugares de referencia visual, y de control territorial, por parte de las comunidades de los valles y vegas inmediatos en las comunidades serranas, donde los elementos tribales van a permanecer con mayor arraigo que en las campiñas y grandes ríos; siendo, por tanto, un fenómeno característico de comunidades más retardatarias en el paso a la economía intensiva de producción.

⁽⁵⁾ El proyecto de estudio de la secuencia del río Guadalete, a cargo de F. Giles, aborda decididamente dicho problema en el Subbético de Cádiz.

Por ello, las sierras andaluzas durante la Edad del Cobre tienen una relación general con la ordenación macroespacial de los territorios, dominadas y explotadas de forma cada vez más sistemática desde los grandes centros nucleares, del SO, Campiña y SE. De ellas se obtendrán recursos básicos para las nuevas formas económicas, sílex para la producción y trabajos agrícolas, metales y madera para combustión en los focos metalúrgicos. Además la ganadería se generalizará de forma importante, y en los piedemontes se normalizará una agricultura de montaña. El aprovechamiento intensivo de dicho medio conllevará una acción antrópica importante que acabará produciendo ya en el Final del Cobre una transformación del mismo, con fenómenos erosivos y de acumulación de sedimentos en las zonas bajas.

La Edad del Bronce. Intensificación de la deforestación y la minería

Los inicios y momentos plenos de la Edad del Bronce cubren el desarrollo cronológico de la primera mitad del segundo milenio a.C.

Las grandes áreas nucleares de la Edad del Cobre parecen continuar adaptadas a nuevas formas de organización territorial, pero con la continuación de estructuras sociales, políticas y económicas fuertemente organizadas y jerarquizadas.

Veremos un desarrollo de las formas de utilización de la montaña, continuando los modelos de la Edad del Cobre, pero con sociedades mucho más jerarquizadas; los productos metalúrgicos serán un bien de prestigio, y los sistemas productivos para su obtención, conformarán modelos territoriales de la explotación de las minas de las sierras.

En el SE, alcanza un peso manifiesto la Cultura de El Argar (Lull, 1983; Molina, 1983). En esta zona es Fuente Álamo (Cuevas de Almanzora (Schubart y Arteaga, 1983, 1986) el poblado mejor conocido y que mayores resultados está aportando. Para sus investigadores "se trata de uno de los poblados que compartían, con un centro nuclear emplazado en El Argar, la ordenación del territorio que se circunscribe en el Sudeste peninsular, entre la Sierra Cabrera, las estribaciones de la Sierra de los Filabres, la Sierra de Almagro, la Sierra Almagrera y el Mar Mediterráneo. Marco geográfico y "nicho ecológico" regado por los ríos Aguas, Antas y Almanzora" (Schubart y Arteaga, 1986).

Las bases económicas de El Argar serán agrícolas y pecuarias. La minería y la metalurgia serán elementos importantes en la diferenciación social en la Edad del Bronce.

Los poblados argáricos de altura, situados en las

Sierra de SE cuentan con aparatos fortificados en cerros encrespados con posibilidades defensivas importantes.

Las excavaciones de Fuente Álamo han evidenciado una importante repartición de tareas en la obtención metalúrgica, ya que habría lugares de producción-extracción directa de las menas de cobre, en las sierras, y una concentración de dicho material, en lugares como El Argar (Antas), de verdadera transformación y elaboración de piezas manufacturadas. Todo ello en el marco espacial de una organización "estatal" consolidada (Schubart y Arteaga, 1986).

La Campiña de Jaén, con importantes centros nucleares en la Edad del Bronce (Arteaga, 1985; Arteaga *et al.*, 1986) parece controlar la explotación metalúrgica de Sierra Morena, donde se ha podido comprobar una explotación sistemática de los importantes filones de cobre, plomo y casiterita. Estos filones afloran en una amplia franja, desde Baños de la Encina hasta Andújar, en Sierra Morena (Lizcano *et al.*, 1987). Las prospecciones en el valle del río Rumberal, a cargo de F. Nocete, M. Sánchez y F. Contreras han permitido comprobar una ordenación territorial en función de dichas explotaciones mineras; controladas, desde centros de transformación y producción del mineral, como Peñalosa (Baños de la Encina) (Contreras *et al.*, 1987), donde se realizan todos los pasos en el proceso de transformación desde el mineral en estado bruto, hasta artefactos elaborados. Un importante control territorial del valle del Rumberal permite mantener unos modelos de intercambios para el sustento, con comunidades de la campiña y vega del Guadalquivir.

Tampoco hay que obviar la continuidad durante la Edad del Bronce del fenómeno de los talleres de sílex, sobre todo en el Subbético de Málaga y Cádiz, con mantenimiento en la producción sistemática de elementos elaborados, como tecnología básica de trabajo, para los centros agrícolas (Vallespí *et al.*, 1988).

La Baja Andalucía que hasta hace pocos años quedaba considerada como un vacío de poblamiento durante los momentos iniciales de la Edad del Bronce, empieza a documentar un denso y sugestivo modelo de ocupación, demostrado por asentamientos, como Lebrija (Caro *et al.*, 1986; Caro, 1991) en las Marismas del Guadalquivir, Cerro del Berrueco (Medina Sidonia), Estratos I, II, (Escacena y de Frutos, 1985) en la campiña litoral de Cádiz, El Estanquillo, Estrato 3, (San Fernando) (Ramos Muñoz, 1991 b) en la Banda Atlántica de Cádiz, o Mesa de Setefilla, Niveles XIV-XV, (Lora del Río), ubicado en las inmediaciones de Sierra Morena, cercano también al valle del Guadalquivir (Aubert *et al.*, 1983).

Estamos convencidos que la ubicación de tan importantes asentamientos debe ser el reflejo de un hábitat consolidado, que se adapta a diferentes medios, y en

lo que nos interesa, debió de iniciar una penetración sustantiva a los enclaves de minerales de Sierra Morena en Huelva, para la captación de recursos de metales (Nocete *et al.*, 1993).

En la Sierra de Huelva se concentra la mayor parte de las cistas hasta ahora conocidas en dicha provincia (del Amo, 1975), mientras que se ha investigado menos en la localización de los poblados (Hurtado, 1990, 1991). El importante estudio del poblado del Trastejón (Zufre), incide en la organización espacial de las distintas funcionalidades de los asentamientos en la producción minera y metalúrgica, en la Sierra de Aracena.

En dicho sentido son también relacionables los talleres líticos de facies delantera del Pantano de Aracena (Ramos Muñoz *et al.*, 1988), así como el taller de la Chaparrita (Nerva), con posible continuidad en el Bronce Pleno, con utillajes mineros de picos, cinceles, escoplos, en relación a la mina de Cuchillares, para la extracción directa de las vetas del mineral (Castiñeira *et al.*, 1988).

Aparte de los grandes centros de producción de minerales, en el Subbético Central y Occidental comprobamos la instauración de importantes vías naturales, como la que cubre el Guadalhorce, con la Depresión de Antequera y por el río Turón, conduce hacia la Depresión de Ronda y desde allí, por el Guadalete, hacia la Baja Andalucía.

Estos pasos naturales, que alcanzarán un papel preponderante durante la Protohistoria, van a estar plenamente afianzados, con ubicación de asentamientos fortificados en cerros estratégicos de elevada altitud, como Peña de Ardales y El Castillón (Ardales) (Ramos Muñoz *et al.*, 1986; Martín *et al.*, 1991-1992).

Otro importante paso natural que también alcanzará gran importancia en la Prehistoria, comunicando la costa de Málaga con la Vega de Granada y Genil Medio-Alto, es el río Vélez, como bien demuestran los asentamientos fortificados de Cerro de Capellanía (Periana) (Recio Ruiz *et al.*, 1986) y Cerro de la Negreta (Alcaucín) (Ferrer *et al.*, 1984).

De una forma general, como consecuencia de la propia organización jerarquizada de las sociedades, con una potente tecnología y nuevas necesidades económicas, se aceleran los procesos de transformación de los medios serranos y en general de altiplanos, laderas y piedemontes, puesto que "... durante las edades del Cobre y el Bronce se produce una progresiva deforestación del medio ambiente, causada por la importante acción de los rebaños de ovejas, cabras y cerdos, la creciente importancia de los cultivos de secano y regadío y la masiva utilización de la madera para la fundición del mineral de cobre" (Molina, 1986).

SÍNTESIS Y PERSPECTIVAS

Hemos podido comprobar la utilización sistemática de los medios de montaña kárstica andaluces, desde el Achelense Superior, con una forma inicial armónica de relaciones hombre-medio, por parte de los grupos humanos del Paleolítico y Epipaleolítico, con una búsqueda de recursos cinegéticos y de rocas silíceas, para la fabricación de la tecnología clásica Achelense, Musteriense y de las grandes culturas del Paleolítico Superior.

Con el Neolítico, ante los grandes cambios sociales y económicos de las formaciones sociales prehistóricas, veremos en principio una mayor ocupación de espacios comarcales, casi generalizada en todos los medios de Andalucía, llegando a un hábitat permanente con continuidad antropológica hasta tiempos modernos. La economía de producción incidirá en el desarrollo de la Edad del Cobre y en el Bronce, en una mayor utilización de la montaña. Las nuevas necesidades metalúrgicas precisarán de madera para los centros de fundición, conllevando una ataque sistemático al bosque, manifestado en utillajes líticos de gran consistencia, campañoides y pulimentados, que van a producir las primeras transformaciones por origen antrópico a gran nivel. Junto a ello, van a perdurar de forma general las actividades cinegéticas. La ganadería acrecentará los fenómenos de transformación del bosque.

Vemos pues que las explicaciones funcionalistas abstractas no pueden servir para comprender los procesos de degradación de los medios naturales, dado que, curiosamente, las actitudes "antiecologías" coinciden con sociedades jerarquizadas y no igualitarias. Por todo ello es necesario ubicar la Arqueología Contextual y la Geoarqueología en los marcos concretos socioeconómicos de las comunidades prehistóricas.

AGRADECIMIENTOS

A Enrique Vallespí, Pedro Cantalejo, Emílio Martín, Angel Recio, María del Mar Espejo, Juan José Durán Valsero, Federico Ramírez y Antonio Santiago.

REFERENCIAS

- ACOSTA, P. (1968): *La pintura rupestre esquemática en España*. Memorias del Seminario de Prehistoria y Arqueología, I. Salamanca.
- ACOSTA, P. (1983): Estado actual de la Prehistoria andaluza: Neolítico y Calcolítico. *Habis*, 14, 195-205. Universidad de Sevilla.
- ACOSTA, P. (1984): El arte rupestre esquemático ibérico: problemas de cronología preliminares. *Homenaje a F. Jordá*, 31-61. Salamanca.
- ACOSTA, P. (1986): El Neolítico en Andalucía Occidental. Estado actual. *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*, 136-151. Sevilla.
- ACOSTA, P. y PELLICER, M. (1990): *La Cueva de la Dehesilla (Jerez de la Frontera). Las primeras civilizaciones productoras en Andalucía*

- AGUAYO, P. y CARRILERO, M. (1985): Prospección superficial de la Depresión de Ronda (Málaga). Primera fase: zona noroeste, 1985. *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1986. II Actividades Sistemáticas*, 26-28. Sevilla.
- AGUAYO, P.; CARRILERO, M. y LOBATO, R. (1988): Los orígenes de Ronda. La secuencia cultural según las primeras excavaciones. *Estudios de Ronda y su Serranía*, 1, 7-26. Universidad de Granada.
- AGUAYO, P.; CARRILERO, M. y MARTÍNEZ, G. (1986): Excavaciones en el yacimiento pre y protohistórico de Acinipo (Ronda, Málaga). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1985 II. Actividades Sistemáticas*, 333-337. Sevilla.
- ALMAGRO, M. (1971): La Cueva del Niño (Albacete) y la Cueva de la Griega (Segovia). *Trabajos de Prehistoria*, 28, 9-47. Madrid.
- ALMAGRO, M.; FRYXELL, R.; IRWIN, H.T. y SERNA, M. (1970): Avance a la investigación arqueológica, geocronológica y ecológica de la cueva de la Carigüela (Piñar, Granada). *Trabajos de Prehistoria*, 27, 45-59. Madrid.
- AMO, M. del (1975): Enterramientos en cista de la provincia de Huelva. En *Huelva. Prehistoria y Antigüedad*, 109-182. Láminas 98-180. Madrid: Editora Nacional.
- ARRIBAS, A. y MOLINA, F. (1979): *El poblado de "Los Castillejos" en las Peñas de Los Gitanos (Montefrío, Granada). Campaña de excavaciones de 1971. El corte nº 1*. Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada. Serie monográfica, 3. Universidad de Granada.
- ARRIBAS, A.; MOLINA, F.; SAEZ, L.; TORRE, F.; DE LA AGUAYO, P. y NÁJERA, T. (1979): Excavaciones en los Millares (Santa Fe, Almería). Campañas de 1978 y 1979. *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 4, 61-109. Granada.
- ARRIBAS, A.; MOLINA, F.; TORRE, F.; de la NÁJERA, T. y SAEZ, L. (1978): El poblado de la Edad del Cobre de El Malagón (Cúllar-Baza, Granada). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 3, 67-116. Granada.
- ARTEAGA, O. (1985): Excavaciones arqueológicas sistemáticas en el Cerro de Los Alcores (Porcuna, Jaén). Informe preliminar sobre la campaña de 1985. *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1985. II Actividades Sistemáticas*, 279-288. Sevilla.
- ARTEAGA, O.; NOCETE, F.; RAMOS, J.; RECUERDA, M. y ROOS, A.M. (1986): Excavaciones sistemáticas en el Cerro de El Albalacete (Porcuna, Jaén). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1986. II Actividades Sistemáticas*, 395-400. Sevilla.
- ARTEAGA, O.; NOCETE, F.; RAMOS, J. y ROOS, A.M. (1993): Reconstrucción del proceso histórico en la ciudad ibero-romana de Obulco. *Investigaciones Arqueológicas en Andalucía. Proyectos*, 809-814. Huelva: Consejería de Cultura y Medio Ambiente.
- ASQUERINO, M.D. (1983): Una aproximación a la paleoecología del Neolítico: La Cueva del Nacimiento (Pontones, Jaén). *Homenaje a Martín Almagro*, 431-436. Madrid.
- ASQUERINO, M.D. (1986): Estructuras de acondicionamiento en la Cueva de los Mármoles, (Priego de Córdoba). *Arqueología Espacial*, 8, 103-114. Coloquio sobre el Microespacio. 103-114. Teruel.
- ASQUERINO, M.D. (1987): Estado actual de la investigación sobre el Epipaleolítico en la provincia de Córdoba. *Estudios de Prehistoria Cordobesa*, 3, 27-51. Córdoba.
- ASQUERINO, M.D. (1988a): El Paleolítico en Córdoba: Estado actual del conocimiento. *Estudios de Prehistoria Cordobesa*, 4, 3-17. Córdoba.
- ASQUERINO, M.D. (1988 b): Fuente del Pez-Fuente Migas, yacimiento epipaleolítico en Montilla. *Estudios de Prehistoria Cordobesa*, 4, 69-88. Córdoba.
- ASQUERINO, M.D. (1993): Prehistoria económica: explotación de recursos y materias primas en la Prehistoria cordobesa. El Pirulejo. Procesos de formación y desarrollo del Paleolítico Superior reciente en el sur de Córdoba. *Investigaciones Arqueológicas en Andalucía 1985-1992. Proyectos*, 253-261. Huelva: Consejería de Cultura y Medio Ambiente.
- ASQUERINO, M.D. y LÓPEZ, P. (1981): La Cueva del Nacimiento (Pontones), un yacimiento neolítico en la Sierra de Segura. *Trabajos de Prehistoria*, 38, 107-133. Madrid.
- ASTON, M. y ROULEY, T. (1974): *Landscape Archaeology*. Newton Abbot.
- AUBET, M.E.; SERNA, M.R.; ESCACENA, J.L. y RUÍZ, M.M. (1983): *La Mesa de Setefilla. Lora del Río (Sevilla). Campaña de 1979*. Excavaciones Arqueológicas en España. Madrid. 122 p.
- BARANDIARÁN, I. y CAVA, A. (1985): Las industrias líticas del Epipaleolítico y del Neolítico en el Bajo Aragón. *Bajo Aragón, Prehistoria V. Las industrias líticas del Bajo Aragón y sus relaciones con el valle del Ebro. Actas Primeros Encuentros de Prehistoria Aragonesa*, 49-85. Caspe (Zaragoza).
- BARANDIARÁN, I. y CAVA, A. (1988): *La ocupación prehistórica del abrigo de Costalena (Maella, Zaragoza)*. Zaragoza: Diputación General de Aragón.
- BARROSO, C.; GARCÍA SÁNCHEZ, M.; RUÍZ BUSTOS, A.; MEDINA, F. y SANCHIDRIÁN, J.L. (1983): Avance al estudio cultural, antropológico y paleontológico de la Cueva del "Boquete de Zafarraya" (Alcaucín, Málaga). *Antropología y Paleoeología Humana*, 3, 3-9. Granada.
- BARROSO, C. y HUBLIN, J.J. (1994): Los Neandertales tardíos en Zafarraya. *Gibraltar during the Quaternary*. Monografía 2, AEQUA. Sevilla: Asociación Española para el Estudio del Cuaternario.
- BARROSO, C.; HUBLIN, J.J. y MEDINA, F. (1993): Zafarraya y el emplazamiento del hombre moderno anatómicamente en Europa Occidental (Objetivos del proyecto general de investigación y resumen de los resultados obtenidos en las campañas 1990-1993). *Investigaciones Arqueológicas en Andalucía 1985-1992. Proyectos*, 229-238. Consejería de Cultura y Medio Ambiente, Huelva.
- BEGUIRISTAIN, M.A. (1976): Materiales paleolíticos de la colección "Casas Morales" conservados en el Museo Arqueológico de Córdoba. *VIII Symposium Internacional de Prehistoria Peninsular*. Prehistoria y Protohistoria de la Cuenca del Guadalquivir. Córdoba.
- BENITO del REY, L. (1976): Excavaciones realizadas en el yacimiento musteriense de la Cueva de las Grajas (Archidona, Málaga). *Noticiero Arqueológico Hispánico*. Prehistoria, 5, 39-52. Madrid.
- BENITO del REY, L. (1980): El musteriense de Cueva Horá (Darro, Granada). *Gallaecia*, 6, 27-50. Santiago de Compostela.
- BERNIER, J. y FORETA, J. (1969): Nuevas pinturas esquemáticas en la provincia de Córdoba. Avance a su estudio. *Zephyrus*, XIX-XX, 145 p. Salamanca.
- BINFORD, L. (1972): *An Archaeological perspective*. Academic Press, Nueva York.
- BINFORD, L. (1983): *In pursuit of the past. Decoding the archaeological record*. Londres: Thames and Hudson
- BLANCO, A. (1979): *La ciudad antigua (de la Prehistoria a los visi-*

godos). *Historia de Sevilla*, I, Sevilla.

BOESSNECK, J. (1974): Ergänzungen zur einstigen Verbreitung des Bibers, *Castor fiber* (Linné 1758). *Säugetierjdl Mitt*, 22, 83-87.

BOSCH, P. (1932): *Emología de la Península Ibérica*. Barcelona.

BOTELLA, M. y MARTÍNEZ, C. (1979): El yacimiento musteriense en Cueva Horá (Darro, Granada). Primeros resultados. *Antropología y Paleoecología Humana*, 1, 59-89. Granada.

BOTELLA, M.; MARTÍNEZ, C. y CARDENAS, F.J. (1986): Industria musteriense y achelense en Cueva Horá (Darro, Granada). *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*, 79-93. Sevilla.

BOTELLA, M.; VERA, J.A. y PORTA, J. (1976): El yacimiento achelense de la "Solana del Zamborino". Fonelas (Granada) (Primera campaña de excavaciones). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 1, 1-45.

BRADFORD, G. (1957): *Ancient Landscapes*. Londres.

BREUIL, H. (1914): Stations Chelléennes de la province de Cádiz. *Institut Française d'Anthropologie*, II, 67-69. París.

BREUIL, H. (1917): Nouvelles cavernes ornées paleolithiques dans la province de Málaga. *L'Anthropologie*, XXXI, 239-243. París.

BREUIL, H. (1935): *Les peintures schématiques de la Peninsule Ibérique*. Lagny

BREUIL, H. y BURKITT, M. (1929): *Rock paintings of Southern Andalusia*. Oxford.

BREUIL, H.; OBERMAIER, H. y WERNER, W. (1915): La Pileta a Benaoján. *Institut de Paleontologie Humaine*, 131-134. Mónaco.

BURILLO, F. (1984): La aplicación de los modelos del lugar central a la arqueología. *Primeras Jornadas de Metodología de Investigación Prehistórica*, 431-441. Soria.

BUTZER, K.W. (1982): *Archaeology as human ecology*. Nueva York.

CABRÉ, J. y WERNERT, P. (1916): *El Paleolítico Inferior de Puente Mocho*. Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, Memoria 11. Madrid.

CABRERO, R. (1976): *La Cueva del Gato*. Málaga.

CACHO, C. (1980): Secuencia cultural del Paleolítico Superior en el Sureste español. *Trabajos de Prehistoria*, 37, 59-100. Madrid.

CARO, A. (1991): *Lebrija. La ciudad y su entorno, I (Prehistoria y Protohistoria)*. Ayuntamiento de Lebrija.

CARO, A.; ACOSTA, P. y ESCACENA, J.L. (1986): Informe sobre la prospección arqueológica con sondeo estratigráfico en el solar de la calle Alcazaba (Lebrija-Sevilla). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1986. II Actividades Sistemáticas*, 168-174. Sevilla.

CARRASCO, J.; ANIBAL, C.; TORO, I.; ALMOHALLA, M. y GAMIR, J. (1979): El yacimiento paleolítico de Puente Mocho (Beas de Segura, Jaén). Nuevos hallazgos. *Boletín del Instituto de Estudios Giennenses*, XCIX, 1-17. Jaén.

CARRASCO, J.; CARRASCO, E.; MEDINA, J. y TORRECILLAS, J.F. (1985): *El fenómeno rupestre esquemático en la Cuenca alta del Guadalquivir, I: las Sierras Subbéticas*. Prehistoria Giennense, 1. Granada.

CARRASCO, J.; NAVARRETE, M.S.; PACHECO, J.A.; PASTOR, M.; GAMIZ, J.; ANIBAL, C. y TORO, I. (1986): *El poblamiento antiguo en la tierra de Loja*. Diputación Provincial, Granada.

CARRASCO, J.; TORO, I.; ALMOHALLA, M.; ANIBAL, C. y GAMIZ, J. (1978): La ocupación musteriense en la cuenca media del Genil (Granada). *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 3, 7-43.

CARRILERO, M.; MARTÍNEZ, G. y MARTÍNEZ, J. (1982): El yacimiento de Morales (Castro del Río, Córdoba). La Cultura de los silos en Andalucía Occidental. *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 7, 171-207.

CASTIÑEIRA, J.; CASTIÑEIRA, R.; RAMOS MUÑOZ, J. y VALLESPÍ, E. (1988): Talleres líticos del Calcolítico y la Edad del Bronce en la cuenca minera de Riotinto y su relación con la minería prehistórica. El ejemplo de La Chaparrita (Nerva). *Primer Congreso Nacional Cuenca Minera de Riotinto*, 37-62. Riotinto, Huelva.

CLARKE, D.L. (1968): *Analytical archaeology*. Methuen, Londres.

CLARKE, D.L. (1977): *Spatial archaeology*. Londres.

CONTRERAS, F.; NOCETE, F. y SÁNCHEZ RUIZ, M. (1987). Segunda campaña de excavaciones en el yacimiento de la Edad del Bronce de Peñalosa (Baños de la Encina, Jaén). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1987. II Actividades Sistemáticas*, 252-261. Sevilla.

CHANG, K.C. (1968): *Rethinking archaeology*. Nueva York.

CHAUVE, P. (1968): *Etude géologique du nord de la province de Cadiz*. Memoria LXIX. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

CHILDE, V.G. (1936): *Man makes himself*. Londres: The Rationalist Press Association.

DAMS, L. (1978): *L'art paleolithique de la Caverne de la Pileta*. Akademische Kunst Druk-V. Viena.

DÍAZ del OLMO, F. y VALLESPÍ, E. (1990): Bajo Guadalquivir: terrazas fluviales y secuencia paleoítica. *III Jornadas de Arqueología Andaluza*. Cádiz.

DÍAZ del OLMO, F.; VALLESPÍ, E. y ALVAREZ, G. (1986): Formations superficielles détritiques et séquence paléolithique du Bas Guadalquivir (SW de l'Espagne). *Méditerranée*, 3, 61-65. Aix-Marseille.

DRIESCH, A. y VON DEN, (1942): *Osteoarchaologische Untersuchungen auf der Iberischen Halbinsel*. Studien über frühe Tierknochenfunde von der Iberischen Halbinsel, 3.

ESPEJO, M. y CANTALEJO, P. (1988a): Nuevas aportaciones al corpus artístico paleolítico del extremo occidental del Mediterráneo. *Primer Congreso Internacional "El Estrecho de Gibraltar"*, 131-146. Madrid.

ESPEJO, M. y CANTALEJO, P. (1988b): La Cueva de Ardales: yacimiento recuperado. *Revista de Arqueología*, 84, 14-24. Madrid.

ESPEJO, M. y CANTALEJO, P. (1990-1991): La Galeota, un taller de sílex calcolítico (Ardales, Málaga). Colección Martín Domínguez. *Mainake*, XI-XII, 20-40. Málaga.

ESPEJO, M.; ESPINAR, I. y CANTALEJO, P. (1986): Documentación gráfica del arte rupestre existente en el complejo subterráneo del Higuero. Rincón de la Victoria (Málaga). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1986. II Actividades Sistemáticas*, 495-499. Sevilla.

ESTEVE, M. (1941): *Contribución al conocimiento de Asta Regia*. Actas y Memorias de la Sociedad Española de Antropología, Etnografía y Prehistoria, XVI. Madrid.

FERNÁNDEZ, V. y RUIZ ZAPATERO, G. (1984): El análisis de territorios arqueológicos: Una introducción crítica. *Arqueología Espacial*,

1, 55-71. Teruel.

FERNÁNDEZ CARO, J.J. (1985): Avance sobre la Carta Arqueológica de la comarca de Fuentes de Andalucía (Sevilla), 1985. *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1985. II Actividades Sistemáticas*, 109-113. Sevilla.

FERNÁNDEZ LLEBREZ, C.; MATEOS, V. y RAMÍREZ, J.R. (1988): Los yacimientos paleolíticos de la Depresión de La Janda (provincia de Cádiz). *Primer Congreso Internacional "El Estrecho de Gibraltar"*, 87-96. Madrid.

FERRER, J.E.; MORENO ARAGÜEZ, A.J. y RAMOS MUÑOZ, J., (1984): Cistas de la edad del Bronce excavadas en el alto valle del Vélez. *Baetica*, 7, 12-134. Málaga.

FORTEA, J. (1971): *La Cueva de la Cocina. Ensayo de cronología del Epipaleolítico (facies geométrica)*. Servicio de Investigaciones Prehistóricas. Trabajos Varios, 40. Valencia.

FORTEA, J. (1973): *Los complejos microlaminares y geométricos del Epipaleolítico mediterráneo español*. Memorias del Seminario de Prehistoria y Arqueología, 3. Salamanca.

FORTEA, J. (1986): El paleolítico Superior y Epipaleolítico en Andalucía. Estado de la cuestión cincuenta años después. *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*. 67-78. Sevilla.

FORTEA, J. y GIMÉNEZ, M. (1972-1973): La cueva del Toro. Nueva estación malagueña con arte paleolítico. *Zephyrus*, XXIII-XXIV, 5-21. Salamanca.

FOWLER, P.J. (Ed.) (1972): *Archaeology and the landscape*. Londres.

GAMBLE, C. (1986): *The Paleolithic settlement of Europe*. Cambridge University Press, Cambridge.

GARCÍA SÁNCHEZ, M. y CARRASCO, J. (1975): Las pinturas esquemáticas de la "Cañada de Corcuela", en Moclán. *Cuadernos de Arte de la Universidad de Granada*, XII, 183-207.

GARCÍA SÁNCHEZ, M. y PELLICER, M. (1959): Nuevas pinturas rupestres esquemáticas en la provincia de Granada. *Ampurias*, XXI, 165-188. Barcelona.

GARRALDA, M.D. (1970): Problemas en torno al Paleolítico de la cueva de La Carigüela en Piñar (Granada). *XI Congreso Nacional de Arqueología*, 190-198. Zaragoza.

GAVALA, J. (1918): Descripción geográfica y geológica de la Serranía de Grazalema en la provincia de Cádiz. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, XXXIX, 3-143.

GAVILÁN, B. (1985): Nuevos yacimientos neolíticos en el Sureste de Córdoba. *XVII Congreso Nacional de Arqueología*, 145-160. Zaragoza.

GAVILÁN, B. (1986): *Priego de Córdoba en la Prehistoria. El Neolítico*. El Almendro, Córdoba.

GAVILÁN, B. (1987): Estado actual del conocimiento sobre el Neolítico en Córdoba. *Estudios de Prehistoria Córdobesa*, 4, 19-40. Córdoba.

GAVILÁN, B. (1988): *Los materiales de la Prehistoria en Priego de Córdoba*. Diputación Provincial, Córdoba.

GAVILÁN, B. (1989): El Neolítico en el sur de Córdoba y análisis sistemático de las primeras culturas productoras. *Anexos de Estudios de Prehistoria Córdobesa*. 2 vol. Universidad de Córdoba.

GIBERT, J. (1985): El yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada): Geología, Bioestratigrafía y Paleoecología. *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1985. III. Actividades Sistemáticas*, 206-213. Sevilla.

GIBERT, J. (1986): El yacimiento de Venta Micena (Orce, Granada). Su importancia, acción antropogénica y características paleontológicas del fragmento de Homo Sapiens. *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*, 37-48. Sevilla.

GIBERT, J.; AGUSTÍN, J. y MOYA SOLA, S. (1983): Presencia de Homo sp. en el yacimiento del Pleistoceno Inferior de Venta Micena (Orce, Granada). *Paleontología i Evolución. Publicación Especial*. Institut de Paleontologia, Sabadell.

GILES, F.; GUTIÉRREZ, J.M.; MATA, E.; SANTIAGO, A. y GRACIA, J. (1993): Prospecciones arqueológicas y análisis geocronológicos y sedimentológicos en la cuenca del río Guadalete (Cádiz). Resultados de las investigaciones hasta 1993. *Investigaciones Arqueológicas en Andalucía 1985-1992. Proyectos*, 211-227. Consejería de Cultura y Medio Ambiente, Huelva.

GILES, F.; GUTIÉRREZ, J.M.; SANTIAGO, A.; MATA, E. y AGUILERA, L. (1992): Secuencia paleolítica del Valle del Guadalete. Primeros resultados. *Revista de Arqueología*, 135, 16-26. Madrid.

GILES, F.; SANTIAGO, A.; GUTIÉRREZ, J.M.; MATA, E. y AGUILERA, L. (1989): El poblamiento paleolítico en el valle del río Guadalete (Cádiz). *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. Asociación Española del Cuaternario, Sevilla.

GILES, F.; SANTIAGO, A.; GUTIÉRREZ, J.M.; MATA, E. y AGUILERA, L. (1994): Nuevas aportaciones a la secuencia del Paleolítico Superior en Gibraltar y su enmarque en el contexto suroccidental de la Península Ibérica. *Gibraltar during the Quaternary*, 91-101. Sevilla.

GIMÉNEZ REYNA, S. (1946): *Memoria arqueológica de la provincia de Málaga hasta 1946*. Comisaría General de Excavaciones Arqueológicas, Informes y Memorias, 12. Madrid.

GLADFELTER, B.G. (1977): Geoarchaeology: The geomorphologist and archaeology. *American Antiquity*, 42, 519-538.

GONZÁLEZ NAVARRETE, J. (1971): *Nuevas pinturas rupestres en Jaén. El abrigo de los Organos en Despeñaperros*. Publicaciones del Museo de Jaén, 2.

GONZÁLEZ TABLAS, F.J. (1986): La ocupación postmagdaleniense de la Cueva de Nerja (La Sala de la Mina. En F. JORDÁ, y M. PELLICER (Eds.). *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 1, 271-282. Málaga.

GUERRERO, L. (1981-1982): Las cuevas del Cántaro y del Brazalete de Benaocaz (Cádiz). *Boletín del Museo de Cádiz*, III, 5-22. Cádiz.

GUERRERO, L. (1985): El complejo Neolítico de las simas de la Veredilla (Benaocaz, Cádiz). *Revista de Arqueología*, 46, 24-35. Madrid.

GUTIÉRREZ, J.M.; MARTÍN, A. y NAVARRETE, A. (1982): *Itinerarios geológicos por la provincia de Cádiz*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cádiz.

HAGGETT, P. (1976): *Análisis locacional en la Geografía Humana*. Barcelona: Gustavo Gili.

HARRISON, R.J. (1977): *The Bell Beaker Cultures of Spain and Portugal*. American School of Prehistoric Research Bulletin, 35.

HASSAN, E.A. (1979): Geoarchaeology: The geologist and archaeology. *American Antiquity*, 44, 267-270.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1915): *Las Tierras Negras del extremo sur de España y sus yacimientos paleolíticos*. Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie Geológica, Madrid.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. y CABRE, J. (1914): *Avance al estudio*

- de las pinturas prehistóricas del extremo sur de España (Laguna de la Janda). Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, Memoria 3. Madrid.
- HIGGS, E.S. (1972): *Papers in economic prehistory*. Cambridge University Press, Cambridge.
- HIGGS, E.S. (1975): *Paleoconomy*. Cambridge University Press, Cambridge.
- HODDER, I. (1986): *Reading the past. Current approaches to interpretation in archaeology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- HODDER, I. (1987): La Arqueología de la era postmoderna. *Trabajos de Prehistoria*, 44, 11-26. Madrid.
- HODDER, I. y Orton, D. (1976): *Spatial analysis in archaeology*. Londres.
- HURTADO, V. (1990): El yacimiento de El Trastejón (Zufre, Huelva). Estudio de materiales. Informe 1989. *III Jornadas de Arqueología Andaluza*. Cádiz.
- HURTADO, V. (1991): Análisis y definición de los procesos culturales durante el segundo milenio en el suroeste peninsular. Excavación en el Trastejón (Zufre, Huelva). Campaña 1990. *IV Jornadas de Arqueología Andaluza*. Cádiz.
- JORDÁ, F. (1967): La España de los tiempos paleolíticos. *Las raíces de España*, 1-26. Madrid.
- JORDÁ, F. (1978): Arte en la edad de piedra. En *Historia del Arte Hispánico I. La Antigüedad*, 1, 3-198. Alhambra, Madrid.
- JORDÁ, F. (1986): La Prehistoria de la Cueva de Nerja. Primera parte. Paleolítico Superior y Epipaleolítico. En F. JORDÁ y M. PELLICER (Eds.): *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 1. Málaga.
- KURT, E.S. (1988): *Arqueología y paisaje (Una breve introducción)*. Cáceres.
- KRISTIANSEN, K. (1991): Chiefdoms states and systems of social evolution. En T. Earle (Ed.): *Chiefdoms: power, economy and ideology*, 16-43. Cambridge University Press, Cambridge.
- LEIVA, J.A. (1977): El Paleolítico de la provincia de Málaga. *XIV Congreso Nacional de Arqueología*, 113-120. Vitoria, 1975. Zaragoza.
- LEIVA, J.A. y RUIZ, B. (1977): El paleolítico en la estación de Bobadilla. *Jabega* 19, 10-14. Diputación Provincial, Málaga.
- LEROI-GOURHAN, A. (1983): *Los primeros artistas de Europa. Introducción al arte parietal paleolítico*. Madrid.
- LIZCANO, R.; NOCETE, F.; PÉREZ, C.; CONTRERAS, F. y SÁNCHEZ RUIZ, M. (1987): Prospección arqueológica sistemática en la cuenca alta del río Rumbalar. *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1987. Actividades Sistemáticas*, 51-59. Sevilla.
- LÓPEZ, P. y CACHO, C. (1974): La cueva del Higerón (Málaga): Estudio de sus materiales. *Trabajos de Prehistoria*, 36, 11-81. Madrid.
- LULL, V. (1983): *La "Cultura" de El Argar. (Un modelo para el estudio de las formaciones económico-sociales prehistóricas)*. Akal Universitaria, Madrid.
- LUMLEY, H. De (1969): "Etude de l'outillage moustérien de la Grotte de La Carigüela". *L'Anthropologie*, 73, 3-4, 165-206 y 5-6, 325-364. Paris.
- MANZANILLA, L. (Ed.) (1988): *Coloquio v. Galdón Childe. Estudios sobre la evolución neolítica y urbana*. Universidad Nacional Autónoma, Méjico.
- MARTÍN CÓRDOBA, E. (1984-1985): Peña de Hierro: Un yacimiento prehistórico al aire libre. *Mainake*, VI-VII, 5-28. Málaga.
- MARTÍN CÓRDOBA, E. (1989): La industria lítica tallada y el poblamiento Neolítico en la zona oriental de Málaga. *XIX. Congreso Nacional de Arqueología*, 187-196. Zaragoza.
- MARTÍN de la CRUZ, J. C. (1985): *Papauvas I. Aljaraque. Huelva. Campañas de 1976 a 1979*. Excavaciones Arqueológicas en España, 136. Madrid.
- MARTÍN de la CRUZ, J.C. (1991): El Calcolítico y la Edad del Bronce en Andalucía. *Boletín de la Asociación Española de Amigos de la Arqueología*, 55-74. Madrid.
- MARTÍN ESCORZA, E. (1988): El poblamiento neolítico en la zona oriental de la provincia de Málaga. *Mainake*, X, 51-60. Málaga.
- MARTÍNEZ ANDREU, M. (1983): Aproximación al estudio del Epipaleolítico en la región de Murcia. *XVI. Congreso Nacional de Arqueología*, 39-51. Murcia-Cartagena, 1982. Zaragoza.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, G. (1985): *Análisis tecnológico y tipológico de las industrias de piedra tallada del Neolítico, la Edad del Cobre y la Edad del Bronce de la Alta Andalucía y el Sudeste*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- MARTÍNEZ GARCÍA, J. (1981): El conjunto rupestre de la Rambla de Gergal (Gergal, Almería). Nuevos descubrimientos y apreciaciones cronológicas. *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 6, 35-73.
- MAS, M. (1993): Las manifestaciones rupestres prehistóricas en la zona gaditana. El arte prehistórico en las Sierras del Campo de Gibraltar, 30-31. *Investigaciones Arqueológicas en Andalucía 1985-1992. Proyectos*, 263-271. Consejería de Cultura y Medio Ambiente, Huelva.
- MARX, K. (1867): *El Capital*. Akal, 74, 1976. Madrid.
- MOLINA, F. (1983): *Historia de Granada I. De las primeras culturas al Islam*, 7-131. parte. Prehistoria. Don Quijote, Granada.
- MORA FIGUEROA, L. de (1970): El yacimiento prehistórico de la Cueva de Picado (Cádiz). *Trabajos de Prehistoria*, 27 p, 279-286. Madrid.
- MORALES, A. y MARQUÉZ, J.E. (1984): Las pinturas esquemáticas malagueñas y sus relaciones con culturas materiales. *Arqueología Espacial 3. Coloquio sobre distribución y relaciones entre los asentamientos*, 175-195. Teruel.
- NAVARRETE, M.S. (1976): *La cultura de las cuevas con cerámica decorada en Andalucía Oriental*. Universidad de Granada.
- NOCETE, F. (1986): Una historia agraria: El proceso de consolidación de la economía de producción (Perspectivas en la investigación de las edades del Cobre y Bronce en el Alto Guadalquivir). En A. RUIZ; M. MOLINOS y F. HORNOS (Eds.): *Arqueología en Jaén (Reflexiones desde un proyecto arqueológico no inocente)*, 91-99. Jaén.
- NOCETE, F. (1989): *El espacio de la coerción. La transición al estado en las campiñas del Alto Guadalquivir (España) 3.000-1.500 a.C.* British Archaeological Report. Series Oxford.
- NOCETE, F.; ORIHUELA, A; PEÑA, M. y PERAMO, A. (1993): Odiel. Un año después (1991-1992). 3000-1000 a.n.e. Formaciones sociales en transición: Un modelo de análisis histórico para la contrastación del proceso de jerarquización social. *Investigaciones Arqueológicas en Andalucía 1985-1992. Proyectos*, 383-400. Consejería de Cultura y Medio Ambiente, Huelva.
- NOUGIER, R. (1950): *Les civilisations campgniennes en Europe Occidentale*. Toulouse.

- OBERMAIER, H. (1916): *El Hombre Fósil*. Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas. Memoria 9. Madrid.
- PELLICER, M. (1964): El Neolítico y el Bronce de la cueva de la Carigüela de Piñar (Granada). *Trabajos de Prehistoria*, XV, 7-68. Madrid.
- PELLICER, M. (1986): Neolítico. En *Historia de España I. Prehistoria*, 151-206. Madrid: Gredos.
- PELLICER, M. y ACOSTA, P. (1982): El Neolítico Antiguo en Andalucía Occidental. En *Le Neolithique Ancien Méditerranéen. Actes du Colloque International de Prehistoire. Montpellier 1981. Archaeologie en Languedoc*, 49-60.
- PELLICER, M. y ACOSTA, P. (1986): La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga). Segunda parte. Neolítico y Calcolítico. En F. JORDÁ y M. PELLICER (Eds.): *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*. Trabajos sobre la Cueva de Nerja, 1, 341-450. Málaga.
- PERICOT, L. (1972): *Reflexiones sobre la Prehistoria Hispánica*. Real Academia de la Historia, Discurso leído el día 10 de diciembre de 1972. Madrid.
- PIÑÓN, F. (1988): El poblamiento neolítico de la orla litoral onubense: Estado de la Cuestión. *Primer Congreso Internacional "El Estrecho de Gibraltar"*, 221-253. Madrid.
- QUEROL, M.A. y SANTONJA, M. (1981): *El yacimiento de cantos trabajados de El Aculadero (Puerto de Santa María, Cádiz)*. Excavaciones Arqueológicas en España, 130. Madrid.
- RAMÍREZ, J.R.; FERNÁNDEZ LLEBREZ, C. y MATEOS, V. (1989): Aproximación al estudio del Cuaternario de la Laguna de la Janda (Cádiz). En *El Cuaternario en Andalucía Occidental*. Asociación Española del Cuaternario, Sevilla.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1986a): *Yacimientos líticos y poblamiento humano prehistórico del Alto Vélez (ríos Sábar y Guaro, Málaga)*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1986b): La prospección como método de delimitación microespacial de las zonas de taller en el Cerro Alcolea (Periana, Málaga). *Arqueología Espacial*, 8. *Coloquio sobre el microespacio*, 157-174. Teruel.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1988a): El Musteriense de tradición Achelense en el Alto Vélez (Málaga). *Trabajos de Paleolítico y Cuaternario*, 165-179. Sevilla.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1988b): *El poblamiento prehistórico del Alto Vélez hasta la Edad de Bronce*. Biblioteca Popular Malagueña. Diputación Provincial, Málaga.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1988-1989): Las industrias líticas del Neolítico en Andalucía, sus implicaciones espaciales y económicas. *Zephyrus*, XLI-XLII, 113-148. Salamanca.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1990): Los cepillos de Cerro Alcolea (Periana, Málaga). Una aproximación técnica y morfológica al utillaje desforestador del Calcolítico-Bronce. *Actas I Congreso de Jóvenes Historiadores y Geógrafos*, 387-401. Madrid.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1990-1991): Ensayo de clasificación analítica de los elementos de la hoz. *Anales de la Universidad de Cádiz*, VII-VIII, 557-572.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1991a): Catchment systems of lithics resources in Late Prehistory in the Central-Occidental area of Andalousia (Spain). *VI International Flint Symposium*. Madrid.
- RAMOS MUÑOZ, J. (1991b): El Estanquillo. Análisis microespacial de un asentamiento de la Edad del Bronce. *Revista de Arqueología*, 122, 14-23. Madrid.
- RAMOS MUÑOZ, J.; ESPEJO, M. y CANTALEJO, P. (1986): *Taller Calcolítico del Castillo del Turón. Ardales (Málaga)*. Ayuntamiento de Ardales, Málaga.
- RAMOS MUÑOZ, J.; ESPEJO, M. y CANTALEJO, P. (1989): Arte rupestre esquemático en el Alto Vélez. El Abrigo de Marchamonas. *Revista de Arqueología*, 99, 12-16. Madrid.
- RAMOS MUÑOZ, J.; ESPEJO, M.; CANTALEJO, P. y MARTÍN CÓRDOBA, E. (1987): Informe sobre las prospecciones arqueológicas superficiales realizadas en el valle del Turón, término municipal de Ardales (Málaga). *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1987. II Actividades Sistemáticas*, 66-72. Sevilla.
- RAMOS MUÑOZ, J.; ESPEJO, M.; CANTALEJO, P.; MARTÍN CÓRDOBA, E.; MOLINA, J.A.; RAMÍREZ, F.; DURÁN, J.J.; GRUNDEREK, C.; FORD, D.C. y ALCAZAR, J. (1992): *Cueva de Ardales (Málaga). Su recuperación y estudio*. Ayuntamiento de Ardales, Málaga.
- RAMOS MUÑOZ, J., GILES, F.; SANTIAGO, A.; GUTIERREZ, J.M.; VALVERDE, M. y MATA, E. (1992): Explotación de los recursos líticos en la Prehistoria reciente de Cádiz. *Revista de Arqueología*, 136, 6-17. Madrid.
- RAMOS MUÑOZ, J. y MARTÍN CÓRDOBA, E. (1987): *Tajo de Gomer (Riogordo. Málaga). Un asentamiento neolítico al aire libre en el Alto Vélez*. Publicaciones Arqueológicas del Ayuntamiento de Vélez-Málaga, 2.
- RAMOS MUÑOZ, J.; SANTIAGO, A.; GILES, F.; MOLINA, M.I.; MATA, E. y GUTIÉRREZ, J.M. (1990-1991): Fuensanta, un gran taller del Calcolítico y Bronce en la Presierra del noroeste de Cádiz. *Butlletí de l'Associació Arqueològica de Castelló "Llansoll de Romani"*, 9, II, 68-84. Castellón.
- RAMOS MUÑOZ, J.; SANTIAGO, A.; ROMERO, J.L.; ALMAGRO, A.; GUTIÉRREZ, J.M. y MATA, E. (1990): Cuartillo. Un asentamiento neolítico del aire libre en el curso bajo del Guadalete. *Páginas Revista de Humanidades*, 4, 66-37. Jerez de la Frontera.
- RAMOS MUÑOZ, J.; VALLESPÍ, E. y PÉREZ SINDREU, F. (1988): Conjunto de sílex calcolítico de la sierra de Aracena (Huelva). *Primer Congreso Nacional Cuenca Minera de Riotinto, 755-785*. Riotinto, Huelva.
- RECIO RUIZ, A.; RODRÍGUEZ, P.; FERRER, J.E.; SÁNCHEZ, S.; RAMOS MUÑOZ, J.; MARTÍN CÓRDOBA, E.; POZO, S. y FERNÁNDEZ, L.E. (1986): Excavación arqueológica de urgencia en el Cerro de Capellanía (Presa de La Viñuela, Málaga). Informe preliminar sobre la campaña de 1986. *Anuario Arqueológico de Andalucía, 1986. III Actividades de Urgencia*, 247-251. Sevilla.
- RIPOLL, E. (1961): Excavaciones en Cueva de Ambrosio (Vélez-Blanco, Almería). Campañas 1958-1960. *Ampurias*, 22-23, 31-49. Barcelona.
- RIPOLL, S. (1990): Cueva Ambrosio. *IV Jornadas de Arqueología Andaluza*, 40-44. Jaén.
- RODRÍGUEZ, G. (1979): La Cueva del Nacimiento (Pontones, Jaén). *Saguntum*, 14, 33-38. Valencia.
- RUBIO DE MIGUEL, I. (1986): Economía Neolítica en la Península Ibérica. *Revista de Arqueología*, 60, 32-42 y 61, 6-12. Madrid.
- RUIZ BUSTOS, A. (1976): *Estudio sistemático y ecológico sobre la fauna del Pleistoceno Medio en las Depresiones granadinas. El yacimiento de Cúllar de Baza I*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Facultad de Ciencias. Trabajos y Monografías.
- RUIZ BUSTOS, A. y MICHAUX, J. (1976): Le site préhistorique nou-

- veau de Cúllar de Baza I (province de Grenade, Espagne) d'âge pléistocène moyen. Etude préliminaire et analyse de la faune des rongeurs. *Géologie Méditerranéenne*, III, 173-182. Editions de l'Université de Provence.
- RUIZ ZAPATERO, G, y BURILLO, F. (1988): Metodología para la investigación en arqueología territorial: *Munibe*, Suplemento 6, 45-64. San Sebastián.
- SANCHIDRIÁN, J.L. (1981): *Cueva Navarro*. Corpues Artis Rupestris, I. Salamanca.
- SANCHIDRIÁN, J.L. (1982): La Cueva del Morrón (Jimena). *Zephyrus*, XXXIV-XXXV, 5-11. Salamanca.
- SANCHIDRIÁN, J.L. (1984-1985): Algunas bases para el estudio de los actos funerarios neolíticos: Sima de la Curra (Carratraca, Málaga). *Zephyrus*, XXXVIII, 227-248. Salamanca.
- SANCHIDRIÁN, J.L. (1986): El arte prehistórico de la Cueva de Nerja. En F. JORDÁ, y M. PELLICER (Eds): *La Prehistoria de la Cueva de Nerja (Málaga)*, 284-330. Málaga.
- SANTIAGO, J.M. (1983): Notas sobre una prospección arqueológica superficial en el Cerro de las Motillas. *Speleon*, 26-27, 7-14. Barcelona.
- SANTIAGO, J.M. (1989): Avance al estudio del arte parietal paleolítico de la Cueva de las Motillas (Cádiz). *Páginas. Revista de Humanidades*, 1, 9-27. Jerez de la Frontera.
- SARRIÓN, I. (1980): Valdecuevas, estación mesoneolítica en la Sierra de Cazorla. *Saguntum*, 15, 23-56. Valencia.
- SCHUBART, H. y ARTEAGA, O. (1983): La cultura de El Argar. Excavaciones en Fuente Alamo. *Revista de Arqueología*, 24, 25, 26. Madrid.
- SCHUBART, H. y ARTEAGA, O. (1986): Fundamentos arqueológicos para el estudio socio-económico y cultural del área de El Argar. *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*, 289-307. Sevilla.
- STRINGER, C. (1994): The Gibraltar Neanderthals. *Gibraltar during the Quaternary*, 57-60. Monografías 2, AEQUA. Sevilla: Asociación española para el Estudio del Cuaternario.
- SUÁREZ, A. (1981): Cueva Ambrosio (Vélez-Blanco, Almería). Nuevas aportaciones al estudio del Epipleolítico del Sudeste peninsular. *Antropología y Paleocología Humana*, 2, 43-54. Granada.
- SUCH, F.M. (1920): *Avance al estudio de la caverna "Hoyo de la Mina" en Málaga*. Boletín de la Sociedad Malagueña de Ciencias. Málaga.
- TOPPER, U. (1988): *Arte rupestre en la provincia de Cádiz*. Historia, 8. Cádiz: Diputación Provincial.
- TORO, I. y ALMOHALLA, I. (1979): Industrias del Paleolítico superior en la provincia de Granada. *Cuadernos de Prehistoria de la Universidad de Granada*, 4, 1-20.
- TORO, I. y RAMOS LIZANA, M. (1988): Nueva estación paleolítica al aire libre en la cuenca media del río Genil. El yacimiento achelense del Cortijo del Calvillo de Fuente Camacho (Loja, Granada). *Trabajos de Paleolítico y Cuaternario*, 151-163. Sevilla.
- VALLESPÍ, E. (1985a): La primera ocupación humana del espacio local de Sevilla. *Archivo Hispalense*, 209, 67-75. Sevilla.
- VALLESPÍ, E. (1985b): Un bifaz Achelense del tramo Subbético exterior Occidental (Los Corrales, Sevilla). *Anuario Arqueológico de Andalucía. 1985. III Actividades de Urgencia*, 288-290. Sevilla.
- VALLESPÍ, E. (1986a): Cultura de las graveras y comienzos del Achelense Ibérico. *Estudios en homenaje al Dr. Antonio Beltrán Martínez*, 149-157. Zaragoza.
- VALLESPÍ, E. (1986b): El Paleolítico Inferior y Medio en Andalucía. *Homenaje a Luis Siret (1934-1984)*, 59-66. Sevilla.
- VALLESPÍ, E. (1987): Sobre el Paleolítico Inferior inicial de la Península Ibérica. *Veleia*, 4, 51-67. Vitoria.
- VALLESPÍ, E. y CABRERO, R. (1980-1981): Calcolítico y Bronce Pleno en el Moral, de Montecorto, Ronda (Colección Pérez Aguilar). *Mainake*, II-III, 48-75. Málaga.
- VALLESPÍ, E.; DÍAZ del OLMO, F. y ALVAREZ, G. (1983-1984): Cantos tallados en la terraza baja del Guadalete, sector Villamartín (Cádiz). *Boletín del Museo de Cádiz*, IV, 5-28.
- VALLESPÍ, E.; RAMOS MUÑOZ, J.; CANTALEJO, P.; ESPEJO, M. y MARTÍN CÓRDOBA, E. (1988): Picos campiñenses del tramo subbético de Málaga relacionables con el Norte de Africa. *Primer Congreso Internacional "El Estrecho de Gibraltar"*, 271-284. Madrid.
- VALLESPÍ, E.; RAMOS MUÑOZ, J. y MARTÍN CÓRDOBA, E. (1990-1991): Bifaz del Alto Vélez, del Achelense Superior o de su tradición inmediata. *Mainake*, XI-XII, 5-10. Málaga.
- VALLESPÍ, E.; RAMOS MUÑOZ, J.; MARTÍN CÓRDOBA, E.; ESPEJO, M. y CANTALEJO, P. (1988): Talleres líticos andaluces del Calcolítico y Bronce. *Revista de Arqueología*, 90, 14-24. Madrid.
- VEGA TOSCANO, L.G. (1980): El musteriense de la cueva de la Zájara I (Cuevas de Almanzora, Almería). *Trabajos de Prehistoria*, 37, 11-64. Madrid.
- VICENT, A.M. y MUÑOZ, A.M. (1973): Segunda campaña de excavaciones en la Cueva de los Murciélagos, Zuheros (Córdoba), 1969. *Excavaciones Arqueológicas de España*, 77. Madrid.
- WAETCHER, J. (1951): *Excavations at Gorham's Cave*. Gibraltar. Proceeding of the Prehistoric Society, 17. Cambridge.
- WAETCHER, J. (1953): The excavations of Gorham's cave and its relation to the prehistory of southern Spain. *Archivo de Prehistoria Levantina*, II, IV, 21-24. Valencia.

SEGUNDA PARTE

**Estudios regionales y locales
de sistemas kársticos andaluces**

Karst y paleokarst de Sierra Morena (Sector Ossa-Morena, Hespérico meridional)

Fernando Díaz del Olmo ⁽¹⁾, Rafael Baena Escudero ⁽¹⁾ y Genaro Álvarez García ⁽²⁾

RESUMEN

Se presenta una síntesis del karst y paleokarst del sector Ossa-Morena, desarrollado sobre calizas y dolomías del Cámbrico Inferior. Su distribución abarca sectores de las provincias de Huelva, Sevilla y Córdoba. Entre los elementos más significativos destacan las superficies corrosivas, paleopoljes y paleovalles, junto con formaciones superficiales, como travertinos y terra rossa. En todos los casos, sobresale la estrecha relación entre la estructura tectónica y la compartimentación de las manifestaciones exokársticas y endokársticas de la Sierra.

Palabras clave: Paleokarst, Superficies corrosivas, Paleopoljes, Dolinas, Travertinos, Ossa Morena, Hespérico.

ABSTRACT

In the present work a synthesis about karst and paleokarst on limestones and dolomites of Cambrian age in Ossa-Morena zone is carried out. Its distribution is located in different areas of Huelva, Sevilla and Córdoba provinces. Among other important elements are weathering surfaces, paleopoljes, palaeovalleys and other surficial deposits (travertines and *terra rossa*). In all the studied cases, there is an important relationship between tectonic structure and different karst processes.

Key words: Paleokarst, Weathering surfaces, Palaeopoljes, Dolines, Travertines, Ossa-Morena, Hespérico.

INTRODUCCIÓN

La presencia de materiales carbonatados en el Macizo Hespérico se relaciona con las series del Precámbrico (Vegas, 1977), Cámbrico (Lotze, 1945; Julivert, 1978; Zamarreño, 1978), Devónico (Vázquez Guzmán, 1967), y Carbonífero (Marquínez, 1978). Excepción hecha de las formaciones que componen las series carboníferas, el resto se presenta de manera intercalada entre las unidades sedimentarias, con débil espesor y poca extensión espacial.

La organización más continua de dichos materiales se localiza en la denominada zona de Ossa-Morena (Lotze, 1945), que se caracteriza por la presencia de Precámbrico y Paleozoico Inferior, y abarca desde el Alto Alentejo toda la zona central de Sierra Morena, principalmente en las provincias de Sevilla y Córdoba.

La caracterización geomorfológica de la karstificación es en el momento actual, exigüa. Así se recoge en la síntesis elaborada para el Hespérico en general por del Val y Hernández (1989). Principalmente, los estudios han sido dedicados al levantamiento topográfico de los principales sistemas endokársticos: Gruta de las Maravillas, Cueva del Rey Cintolo, etc.

En las formaciones cámbricas de la Zona de Ossa-Morena, se pueden reconocer dos grupos de manifestaciones karstológicas. De una parte, un extenso modelado kárstico con formaciones superficiales (Díaz del Olmo, 1982; Baena, 1988; Baena y Díaz del Olmo, 1988; Díaz del Olmo *et al.*, 1989; Díaz del Olmo y Rodríguez Vidal, 1989; Baena *et al.*, 1991). Y de otra, una importantísima metalogénesis asociada con procesos metamórficos (Vázquez Guzmán y Fernández Pompa, 1976; García Vélez, 1979), aunque sin olvidar su vinculación con el desarrollo de paleosuperficies y procesos de alteración preneógenos (Díaz del Olmo *et al.*, 1989).

Otras referencias al karst del Hespérico meridional han sido recogidas para el Devónico de Cáceres y la Aliseda (Gurria y Sanz Tamayo, 1979), donde se describen someramente lapiaces y un importante complejo hidrogeológico.

KARST VINCULADO A SUPERFICIES CORROSIVAS

Definición y localización

La marcada evolución policíclica degradativa del zócalo Hercínico, propicia en Sierra Morena la aparición de un destacado modelado de aplanamiento, tradicionalmente entroncado con el fundamental de la Meseta (Solé Sabarís, 1952; Díaz del Olmo, 1982).

⁽¹⁾ Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla / Sociedad Espeleológica GEOS. Sevilla.

⁽²⁾ Sociedad Espeleológica GEOS. Sevilla.

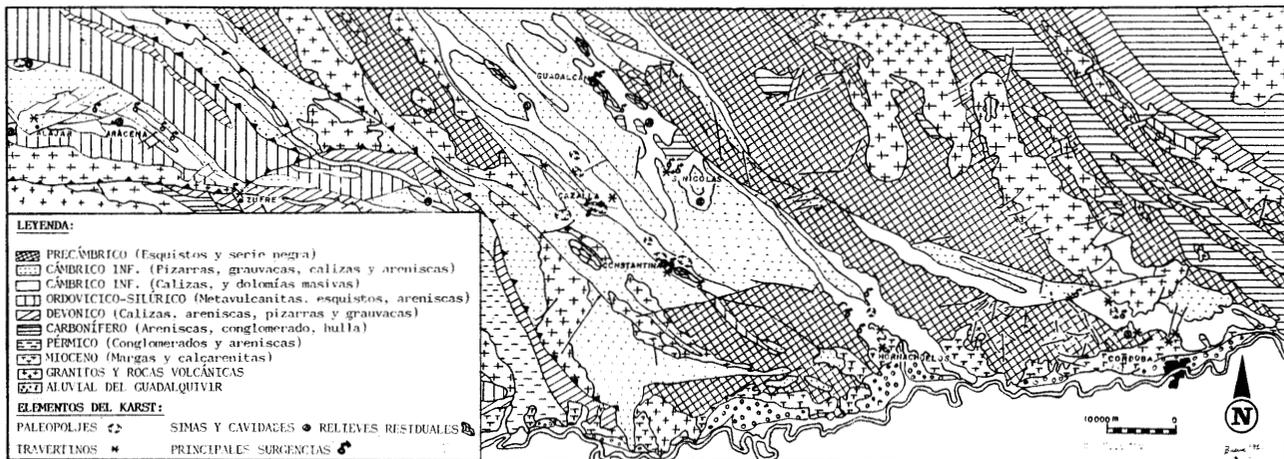


Fig. 1.- Contexto geológico de Ossa-Morena y localización del karst (Huelva, Sevilla, Córdoba).

Un análisis más detallado de este, revela la existencia de toda una gama de superficies escalonadas que se suceden una tras otra desde los altos relieves residuales areniscosos y carbonatados, hasta los fondos de las principales arterias fluviales de la sierra. De entre ellas cabe destacar al menos dos series, de carácter fundamental dado su desarrollo regional y papel geomorfológico preponderante como punto de partida en la evolución del relieve actual.

En ambos casos, su localización presenta continuidad geográfica en dos situaciones: bien en torno a los relieves residuales de primera magnitud (orden kilométrico), aplanamientos del N de Constantina (Baena, 1988), Santa Olalla del Cala (Díaz del Olmo y Gutiérrez Elorza, 1983), Entorno del Hamapega; bien ocupando los interfluvios principales, caso de la superficie del entorno de Cazalla (Díaz del Olmo, 1982) entre el Hueznar y el río Viar o ya en la Sierra de Córdoba, los arrasamientos del Ronquillo-Llanos del Conde (Cabanas, 1980) o Santa María de Trassierra-Las Ermitas, entre los ríos Guadiato y Guadalmellato.

Se trata siempre de aplanamientos desarrollados sobre sustratos petrográficamente heterogéneos, predominando las pizarras, esquistos, granitos, calizas y dolomías. Es sobre estas últimas, integrantes fundamentales del complejo carbonatado del Cámbrico Inferior, sobre las que los aplanamientos adquieren caracteres de superficies de corrosión (Baena y Díaz del Olmo, 1988), con un ondulado frente de corrosión criptokárstica con rundkarrens y variadas manifestaciones kársticas tipo dolinas evolucionadas, paleopoljes, conductos subterráneos, valles secos, lapiaces, *chicots*, etc.

En su análisis se constata una doble generación de formas corrosivas, denominadas por nosotros SK1 (680-660 m) y SK2 (640-630 m) en el sector Cazalla-

Constantina, pero igualmente, aunque a otras cotas, presentes en otros sectores de la Sierra; tal es el caso de Santa María de Trassierra en Córdoba (Baena *et al.*, 1991) y siempre con similares características, esto es:

- el enlace entre ambos niveles, se efectúa a través de cortos pero frescos taludes como corresponde a una sucesión de formas distintas, y probablemente elaboradas unas a expensas de las otras merced al descenso continuado de los niveles de base regionales.
- el nivel inferior, sustenta un interesante modelado de paleopoljes, relacionados con movimientos tectónicos, evolución compleja y actualmente abiertos.

Condicionantes geológicos y estructurales

Geológicamente, ya hemos mencionado la exclusividad de la karstificación dentro del dominio de Ossa-Morena, con monótonas series de pizarras y esquistos, así como importantes afloramientos del complejo carbonatado del Cámbrico Inferior, integrado por margocalizas, pizarras y areniscas alternantes con dolomías, calizas acintadas, nodulosas y cristalinas con potencias variables entre los 200-1.000 m (Lotze, 1945; Bard, 1964).

Esta serie, exclusivo nivel karstificable de la Sierra, tan sólo verá limitado su desarrollo disolutivo en tanto alcanza los esquistos y pizarras arcillosas infrayacentes, sin que en ningún momento, las intercalaciones margosas de la formación repercutan en las formas mayores del relieve, esto es: relieves residuales sobre las series carbonatadas en disposición monoclinas; y aplanamientos cuando las mismas series alcanzan la suficiente continuidad espacial en sus facies.

Desde el punto de vista tectónico, los materiales

cámbricos se presentan en apretada alternancia de ejes anticlinales y sinclinales separados por fracturas. Los primeros, carentes de papel geomorfológico a escala regional dada la larga evolución del zócalo, sí que a media escala pueden manifestarse, en tanto entra en juego la erosión diferencial sobre las heterogéneas formaciones litológicas. Por contra, la intensa tectónica de fractura se erige en la verdadera responsable de la geomorfología del sector a través de dos familias de accidentes tectónicos principales:

- la primera, de componente NO-SE y con menor intensidad ONO-ESE y E-O, corresponde a fallas inversas de largo recorrido (km a decenas de km) y marcada linealidad, atribuibles al hercínico en su fase Sudética (Fabries, 1963; Angoloti *et al.*, 1975; Fontboté, 1980). Su acción repercute en la compartimentación del zócalo, la formación de escarpes de erosión, así como en el basculamiento de ciertos tramos de las superficies fundamentales.

- la segunda corresponde a fallas locales, de menor significado geológico, al no suponer prácticamente discontinuidad en las series estratigráficas a las que afectan, conjugan una doble componente en su orientación, ONO-ESE y O-E. Espacialmente su impacto se manifiesta en el karst, donde dirigen las elongaciones de poljes y dolinas (Baena y Díaz del Olmo, 1988), junto con la aparición de laderas afacetadas a pie de lineamientos tectónicos. Igualmente condicionan importantes cambios de dirección en la red fluvial, así como basculamientos e incisiones fluviales, en combinación con las fracturas regionales. Toda esta actividad tectónica reciente, se entiende para la Sierra Morena occidental correlacionable con momentos neógenos y plioleocenos.

KARST Y FORMACIONES SUPERFICIALES

Vinculadas a las superficies de corrosión, se puede reconocer una variada gama de formas kársticas y formaciones superficiales desigualmente repartidas por toda Sierra Morena (Fig. 1); centrándonos únicamente en las de mayor entidad, destacaremos: paleopoljes, dolinas, paleovalles, terras rossas y travertinos.

Paleopoljes y terras rossas

Se trata de las formas de mayor dimensión, superando en todos los casos el kilómetro de longitud. En su distribución, destaca el sector de Cazalla-Constantina, al N de la provincia de Sevilla, dado su número y tamaño (Paleopoljes de San Antonio, San Sebastián, la Aurora, Fuente la Reina, las monjas, el duende, etc.). También se han identificado este tipo de manifestaciones en la Sierra de Córdoba (paleopolje de Escarabita), norte de Hornachuelos y norte de la provincia de Huelva (Navahermosa). Siempre se presentan abiertos y drena-

dos, pudiendo tener más de una salida, aunque no todas funcionales y colapsadas de terra rossa coluvionada. En su desarrollo, controlado siempre por la estructura geológica de la Sierra, se aprecia el fuerte influjo de la tectónica de fractura imponiendo siempre un mismo rumbo en sus elongaciones.

Hasta ahora se han identificado en sus fondos hasta tres tipos de terra rossa coluvionada: antiguas terras rossas de carácter caolinítico, en ocasiones con concreciones férricas; *terras rossas* detríticas con canales de gravas y evolución hacia momentos coluviales con suelos; terras rossas limo-arenosas de carácter reciente y estructuras edáficas poco definidas.

La compleja evolución pleistocena de estos paleopoljes se constata tanto en la variedad tipológica de terras rossas como en la profusión y variedad de elementos morfológicos relacionados con ellos: conos rocosos laterales, pequeños hums, escalonamientos de los fondos, ponors colgados, junto con toda una serie de valles secos que los orlan, y en cuyas inmediaciones son frecuentes las surgencias y acumulaciones de travertinos asociados a ellas.

Paleovalles y dolinas

Poco encajados sobre los aplanamientos, se presenta una densa red de valles secos en cuyo dispositivo se manifiesta una doble relación: con la organización de los paleopoljes y con la trama estructural dominante. En el primer caso, la red labrada sobre las series carbonatadas presenta un trazado dendrítico con perfiles transversos en artesa o media caña y directamente sustentada sobre las superficies de corrosión, en cuyas dolinas abiertas inscriben sus cabeceras. Se trata pues de un dispositivo fluvio-kárstico en estrecha vinculación con los paleopoljes, donde encontrarían su nivel de base y a través de cuyos ponors se habrían evacuado sus aportes hídricos (Baena, 1988).

Las dolinas, aunque desarrolladas sobre los dos niveles corrosivos, alcanzan mayor profusión sobre el inferior. Sus formas muy evolucionadas y abiertas en el caso de las superiores constituyen, a través de marcados umbrales de terra rossa, el arranque de numerosos valles secos que desembocan en los paleopoljes o en otros casos, que quedan truncados por el retroceso de los escarpes, estén estos asociados a fracturas removilizadas o a contactos zócalo-cuenca neógena. Para las dolinas inferiores, predominan los fenómenos de coalescencia junto con las formas alargadas siguiendo la pauta de la fracturación dominante. Sus fondos cubiertos de terra rossa, se presentan igualmente capturados en dirección a los paleopoljes, siendo frecuente la aparición de surgencias en sus laterales.

Travertinos

Tobas y travertinos son relativamente frecuentes en relación con los afloramientos de calizas de Ossa-Morena (Fig. 1), poniendo de manifiesto con su presencia los últimos periodos de actividad kárstica en estos ámbitos. Su posición morfológica, junto con el análisis de sus facies nos permite agruparlos en tres conjuntos principales en relación con los mecanismos responsables de la acumulación (Baena y Díaz del Olmo, 1989):

- Vinculados a fuentes y surgencias: se trata del grupo más numeroso, presentándose siempre en forma de nítidas plataformas sobre pendientes pronunciadas y escarpes marcados. Entre los más significativos destacan los edificios de Alájar y Zufre en la provincia de Huelva, Fuente del Ángel en Cazalla de la Sierra (Sevilla) y los de Hornachuelos, Mirador de Cruz Conde, Los Arcos y Valdehuertas, en la provincia de Córdoba (Recio *et al.*, 1991). Todos ellos medianamente concrecionados, presentan facies variadas, predominando las masivas, brechoides y limosas, con desarrollo en cascada y conteniendo conductos y oquedades. Igualmente resaltar que este grupo compone el principal registro geoarqueológico de todo el conjunto, con numerosos restos Calcolíticos, Neolíticos y del Bronce.

- Vinculados a ríos: sedimentados por corrientes fluviales, podemos encontrarlos en dos situaciones.

a) directamente sobre el cauce, actualmente en formación y con facies muy limosas y poco concrecionadas, en cascada y domáticas; recubren rocas, presas o cualquier otro tipo de obstáculo a la corriente fluvial. Su desarrollo es frecuente en aquellos parajes donde las condiciones de cubierta vegetal y escorrentía fresca y poco polucionada se mantienen; como en la Rivera de Hueznar (Sevilla), El arroyo de la Huerta del Rey en Hornachuelos o el arroyo del Molino, en la Sierra de Córdoba.

b) disectados y colgados sobre el cauce, presentan sucesivas unidades sedimentarias que van desde las facies de tallos y musgos bastante concrecionadas para los niveles superiores, hasta las detríticas poco cementadas alternantes con oolitos para las terrazas más próximas al cauce. Buenos ejemplos encontramos en la Rivera de Hueznar aguas abajo de San Nicolás del Puerto, el Arroyo de la Villa a su salida de Constantina, ambos en la provincia de Sevilla, o el Arroyo del Molino en su desembocadura en el río Guadiato (Córdoba).

- vinculados a paleorredes fluviokársticas: se trata de edificios establecidos al amparo de la red de paleovalles que recorren las superficies corrosivas en aquellos puntos donde estos quedan truncados por el retroceso de las vertientes. Se trata, pues, de plataformas en posiciones culminantes que lateralmente pueden pasar a estar alimenta-

das por surgencias al modo de las del primer grupo, como sucede en la Cartuja de Cazalla (Sevilla) o Peña Melaria (Córdoba), ambas entre 300 y 400 m por encima de los niveles de base actuales. Entre sus características destacan su alto y medio grado de concrecionamiento, la homogeneidad de sus facies de carácter estromatolítico, y su karstificación con conductos, cavidades y frecuentes reconstrucciones estalagmíticas.

Cronológicamente, indicar la variada adscripción de los distintos grupos, arrancando desde el Pleistoceno Inferior y Medio en el caso de los culminates, Pleistoceno Medio, los desarrollados en medios fluviales (Constantina, 50.000 a.B.P.) y por último cronologías de Pleistoceno Superior, Holoceno y Actual para los vinculados a fuentes, surgencias y fondos de arroyos en aquellos lugares donde las condiciones de los geosistemas kársticos han sido poco alteradas.

ENDOKARST Y ESPELEOTEMAS

El endokarst de Sierra Morena presenta un importante número de manifestaciones heredadas y funcionales, con presencia de complejos sistemas espeleológicos, junto a simas y conductos monoespecíficos.

Su distribución es irregular en tanto que existe un fuerte control estructural en la génesis de los sistemas; pero una valoración geomorfológica a nivel regional de este, permite una sistemática en tres tipos de manifestaciones: mogotes kársticos, relieves residuales y paleopoljes.

Los mogotes calizos y calco-dolomíticos implantados por debajo de las superficies corrosivas, concentran las principales manifestaciones del endokarst mariánico. En el Cerro del Hierro (Constantina, Sevilla), la karstificación profunda ha progresado orientada por el sistema de fracturas, favoreciendo la conformación de corredores kársticos (bogaces), conductos y simas verticales con un fuerte taponamiento de arcillas caoliníticas. El catálogo espeleológico del Cerro supera los 200 enclaves, destacando la sima del Hierro, una vertical de -60 m, abierta sobre una diaclasa con lapiaces de criptocorrosión (*Kluftkarren*), y la de San Apolonio (-30 m), con hundimiento parcial del lapiaz superficial. Aprovechando el buzamiento de las calizas, han sido reconocidos algunos sistemas laterales con galerías-diaclasas de paredes concrecionadas (Cueva de los Murciélagos-Sima de Polea Saloma, en conjunto unos 200 m de recorrido y un desnivel de -13 m).

La Gruta de las Maravillas (Aracena, Huelva) y el Complejo de Santiago (Cazalla, Sevilla), conforman sendos sistemas con más de 1.000 m de recorrido respectivamente, y galerías a dos niveles, con superposición de procesos de inundación-erosión. Las galerías inundadas

reflejan la estacionalidad climática. Mientras que la presencia de espeleotemas en las galerías altas con microgours, identifica la antigüedad de estos sistemas. Hasta la fecha, no se han realizado estudios espeleogenéticos o cronométricos sistemáticos en estas formaciones.

En Santa Ana la Real (Huelva) y Alanís (Sevilla) respectivamente, se localizan los sistemas de conductos monoespecíficos de los Moros y el Paro, con desarrollos de más de 50 y 200 m, y desniveles superiores a los 20-30 m. Ambos ejemplos ilustran la mayoría de las manifestaciones conocidas tanto en la provincia onubense (Pájara, Cater, Cachó, Pedro Serrano y otras), como en Córdoba (Piquín), o las manifestaciones no citadas del sector Cazalla-Constantina o en los klippes de Almadén de la Plata, en Sevilla. Estas se inscriben en los relieves residuales o sobre los pequeños conos rocosos calizos de los paleopoljes citados líneas atrás, constituyendo ponors de carácter monoespecífico.

HIDROGEOLOGÍA ACTUAL

La complejidad tectónica junto con la compartimentación geológica de las series carbonatadas de Ossa-Morena, dan como resultado la diversificación y proliferación de acuíferos por toda Sierra Morena (Fig. 1). Estos, con sus niveles impermeables sobre las pizarras y esquistos paleozoicos, presentan caracteres de acuíferos kársticos libres y fisurados, si bien localmente pueden encontrarse también confinados.

En conjunto, suponen unos recursos medios estimados de 63 hm³/año, repartidos entre sus 9 unidades hidrogeológicas fundamentales (IGME, 1986), destacando en caudal las de Guadalcanal-San Nicolás (292 l/s), Galaroza-Zufre (Sierra de Aracena, 230 l/s), Santa M^a. de Trassierra-Córdoba (219 l/s), Las Navas-Hornachuelos (123 l/s) y Constantina-Cazalla (114 l/s). En ellas, se encuentran inventariados cerca de un centenar de puntos de surgencia de agua (IGME, 1986), cuyas características hidroquímicas ponen de manifiesto un predominio de las aguas bicarbonatadas cálcicas, a veces con influencia magnésica, como corresponde al tipo de material calizo-dolomítico karstificado en el que se insertan. Se trata siempre de aguas aptas para el consumo y el riego, con inapreciables proporciones de sales y baja conductividad eléctrica. Igualmente es de destacar el predominio de las saturadas en carbonatos, correspondiendo los pH más bajos a las surgencias próximas a intrusiones graníticas, caso de las existentes en la unidad hidrogeológica de Galaroza-Zufre.

En cuanto a los caudales, por lo general constantes a lo largo del año, se presentan muy dispares en sus aforos, oscilando entre los 0.5 l/s y 150 l/s según el emplazamiento de las surgencias. Así, los valores máximos se obtienen para aquellas situadas muy próximas a los tal-

wegs actuales, cuando estos inciden los fondos de paleopoljes y paleovalles. Es igualmente en estos ámbitos sobre las superficies corrosivas, donde se concentran más del 70% de los manantiales de la Sierra, correspondiendo los valores mínimos de caudal a los emplazados sobre vertientes y/o fracturas a través de las cuales se ponen en contacto las series carbonatadas con las rocas impermeables.

KARST EN RELIEVES RESIDUALES Y OTROS KARSTS

Los relieves residuales de esta zona de Sierra Morena, están constituidos por las series carbonatadas en posición morfoestructural de crestas monoclinales (Díaz del Olmo, 1982), fuertemente levantadas y vergentes al S o SO, dejando pasillos de pizarras que favorecen la conformación de un modelado de tipo apalachiano.

Esta disposición no ha favorecido la génesis de un karst profundo, y sí un interesante sistema de lapiaces con desarrollo de pequeños conductos laterales ajustados al dispositivo de la estratificación y diaclasas, rellenos de terras-rossas y mineralizaciones de óxidos de hierro, así como surgencias y *trop-pleins*. Las más importantes manifestaciones se encuentran en la provincia de Sevilla (Fig. 1) en relieves como los del Gibarrayo (Constantina), Hamapega, Sierra del Viento, Sierra de la Grana y Loma de la Urbana (Guadalcanal) o la Sierra de San Miguel (El Pedroso).

Fuera de las series del Cámbrico Inferior, cabe también señalar el karst modelado a partir de las litofacies calcareníticas del Mioceno en el contacto del zócalo con la Depresión inferior del Guadalquivir. Se trata de un karst superficial de frecuentes lapiaces, pozas y kamenitzas, que en los escarpes de las plataformas suelen presentar cavidades de génesis polifásica. En el Mioceno de Lora del Río (Sevilla), algunos abrigos kársticos abiertos hacia el Guadalquivir contienen en su interior rellenos aluviales mostrando la evolución del río.

REFERENCIAS

- ANGOLOTI, J.M.; MUELAS, A. y GARCÍA VÉLEZ, A. (1975): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Constantina*. IGME, Madrid.
- BAENA, R. (1988): *Estudio geomorfológico del Norte de Constantina (Sierra Morena, Sevilla)*, Programa de Doctorado en Geografía Física. Universidad de Sevilla. 92 p. (inédito).
- BAENA, R. y DÍAZ del OLMO, F. (1988): Paleokarst de Sierra Morena (Sector Cazalla-Constantina, Hespérico Meridional): superficies de corrosión y poljes. *Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-4), 13-22.
- BAENA, R. y DÍAZ del OLMO, F. (1989): Edificios tobáceos en Andalucía occidental: secuencias de piedemonte. *El Cuaternario en Andalucía Occidental*, AEQUA Monografías, 1, 89-97.

- BAENA, R.; RECIO ESPEJO, J.M. y DÍAZ del OLMO, F. (1991): *Elementos del Paleokarst del sector Santa María de Trassierra-Las Ermitas (Sierra Morena, Córdoba)*, (inédito).
- BARD, J.P. (1964): Note préliminaire sur l'âge des terrains de l'Estrato cristalline affleurant au NW de la province de Huelva (Espagne). *Contes Rendues Accademie Sciences, Paris*, 258, 2 129-2, 130.
- CABANAS, R. (1980): *Geología cordobesa (Guía del sector Norte)*. Córdoba: Escudero. 179 p.
- DÍAZ del OLMO, F. (1982): *Geomorfología de Sierra Morena. Estudio del interfluvio de las cuencas fluviales Viar-Rivera de Hueznar*. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla. 503 p. (inédito).
- DÍAZ del OLMO, F.; BAENA, R. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1989): Paleokarst de Sierra Morena (Massif Hespérique). *Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret-Guide, 183-218.
- DÍAZ del OLMO, F. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1983): Observaciones sobre la geomorfología del batolito de Santa Olalla del Cala (Sevilla, Huelva, Badajoz). *Boletín. Geológico y Minero*, 94, 3, 179-186.
- DÍAZ del OLMO, F. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989): Macizo Hespérico Meridional. En *Territorio y Sociedad en España (Geografía Física)*, 1, 70-80. Taurus, Madrid.
- FABRIES, J.M. (1963): *Las formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne)*. Sciences de la Terre. Nancy. Mémoire 4. 270 p.
- FONTBOTÉ, J.M. (1980): *Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. Córdoba, Hoja 76*. IGME, Madrid.
- GARCÍA VÉLEZ, A. (1979): Estudio de las mineralizaciones de origen hidrotermal en la región de Guadalcanal-Cazalla (Sevilla). *Boletín Geológico y Minero*, 90, 3, 285-293.
- GURRÍA, J.L. y SANZ TAMAYO, M. (1979): Los fenómenos kársticos en los calerizos de Cáceres y Aliseda. *Actas VI Coloquio de Geografía*, 47-55
- IGME (1986): *Investigación y Evolución de los Recursos hidráulicos subterráneos de los sectores N de las provincias de Huelva, Sevilla y Córdoba*. IGME, Sevilla (inédito).
- JULIVERT, M. (1978): Algunas bases para una correlación paleogeográfica entre los Macizos Hercinianos del Occidente de Europa. En Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico (Homenaje a I. Parga Pondal), *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, 27, 159-191.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta *Geotk. Forsch*, 6, 78-92 (Traducción española por J.M. Ríos, *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, V,149-166. (1961). Madrid.
- MARQUÍNEZ, J.L. (1978): Estudio geológico del Sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología*, 10, 295-315.
- RECIO, J.M.; BAENA, R. y DÍAZ del OLMO, F. (1991): Evolución reciente del Karst de la Sierra de Córdoba. (inédito).
- SOLÉ SABARÍS, L. (1952): El Relieve. *Geografía Física*, Tl. Montaner y Simón, Barcelona 500 p.
- VAL, J del. y HERNÁNDEZ, M. (1989): El karst en el Macizo Hespérico. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*, Monografías 4, 217-229. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F. (1967): Nuevas áreas devonianas en la zona occidental de Sierra Morena. *Notas y comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 97-98.
- VÁZQUEZ GUZMÁN, F. y FERNÁNDEZ POMPA, F. (1976): *Contribución al conocimiento geológico del Suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas*. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, 89, 130 p.
- VEGAS, R. (1977): Le precambrien superieur de la chaîne varisque de la Peninsule Iberique. En *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*. 243, 89-96. CNRS, Rennes.
- ZAMARREÑO, I. (1978): Tipos y distribución de facies en el nivel carbonatado del Cámbrico de España. En Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico (Homenaje a I. Parga Pondal), *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, 27, 289-311.

Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda (*)

Jean-Jacques Delannoy ⁽¹⁾

RESUMEN

Dos grandes conjuntos montañosos se han desarrollado a un lado y a otro de la Cuenca de Ronda: la Serranía de Grazalema y la Serranía de Ronda. Ambas serranías presentan unos paisajes kársticos muy interesantes tanto a nivel de superficie como en el subsuelo. El estudio de las formas kársticas superficiales y de las cavidades permite reconstruir la evolución de estas montañas, remontándonos desde el final del Mioceno hasta nuestros días. Este artículo es la síntesis de los trabajos llevados a cabo desde hace diez años en la Cordillera Bética, y a la vez una invitación, a través de la lectura y el estudio de las formas kársticas, a reconstruir las diferentes etapas de la evolución de ambas serranías.

Palabras clave: Serranía de Ronda, Serranía de Grazalema, Geomorfología kárstica, Espeleogénesis, Karstogénesis.

ABSTRACT

Two big mountain ranges have been developed in both sides of the Ronda Basin: The Grazalema and Ronda massifs, both of them showing very interesting karstic landforms at surface and subsurface levels. The study of these surface karstic landforms, and also of the cavities have allowed the reconstruction of the evolution of these mountain chains from Upper Miocene to present. This paper is a summary of the main last ten years works carried out in the Betic Cordillera, and its reading is an invitation to the study of the karstic landforms to build up the different evolution stages of the two chains.

Key words: Ronda Mountains, Grazalema Mountains, Karst Geomorphology, Espeleogenesis, Karstogenesis.

INTRODUCCIÓN

El extremo occidental de la Cordillera Bética se subdivide en dos grandes conjuntos montañosos, situados a ambas partes de la cuenca de Ronda: al NO, la Serranía de Grazalema; y al SSE, la Serranía de Ronda s.s. Estas serranías se caracterizan por la yuxtaposición de sierras que albergan paisajes kársticos superficiales importantes y un karst subterráneo desarrollado, cuyas cavidades más conocidas son la sima GESM, en la Sierra de las Nieves, y el Complejo Hundidero-Gato, en el reborde nororiental de la Sierra de Líbar.

En este trabajo, es imposible presentar todos los aspectos morfokársticos de estas sierras, por lo que el análisis se centrará en los sectores que presentan paisajes kársticos superficiales y subterráneos, que son, a la vez, diferentes desde el punto de vista morfológico y complementarios desde el punto de vista karstogenético; los diferentes dominios estudiados son: la Sierra del Endrinal (Cádiz), la Sierra de Líbar y la Sierra de las Nieves (ambas en la provincia de Málaga, aunque la primera a caballo con la de Cádiz).

LOS PARÁMETROS GEOLÓGICOS FAVORABLES A LA KARSTIFICACIÓN

Desde un punto de vista geológico, la Cordillera Bética Occidental se subdivide en dos ramales (Durand Delga, 1980):

- el dominio bético, que bordea el Mediterráneo, donde afloran los terrenos geológicos más antiguos.
- el dominio subbético, que se caracteriza por una sedimentación mesozoica con dominante carbonatada.

La Sierra de las Nieves y la Serranía de Grazalema pertenecen respectivamente a cada uno de estos dominios, que presentan unas características litológicas diferentes y una evolución paleogeográfica diferenciada.

LAS CARACTERÍSTICAS LITOESTRATIGRÁFICAS DE LA CORDILLERA BÉTICA OCCIDENTAL

El dominio bético s.s. o las Zonas Internas

Las zonas internas béticas se caracterizan por un apilamiento de varias unidades geológicas (unidades nevadofilábrides, alpujárrides, maláguides, dorsal bética

* Original en francés. Adaptación española de Juan José Durán Valsero.

⁽¹⁾ Institut de Géographie Alpine. 17 rue Maurice Gignoux. 38031-Grenoble Cédex. Francia.

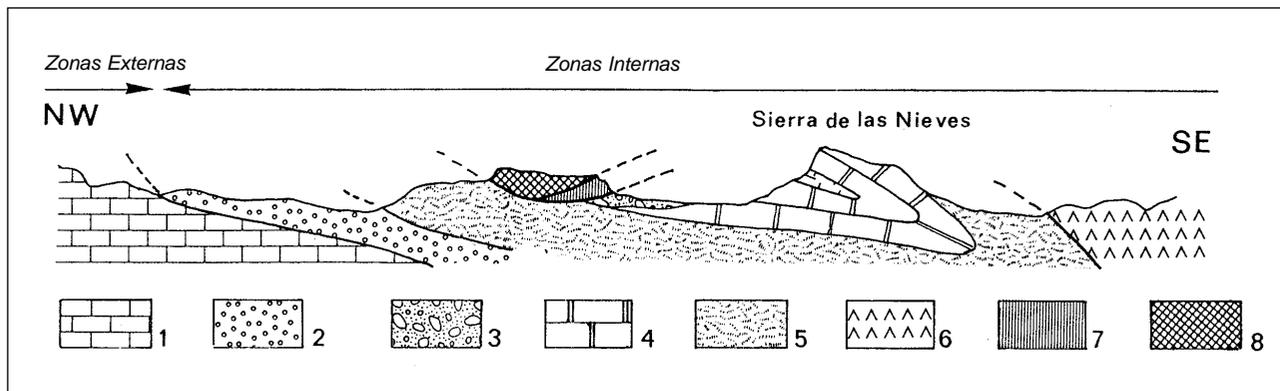


Fig. 1. Dispositivo estructural de las zonas internas y externas de la Cordillera Bética Occidental. 1: Penibético; 2: Flysch Neonumérico; 3: Brecha de la Nava; 4 y 5: Dorsal Bética; 6: Unidad Alpujárride: peridotitas; 7 y 8: Unidades Maláguides.

(Figs. 1 y 2). En la región estudiada, sólo la Dorsal Bética, que constituye el límite septentrional del dominio bético, presenta un interés karstológico. Las Sierras de las Nieves, Prieta y Alcaparaín pertenecen a este conjunto.

Este conjunto se caracteriza por una serie dolomítica triásica de más de 1000 m de espesor que se compone de unas alternancias margo-calizo-dolomíticas retienses, un lías carbonatado con sílex y, por último, una serie muy reducida margoesquistosa que llega hasta el Eoceno. Estas capas están cubiertas por una formación detrítica discordante: la brecha de la Nava. El borde meridional de la Dorsal, que está cabalgado por unidades alpujárrides, presenta una facies marmórea, debido al metamorfismo de contacto.

El dominio subbético s.l. o las Zonas Externas

En la Cordillera Bética Occidental, las zonas externas se subdividen, en función de las condiciones de sedimentación, en dos conjuntos: el Penibético y el Subbético s.s.

El Penibético, que aflora en la Sierra del Endrinal, de Ubrique y de Líbar, todas ellas en la Serranía de Grazalema, se caracteriza por una serie jurásica enteramente carbonatada, de 400 a 600 m de espesor. Sobre esta serie jurásica reposan unas margocalizas rojizas que abarcan desde el Cretácico Superior hasta el Oligoceno (las "capas rojas"). Un flysch autóctono arcillo-arenisco-aquitano-burdigaliense termina la serie (Sierra Peralto-las Cumbres-Alcornocales).

El Subbético s.s. (Sierras del Pinar, de Zafalgar, Labradillo, Margarita) se caracteriza por una serie jurásica constituida por margocalizas, calizas nodulares (facies brecha) y calizas con sílex (Bourgeois, 1978). El Cretácico Inferior corresponde a las margocalizas blancuzcas, mientras que las facies "capas rojas", se extienden desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno.

Las más bellas formaciones kársticas de la Serranía de Grazalema se encuentran en las calizas jurásicas del Penibético. En efecto, la predominancia de las facies dolomíticas y las numerosas intercalaciones margosas en la serie subbética, tienen por efecto limitar, tanto en superficie como en profundidad, el desarrollo de las formas kársticas.

Señalaremos que la Cuenca de Ronda, que separa las Serranías de Grazalema y de Ronda, se caracteriza por una sedimentación molásica miocena (Tortonense-Messiniense).

Las principales etapas de estructuración de la Cordillera Bética Occidental

Sólo desarrollaremos aquí las fases tectónicas mayores, responsables de los volúmenes montañosos de la Cordillera Bética Occidental. La definición de estos diferentes episodios tectónicos es capital, si se desea determinar las etapas de karstificación de las Serranías de Grazalema y de Ronda.

Se distinguen cuatro grandes periodos tectónicos:

- Las primeras deformaciones tectónicas de la Cordillera Bética, responsables de la superposición de las diferentes unidades de las zonas internas (cabalgamientos), se escalonan entre el Cretácico Superior y el Eoceno, que marca el episodio paroxismal del cabalgamiento. Esta fase orogénica eocena no parece haber tenido repercusiones en las zonas externas.

- La segunda fase tectónica es responsable:

- del cabalgamiento de las zonas internas sobre las zonas externas; durante este episodio, que comienza en el Mioceno Inferior, las Sierras de las Nieves y Prieta cabalgan a todo lo largo de las sierras penibéticas de los Arcos, de la Hidalga, Blanquilla y de los Merinos.

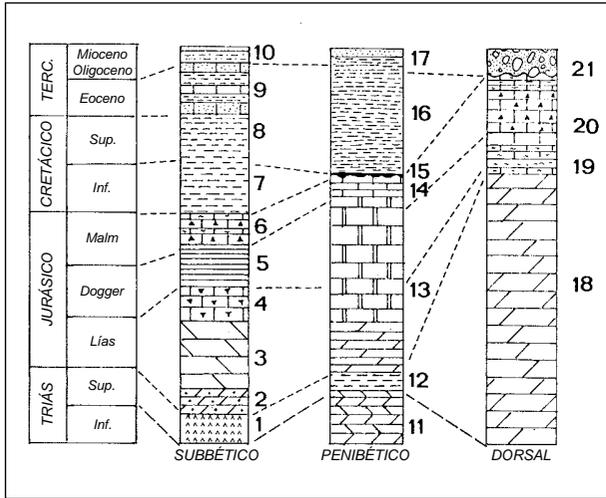


Fig. 2. Columnas litoestratigráficas sintéticas de los dominios subbético, penibético y bético. SUBBÉTICO: 1: Brechas con cemento yesífero; 2: Dolomías cristalinas; 3,4: Serie caliza (dolomítica, con glauconita, con sílex); 5 y 6: Calizas margosas, con sílex y nodulosas; 7, 8: Margocalizas; 9: Calizas areniscosas y margosas; 10: Calizas areniscosas. PENIBÉTICO: 11: Calizas; 12: Margas dolomíticas; 13: Calizas oolíticas; 14: Calizas tableadas nodulosas; 15: *Hard-ground*; 16: Margocalizas rojas; 17: Flysch. BÉTICO: 18: Dolomías; 19: Alternancias margo-calizas dolomíticas; 20: Alternancias de calizas con sílex y de niveles margoquistosos; 21: Brecha de la Nava.

• de la estructuración de las zonas externas. Se distinguen dos grandes conjuntos estructurales, a ambas partes del Corredor de Boyar (Grazalema, Puerto del Boyar, El Bosque). Al N del corredor, el dominio subbético se caracteriza por un apilamiento de mantos de corrimiento (sierras del Pinar, de Zafalgar); mientras que al S, el plegamiento del dominio penibético se traduce en pesados pliegues en cofre (Sierras de Líbar y de Ubrique), o en

vastos domos anticlinales (Sierra del Endrinal), afectados por una importante fracturación y por cabalgamientos.

- A continuación de estas fases compresivas, la cadena Bética ha conocido una larga fase tectónica de distensión. Este nuevo episodio tectónico es responsable de la apertura del Mar de Alborán y de la individualización de la Cuenca de Ronda, que fueron invadidos, más o menos precozmente, por el mar Terciario. En la Cuenca de Ronda, en relación directa con el golfo marino del Guadalquivir, la sedimentación marina comenzó en el Tortoniense Medio y prosiguió durante todo el Messiniense (Mioceno terminal). Por el contrario, en el Mar de Alborán, la sedimentación marina comienza más tardíamente (Tortoniense Superior) y dura más tiempo (Plioceno). Los relieves emergidos bordeando estas cuencas han sido, al menos durante el Messiniense, el asiento de una vigorosa erosión, que se tradujo en la creación de vastas superficies de aplanamiento kárstico (reborde NE de la Sierra de Líbar, Sierras de los Merinos, de Juan Durán, etc.; Lhénaff, 1977, 1986b; Delannoy, 1987).

En el límite mio-plioceno, se localiza una corta fase tectónica que es responsable, por una parte, de la elevación de las Zonas Internas y, por otra, de la parada de la sedimentación en la cuenca de Ronda.

- A este largo periodo de tiempo dominado por la distensión, le sigue una nueva fase de compresión, en el Pleistoceno Inferior, ligada a la aproximación de las placas europea y africana. Este episodio se traduce, en la región estudiada, en un levantamiento de conjunto, que ha sido marcado en las Zonas Internas (Dorsal Bética). El estudio de los niveles marinos del Mar de Alborán (Cadet *et al.*, 1978) muestra que este régimen compresivo se ha

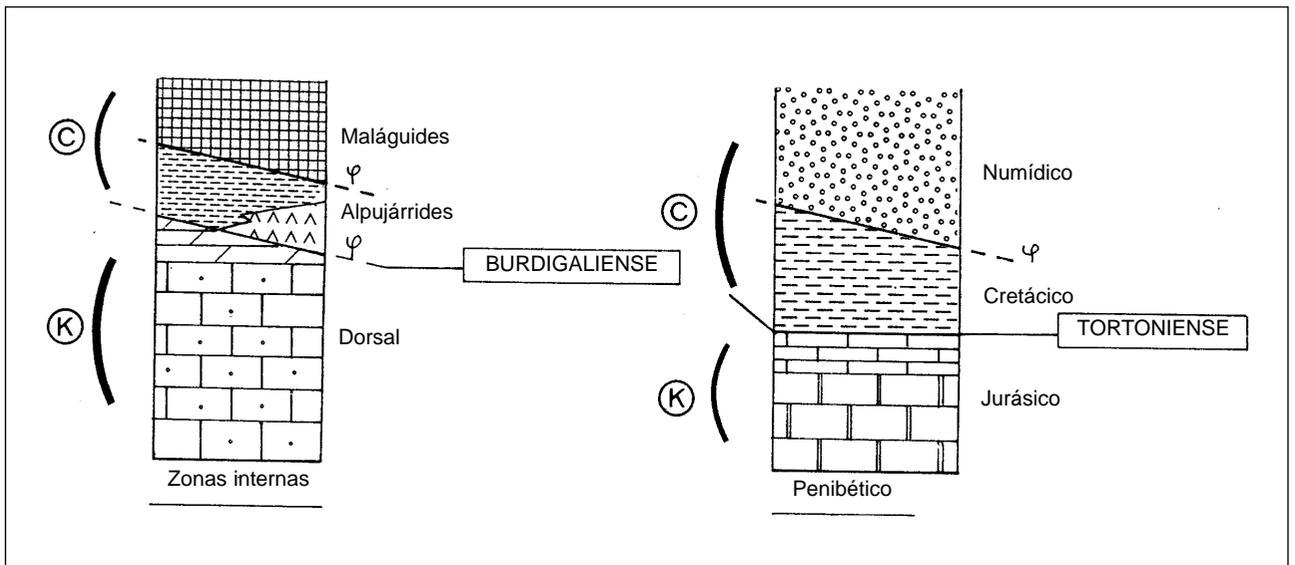


Fig. 3. Los conjuntos karstificables de las serranías de Ronda y Grazalema y su cobertera impermeable. C: Cobertera, K: conjuntos karstificables. Recuadro exterior Burdigaliense: período conteniendo los primeros testimonios del afloramiento de los conjuntos karstificables.

mantenido durante todo el Pleistoceno hasta la actualidad.

Las aptitudes frente a la karstificación de los dispositivos litoestructurales de las serranías de Grazalema y de Ronda

La karstificación es, en gran medida, dependiente de la litología, que controla, por una parte, el modelado kárstico, y por otra, la disposición del drenaje subterráneo (presencia del nivel impermeable). Se pueden distinguir, en el presente, dos grandes conjuntos litológicos en la Cordillera Bética Occidental:

- la potente armadura carbonatada triásica de la Dorsal Bética (Sierra de las Nieves), pudiendo alcanzar 1400 m de espesor. Excepto los delgados bancos margodolomíticos, esta unidad presenta una homogeneidad de conjunto notable. Esto se observa claramente en la Sierra de las Nieves, donde no existe ningún nivel impermeable susceptible de represar los flujos hídricos subterráneos.

- y la serie calcárea jurásica penibética, que totaliza entre 400 y 600 m de espesor.

Sin embargo, la karstificación de estos dos grandes conjuntos sólo pudo hacerse verdaderamente efectiva una vez que se produjo el desmantelamiento de su cobertura impermeable, bien estratigráfica (margocalizas cretácicas, flyschs autóctonos), bien tectónica (unidades alpujarrides y maláguides apiladas sobre la Dorsal Bética, flyschs alóctonos) (Fig. 3). El estudio de los depósitos correlativos de la erosión de los relieves béticos, permite afirmar que la karstificación ha podido desarrollarse desde el Aquitano-Burdigaliense, en la Sierra de las Nieves, y desde el Tortonense Medio en la Serranía de Grazalema.

El dispositivo estructural juega un papel importante en la karstificación y en la organización del drenaje subterráneo. Algunos ejemplos son suficientes para ilustrar este propósito:

- La alternancia de amplios pliegues en cofre y de depresiones sinclinales en el dominio penibético presenta unas características favorables para el drenaje subterráneo: infiltración de las aguas en las zonas anticlinales y concentración posterior de los flujos subterráneos hacia los canalones sinclinales, donde se alojan los colectores. Es igualmente en el corazón de estos mismos canales sinclinales en los que subsiste la cobertura cretácica, donde se ha instalado la red hidrográfica interna de la serranía (río Guadares, arroyos de los Álamos, de Villaluenga del Rosario, de Lívar), que va seguidamente a perderse en el karst (Hundidero, Simas del Republicano, de Villaluenga, de Lívar).

- Siempre en el dominio penibético, el apilamiento

de varias unidades carbonatadas, por cabalgamiento, puede ofrecer unos potenciales espeleo-kársticos importantes, tales como los 800 m de calizas masivas jurásicas que caracterizan la Sierra del Endrinal.

- La meseta somital de la Sierra de las Nieves corresponde a una amplia estructura sinclinal que parece favorable a la organización del drenaje subterráneo hacia el eje del pliegue. Sin embargo, el dispositivo del pliegue tumbado tiene aquí por efecto aislar el flanco inverso (Torrecilla) del resto del drenaje kárstico sinclinal: en efecto, la serie dolomítica invertida reposa sobre las capas post-triásicas que, además de presentar una modesta aptitud para la karstificación, están comprimidas tectónicamente.

- Por último, la importancia de los accidentes tectónicos y de la fisuración puede favorecer la infiltración de las aguas, pero también ser responsable de la existencia de barreras hidrogeológicas y de una compartimentación de los acuíferos kársticos. Es el caso de la sierra subbética del Pinar, donde los numerosos accidentes cabalgantes ponen en contacto capas de permeabilidad diferente, y son responsables de numerosas barreras hidrogeológicas.

La Cordillera Bética Occidental debe la diversidad de sus paisajes kársticos y de sus karstogénesis, a la multiplicidad de parámetros estructurales, litológicos y paleogeográficos y a sus múltiples combinaciones.

LOS GRANDES PAISAJES KÁRSTICOS DE LA SERRANÍA DE GRAZALEMA

El modelado de superficie

Uno de los trazos característicos del paisaje de la Serranía de Grazalema, es el aspecto mineral de las altas sierras penibéticas. Si bien este aspecto está parcialmente ligado a la desaparición de la cubierta vegetal provocado por las actividades humanas, es debido, en esencia, a un modelado kárstico extremadamente desarrollado.

El estudio de las superficies kársticas de altitud permite, por un lado, mostrar la potente dinámica kárstica actual, y, por otro, poner en evidencia una morfología de conjunto heredada de los episodios fríos pleistocenos.

Las superficies kársticas de la Serranía de Grazalema

En conjunto, las superficies kársticas se disponen en extensas mesas subestructurales entalladas por profundos lapiaces, que aprovechan la importante fracturación de las calizas jurásicas. Cuando las mesas poseen una fuerte pendiente, son verdaderos corredores kársticos que desfondan las *banquettes* estructurales; así ocurre en la vertiente occidental de la Sierra de Lívar, en la Sierra de Juan Diego y sobre los flancos de la Sierra del Endrinal.

La superficie de las mesas está frecuentemente esculpida por micromorfologías en forma de agujas. Estas magníficas superficies lenarizadas se desarrollan predominantemente en altitud y en las calizas penibéticas del Jurásico Inferior y Medio.

En las calizas tableadas del Jurásico Superior, los paisajes kársticos son, en general, más caóticos. Aquí, los corredores kársticos que recorren las mesas calizas, tienen por efecto aislar altos pináculos, que presentan una morfología en "pila de platos". En la Serranía de Grazalema, este paisaje insólito, sin alcanzar la amplitud del Torcal de Antequera, está particularmente bien representado en la vertiente occidental de la Sierra de Líbar y en la Sierra de Juan Diego. Cuando la pendiente supera la treintena de grados, se producen numerosos deslizamientos a favor de las superficies de estratificación más margosas, acentuando así el carácter caótico de estas mesas kársticas (mega-lapiaces ruiniformes).

Por último, en las capas dolomíticas subbéticas, los lapiaces son de mediana amplitud. Sólo en los alrededores de los escarpes verticales existen lapiaces de diaclasas bien desarrollados, debido a la relajación mecánica (grietas tensionales ligadas a la descompresión en dirección al vacío). A menor altura (1200-1000 m), las superficies dolomíticas están surcadas por unos lapiaces en los que predominan las perforaciones tubulares sin organización aparente (lapiaces dolomíticos, *s.s.*).

Después de este rápido inventario de las superficies kársticas lenarizadas, constatando la supremacía de los paisajes kársticos penibéticos, se descubre una superposición de morfologías, resultado del trabajo exclusivo de la disolución en diversos contextos climáticos diferenciados:

1.- En primer lugar se observan microformas de disolución al aire libre (lapiaces en forma de aguja, estrechas entalladuras meandriformes, lapiaces con hoyitos y tacones dolomíticos) que están ligados esencialmente a precipitaciones importantes, del orden de los 2.500 mm/año, recogidas en las cumbres de la Serranía de Grazalema (Sierras del Pinar, del Endrinal y de Líbar).

2.- El conjunto de estas microformas de disolución permanece, sin embargo, secundario, en relación con la organización global de las superficies kársticas. El despeje de extensas mesas estructurales, su incisión por profundos y anchos corredores kársticos y su degradación por el hielo (pináculos en "pila de platos") son algunos de los testimonios de un facetado morfokárstico heredado de los últimos episodios fríos pleistocenos.

Es, sin duda alguna, en las cumbres de la Sierra del Endrinal, donde es más fácil definir las incidencias morfokársticas de los últimos episodios fríos pleistocenos.

Los paisajes nivokársticos de la Sierra de Endrinal

La Sierra de Endrinal está constituida por un potente domo calizo penibético que culmina hacia los 1.540 m (Reloj: 1.539 m), entallado por tres anchos valles en U, de 100 a 200 m de ancho. Las cabeceras de estos valles orientadas hacia el N parecen "circos" profundamente tallados en las calizas. El fondo en U de los valles, así como los flancos del Reloj están accidentados por un karst en *banquettes* escalonadas, desfondadas por numerosas simas. Han sido localizadas 75 simas, en el transcurso de los últimos años, y posteriormente exploradas y topografiadas. El 80% de estas cavidades son de tipo monopoza (de 8 a 40 m de profundidad). Pueden distinguirse dos tipos de cavidades monopoza: unas, correspondientes a diaclasas ensanchadas por disolución; otras, presentándose como pozos tubulares cuyo fondo está frecuentemente ocupado, en invierno, por una pequeña acumulación de nieve. Las simas más profundas de la Sierra del Endrinal son de tipo polipoza, tales como la KL-6 (-113 m), la KL-42 (-110 m), la KL-52 (-60 m), la GL-3 (-60 m) y la Sima GIEX (-55 m).

El conjunto de estos paisajes de superficie de la Sierra de Endrinal es un testimonio a favor de una potente ablación kárstica heredada, y sugiere un modelado nivo-kárstico contemporáneo de los últimos episodios fríos pleistocenos (Fig. 4). En efecto, las cabeceras de los valles en U orientadas hacia el N corresponden, sin duda alguna, a circos de nivación, prolongados por valles nivokársticos. Los núcleos de nivación de dimensiones más reducidas enlazan, aguas abajo, con unos corredores meandriformes por los cuales se escurrían una parte de las aguas de fusión nival. Por otro lado, el facetado en karsts con *banquettes* escalonadas es característico de los karsts de altitud nivo-glaciares. En ocasiones, los monopozos ovoides corresponden, sin duda, a antiguos neveros que debían su facetado a la acción corrosiva de las aguas de fusión nival y a las acumulaciones de nieve que

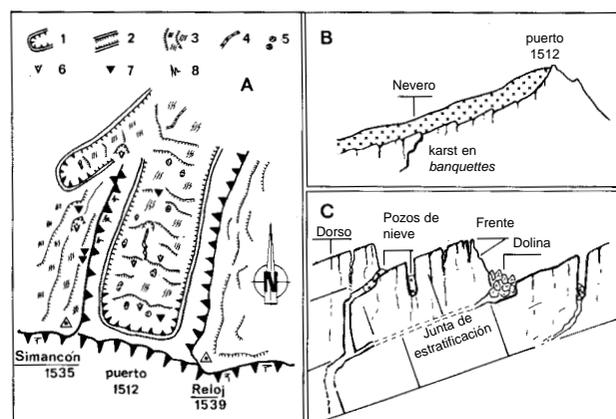


Fig. 4. Los paisajes nivo-kársticos de la Sierra del Endrinal. 1: Nicho de nivación; 2: Valle de nivación; 3: Karst con *banquettes* estructurales; 4: Entalladura nivo-fluvial; 5: Dolinas rocosas; 6: Pozos de nieve; 7: Sima; 8: Fracturas de relajación.

se mantenían allí una gran parte del año, sustentando por simple autocatálisis el desarrollo de los pozos, tanto en anchura como en profundidad. Además, las dataciones isotópicas U/Th que han sido realizadas en concreciones de la sima del Callao, y sobre coladas corroídas de las simas del Endrinal, evidencian, por una parte, el carácter heredado de estas cavidades y, por otra, el facetado de algunas durante los episodios fríos pleistocenos. Las edades son, respectivamente, las siguientes:

- > 350.000 BP para la sima del Callao.

- Bien comprendidas entre 100.000 y 80.000 BP, bien situadas en torno a 38.000 BP. para las simas del Endrinal, es decir, formaciones contemporáneas del fin del Eemiense a principios del Würm, e "Intra-Würmienses".

Conclusiones sobre el modelado superficial

El estudio del modelado superficial de la Serranía de Grazalema ha mostrado, rápidamente, la omnipresencia de las morfologías kársticas. Están particularmente desarrolladas en las sierras penibéticas y, de manera mucho más discreta, en las capas dolomíticas y margocalizas del dominio subbético, donde dominan otros procesos geomorfológicos (gelifracción, soliflucción, ...).

La uniformidad del conjunto de los paisajes que introduce la morfología kárstica es, sin embargo, sólo aparente, porque el estudio de las superficies kársticas ha permitido mostrar la existencia de morfologías de disolución actuales y heredadas de los episodios fríos pleistocenos.

Los episodios fríos pleistocenos han marcado profundamente la Serranía de Grazalema, como lo testimonian las numerosas formas nivo-kársticas que desfondan las altas sierras. El reconocimiento de estas diversas morfologías nivo-kársticas permite hacer descender el límite inferior del modelado nival hasta los 1.200 m para los episodios pleistocenos más fríos, y hasta los 1.350-1.400 m para el Tardiglaciario. A menor altitud, los procesos criónivales están en el origen, bien de la regularización de las vertientes en las capas sensibles al hielo (terrenos margocalizos subbéticos), o bien, en las calizas tableadas penibéticas, del modelado en "pila de platos" de los pináculos o del desmantelamiento de los lapiaces (campos de madrigueras, *clapiers*).

Este contexto frío y húmedo ha tenido, sin duda alguna, incidencias más importantes en la karstificación profunda, dada la existencia de un potencial hidráulico incrementado (fusión nival, menor evapotranspiración). Las exploraciones espeleológicas en las altas sierras penibéticas han permitido definir el papel fundamental de los episodios fríos pleistocenos en el establecimiento del karst subterráneo (neveros, simas con polipozos).

El estudio de las superficies lenarizadas ha permitido igualmente poner en evidencia la existencia de una dinámica activa actual que se caracteriza, en altitud, por unas micromorfologías extremadamente afiladas. Se vuelven a encontrar estas microformas afiladas a menor altitud (1.100-800 m), donde se desarrollan a expensas de criptolapiaces exhumados. La exhumación de estos criptolapiaces (lapiaces situados bajo cobertera pedológica) es debida esencialmente a la degradación de la cobertera bio-pedológica ligada a las actividades antrópicas. El carácter hoy mineral de las sierras penibéticas de Grazalema está ligado en gran parte a la desaparición de la cubierta forestal "inicial".

Las grandes redes subterráneas y su información karstogénica

En esta parte, sólo se abordan los fenómenos subterráneos susceptibles de definir las grandes etapas de karstificación de la Serranía de Grazalema. Pocas redes subterráneas actualmente penetrables de la Serranía responden a esta exigencia, entre ellas la Cueva de la Pileta y el complejo subterráneo Hundidero-Gato.

La Cueva de la Pileta: un paleodren kárstico

La Cueva de la Pileta se abre sobre la vertiente oriental de la Sierra de Líbar, a unos 3 km al S de la localidad de Benaoján. Esta cavidad, colgada a 350 m por encima del talweg del Guadiaro, es el testimonio de un antiguo drenaje subterráneo ligado a un estadio pretérito de encajamiento del río Guadiaro.

Descripción de las redes espeleológicas de la Cueva de la Pileta

La Cueva de la Pileta es una cavidad seca de más de 2 km de desarrollo. Se subdivide en dos pisos, superpuestos según la dirección general N-S:

- El nivel superior, sobre el cual se localiza la entrada actual de la cueva, presenta un perfil longitudinal ligeramente ascendente (de 0 a +40 m), hasta la parte superior de un amplio pozo de unos 50 m de profundidad: la "Gran Sima".

- El nivel inferior, que se dispone globalmente por debajo del piso superior, oscila entre -15 y -20 m. Este piso corresponde aproximadamente, desde el punto de vista altitudinal, a la base de la Gran Sima, desplazado una cincuentena de metros al N del término aguas arriba del nivel superior de galerías.

El conjunto de la cavidad se caracteriza por amplias galerías de tipo "conductos forzados" (3 a 10 m de anchura), elípticas, debido al hecho de su disposición en fun-

ción del buzamiento de las calizas jurásicas (20 a 50°). La relación entre los dos pisos se efectúa por un sistema anastomosado de galerías en "conducto forzado" de menor dimensión (2 a 4 m). Las únicas excepciones son las redes de la Cueva de las Grajas y de la base de la "Gran Sima", que presentan una morfología caótica, debido a fenómenos de descompresión-hundimiento.

Otra característica de la Cueva de la Pileta es su importante concrecionamiento. Se distinguen tres generaciones de concreciones:

- Potentes columnas y coladas estalagmíticas blancuzcas, seniles, que han sido posteriormente erosionadas por escorrentías particularmente eficaces, como demuestran, por una parte, el aspecto "en champiñón" de las columnas y, por otra parte, las olas de erosión que esculpen esta generación de concrecionamiento (tipo 1).

- Un sistema de gours-coladas parduzcos, estratificados, que han recubierto el suelo de las galerías de la Pileta. Este sistema es, heredero de una antigua fase de filtraciones incrustantes. Esta generación no ha sido erosionada posteriormente por filtraciones (tipo 2).

- La tercera generación de concrecionamiento corresponde, por una parte, a delgados encostramientos estalagmíticos parcialmente funcionales (en períodos lluviosos) y, por otra parte, a estalactitas alineadas sobre las juntas de estratificación (tipo 3).

Además del aspecto espeleomorfológico, la Cueva de la Pileta se caracteriza por más de 500 m de galerías adornadas con pinturas rupestres. Su estudio ha permitido distinguir 5 fases de ocupación humana y de representación pictórica que es posible relacionarlas con dos grandes períodos, el primero contemporáneo del Paleolítico Superior (Solutrense-Magdalenense) y el segundo del Neolítico (Bullón, 1983; Sanchidrián, 1986).

Después de esta rápida descripción de la Cueva de la Pileta, destacaremos que esta cavidad seca está completamente desconectada, a la vez, del contexto morfotopográfico actual y de la organización de las circulaciones kársticas de la vertiente oriental de la Sierra de Líbar, una de cuyas surgencias (emergencia de Jimera de Líbar) se sitúa más de 350 m por debajo de la Pileta.

La evolución espeleogenética de la Cueva de la Pileta

Se pueden distinguir varios estadios evolutivos de la Cueva de la Pileta (Fig. 5):

- Estadio 1: la morfología de las galerías en "conducto forzado", la organización de las redes, y las microformas de las paredes, atestiguan una génesis inicial en "régimen inundado". Las galerías de la Pileta corresponden, por tanto, a antiguos drenes del karst inundado. Si

nos referimos a la organización hidrogeológica actual, donde el Guadiaro constituye el nivel de base de las circulaciones kársticas de Líbar, el nivel piezométrico del karst inundado de la Pileta, debía estar controlado por un antiguo nivel del talweg del Guadiaro, situado en torno a los 750-800 m de altitud.

- Estadio 2: con posterioridad al encajamiento del Guadiaro, el sistema de la Pileta pasó a no ser funcional desde un punto de vista hidrogeológico, y sus galerías dejaron de estar inundadas. Desde entonces, las redes de la Pileta únicamente se ven atravesadas por las aguas de infiltración, hacia las escorrentías subterráneas que alcanzan las zonas saturadas del karst, situadas por debajo.

- Estadio 3: estas aguas de infiltración son el origen de las formaciones estalagmíticas que adornan esta cavidad. La fase de concrecionamiento contemporáneo de los grandes edificios estalagmíticos (Tipo 1) está particularmente bien marcada en el paisaje de la cavidad. Las dataciones isotópicas efectuadas sobre esta generación de concrecionamiento dan edades más antiguas de 350.000 BP (límite del geocronómetro U/Th).

- Estadio 4: posteriormente a este período de concrecionamiento, las galerías de la Pileta han sido recorridas por arroyadas agresivas, que han erosionado las paredes y perfilado las coladas y columnas estalagmíticas. Estas arroyadas se dirigían hacia el S, como indica la orientación de las olas de erosión que esculpen las paredes y las formaciones estalagmíticas. Esta nueva actividad de las galerías de la Pileta puede tener varios orígenes:

- Se puede tratar de una subida del nivel de base, ocasionante de una inundación parcial de la cavidad. Esta hipótesis aparece, sin embargo, como poco probable, por diversas razones, entre las cuales la principal es de orden tectónico: el canalón sinclinal del Guadiaro ha funcionado esencialmente de manera subsidente desde la estructuración finiburdigaliense de las Sierras Subbéticas.

- La hipótesis siguiente corresponde a la incapacidad de los conductos de la zona de arroyada (de la cual dependería entonces la Pileta) de evacuar la totalidad de las aguas hacia la zona saturada. La existencia de una "presa" de ese tipo puede ocasionar una transferencia de las arroyadas subterráneas hacia galerías preexistentes, como los paleodrenes de la Pileta.

- Por último, se puede tratar igualmente de correlacionar la presencia temporal de una "barrera kárstica relativa" con una fase de reestructuración del sistema kárstico ligada a un brusco encajamiento del Guadiaro.

Cualquiera que sea la causa, las arroyadas erosivas que han recorrido las galerías de la Pileta, suponen una

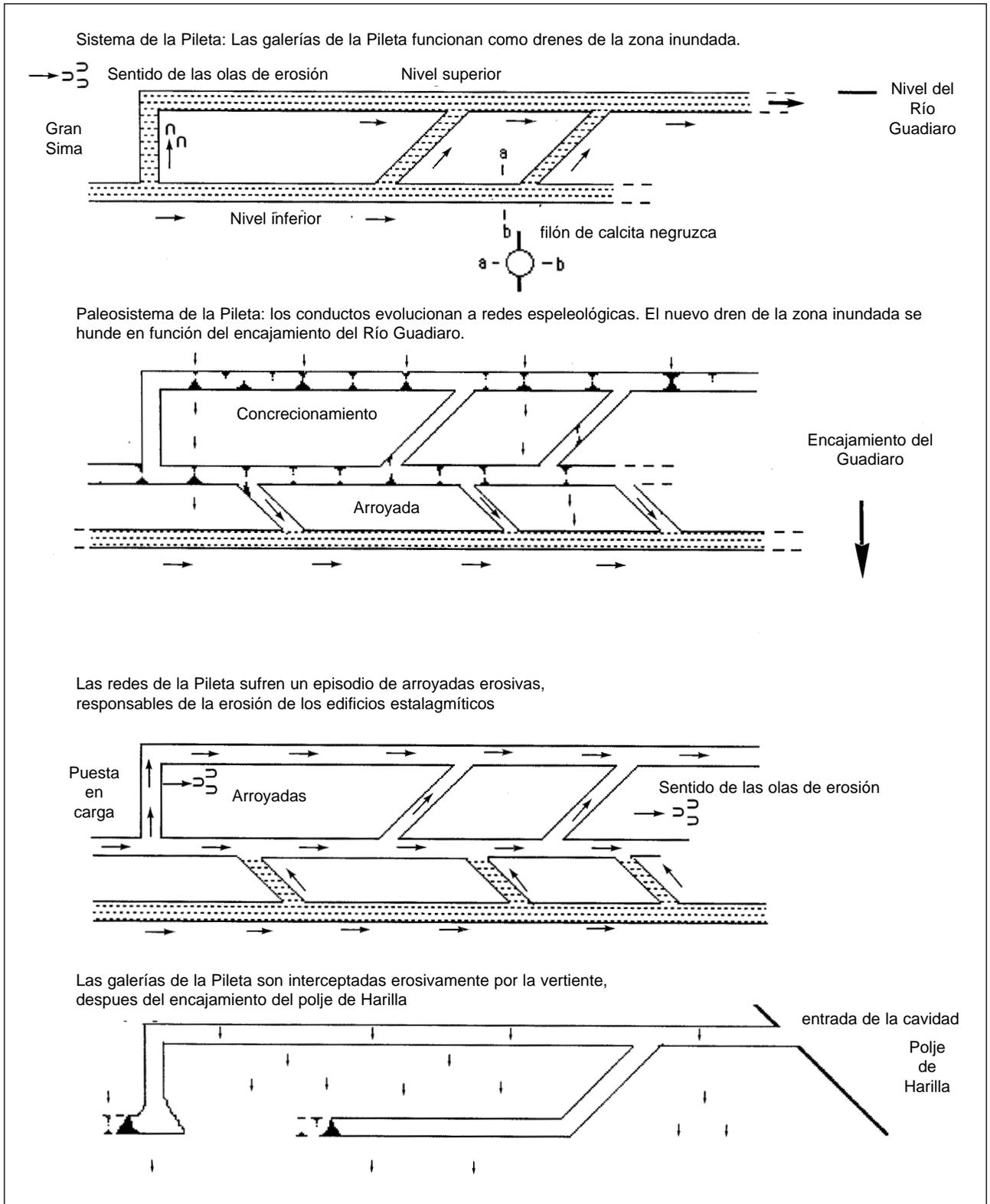


Fig. 5. Evolución esquemática de las galerías de la Cueva de la Pileta.

potente actividad hidráulica, provocada posiblemente por un brusco cambio de las condiciones climáticas en relación con la fase biostásica precedente (concrecionamiento de tipo 1).

- Estadio 5: después de este episodio erosivo, las

arroyadas subterráneas abandonan definitivamente las redes espeleológicas de la Pileta. Únicamente algunas circulaciones anejas han desembocado posteriormente en las galerías de la Pileta. Estas circulaciones fueron la causa igualmente de una nueva generación de concreciones: los gours y las coladas estalagmíticas parduzcas que

constituyen el suelo de las galerías de la cueva. Esta generación (tipo 2) es anterior a las ocupaciones humanas del Paleolítico Superior, habida cuenta que una parte de las pinturas rupestres y los vestigios prehistóricos existentes se sitúan sobre estos concrecionamientos.

La abrupta vertiente que recorta la entrada de la Pileta y el pequeño polje de la Pileta (situado por debajo de la cavidad), son seguramente posteriores al funcionamiento de la Pileta en régimen inundado (Estadio 1), y también al episodio erosivo que han conocido sus redes espeleológicas (Estadio 4); en efecto, por un lado, la vertiente recorta el paleodren de la Pileta que se encuentra colgado a más de 100 m por encima del polje y, por otra parte, se encuentran en el exterior, en la prolongación de la entrada turística de la cueva, fragmentos de coladas estalagmíticas conteniendo huellas de olas de erosión. Desde el punto de vista morfológico, esto significa que la evolución kárstica contemporánea de los poljes de la vertiente oriental de la Sierra de Lívar es muy tardía en relación con la estructuración y el funcionamiento en régimen inundado de la Pileta.

Las conclusiones karstológicas del estudio de la Cueva de la Pileta

El estudio de la Cueva de la Pileta ha permitido poner en evidencia diferentes fases de karstificación.

Los principales eventos extraídos de este estudio son (Fig. 6):

- Una fase de karstificación antigua, durante la cual las galerías de la Pileta funcionaban como drenes de la zona inundada; el nivel de base de este sistema dependiente del Guadiaro debería situarse hacia los 750-800 m referidos a la altitud actual.

- El encajamiento del Guadiaro trajo una reestructuración del drenaje kárstico que se tradujo en el abandono hídrico de las galerías de la Pileta.

- El estudio espeleomorfológico de las redes espeleológicas demuestran que la Cueva de la Pileta ha estado, a medida que descendía el Guadiaro, sucesivamente en la zona de arroyada subterránea y, después, en la zona de infiltración del drenaje kárstico.

- El descenso del Guadiaro, e implícitamente el desarrollo de la karstificación, han condicionado la evolución del polje de La Pileta. Posteriormente a tal encajamiento, la Cueva de la Pileta ha sido intersectada por la vertiente, encontrándose colgada a más de 100 m por encima de este pequeño polje.

- Desgraciadamente, no se conocen redes espeleológicas escalonadas entre el paleosistema de la Pileta y la emergencia actual de Jimera de Lívar, separadas por más de 350 m de desnivel que habrían permitido estable-

cer las etapas de descenso del drenaje kárstico e, implícitamente, del encajamiento del Guadiaro. Por el contrario, el estudio del complejo subterráneo Hundidero-Gato, situado aguas arriba, deberá permitirnos definir la organización del sistema kárstico actual y las fases de karstificación ligadas a los últimos estadios de encajamiento.

El complejo subterráneo Hundidero-Gato

El complejo subterráneo Hundidero-Gato es el fenómeno subterráneo mayor de la Serranía de Grazalema, tanto por la amplitud de sus galerías, como por el desarrollo de sus redes, que totalizan casi 8 km.

Situado en la extremidad septentrional de la Sierra de Lívar-Algarrobo, el complejo subterráneo Hundidero-Gato debe una parte de su génesis y de su funcionamiento a las pérdidas del río Guadares, alimentado por los arroyos que drenan las colinas areniscosas de las Sierras Peralto-Cumbres-Alcornocales. Este curso de agua viene a chocar contra la extremidad septentrional de la Sierra de Lívar, perdiéndose en el amplio porche de Hundidero (593 m s.n.m.). El Guadares subterráneo atraviesa la estructura en semi-horst de Algarrobo para resurgir en el valle del Guadiaro al nivel de la cueva del Gato (423 m s.n.m.).

Breve descripción de la red espeleológica Hundidero-Gato: la aproximación espeleológica

Describiremos brevemente el complejo Hundidero-Gato, interesándonos únicamente por las formas subterráneas susceptibles de aportar informaciones karstogenéticas.

La boca de Hundidero se presenta como un amplio cañón subterráneo accidentado por una serie de megamarmitas de gigante de una decena de metros de diámetro. Una galería colgada y ocupada por dos megamarmitas antiguas (lagos Blanco y Negro), permite cortocircuitar una galería sifonante que se une a la red principal al pie de la sima Calypso. Globalmente, desde este punto hasta la Sala de los Gours, la galería se perfila como un cañón cuya base está generalmente desfondada. Más allá de esta sala y hasta la Plaza de Toros, la red parece una amplia galería meandriforme cuyo fondo está ocupado por un lago perenne. Al nivel de este lago resurgen parte de las pérdidas del pantano de Montejaque.

Desde la Plaza de Toros, amplia sala de hundimiento circular, de 60 m de diámetro, hasta el Cabo de las Tormentas, la galería está afectada por un desfondamiento que puede alcanzar en algunos lugares una treintena de metros. En períodos de aguas altas, esta parte de la red está recorrida por un verdadero torrente subterráneo.

A la altura del Cabo de las Tormentas, se pierde una parte de las escorrentías temporales. Otras "pérdidas-

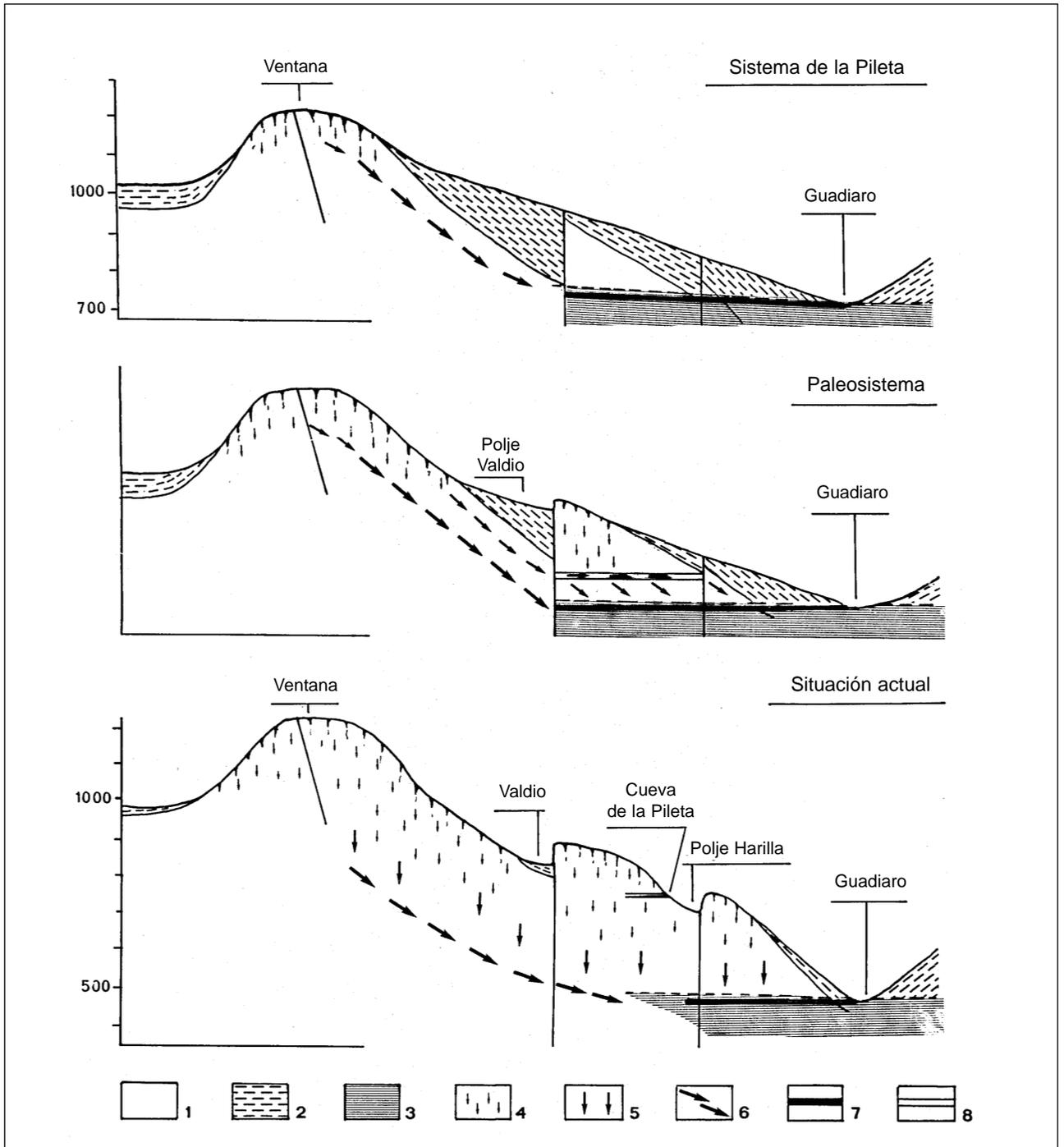


Fig. 6. Evolución esquemática del Sistema de la Pileta en su medio morfoestructural y en función del encajamiento del Río Guadiaro. 1: Calizas penibéticas; 2: Margocalizas cretácicas; 3: Zona kárstica saturada; 4: Zona de infiltración kárstica; 5: Zona de arroyada kárstica; 6: Colector (arroyada); 7: Dren de la zona inundada; 8: Paleodren kárstico.

estavelas" jalonan, en aguas altas, la Galería del Aburrimento, que presenta un desfondamiento de 6-7 m. Por encima del desfondamiento, subsisten testigos de coladas estalagmíticas que recubren depósitos aluviales de cantos. Esta generación de coladas estalagmíticas es particularmente bien visible en los alrededores del famoso Salto del Ángel.

La Galería del Aburrimento recibe sobre su orilla derecha, a la altura del "kilómetro 2,5", una galería afluente: la Galería Nueva, o Afluente de Montejaque.

Más allá de esta confluencia, la red espeleológica cambia de fisonomía. Presenta un perfil transversal en ojo de cerradura: amplio "conducto-forzado" de una

decena de metros de ancho, entallado por un pequeño cañón.

A la altura de la Sala de las Dunas se abre un pozo que permite acceder sobre una cincuentena de metros a una red inferior activa. Cuando la Galería del Aburrimiento está recorrida por el torrente subterráneo, la escorrentía acaba perdiéndose en este pozo. Sin embargo, por encima de un caudal del orden de $5 \text{ m}^3/\text{s}$, la red subterránea inferior se satura y ocasiona una puesta en carga parcial de la Sala de las Dunas y el drenaje de la red espeleológica superior hasta la Cueva del Gato: la Galería del Gato.

Este último sector se caracteriza por una amplia galería en "conducto forzado", ligeramente desfondado. Aguas abajo, la galería, situada a favor de una fractura, pierde amplitud y se convierte en mucho más caótica.

Por último, en la boca de la Cueva de Gato, surge en la orilla derecha un afluente perenne con un régimen regular, el Afluente del kilómetro 3,8. En estiaje resurgen, en el lecho mismo de la galería, las aguas del Guadares subterráneo, que se caracterizan por importantes variaciones de caudal.

La Cueva del Gato, que desemboca en la ribera derecha del Guadiaro, está colgada una veintena de metros por encima del talweg de este río.

Después de esta rápida descripción de la red espeleológica Huididero-Gato, es posible retener las características siguientes:

- A medida que se realiza la travesía, desde Huididero hasta Gato, la morfología de la galería evoluciona: se pasa progresivamente de una red de tipo "cañón" a una galería en "conducto forzado".

- El conjunto de la red está afectado por un desfondamiento. Sin embargo, aguas abajo de la Sala de las Dunas, este desfondamiento es mucho menos marcado.

- La presencia de circulaciones perennes a la altura del exutorio (Afluente del kilómetro 3,8), con un régimen y unas características físico-químicas diferentes de las aguas del Guadares subterráneo, evoca la existencia de conexiones entre las circulaciones kársticas s.s. y el recorrido hipogeo del Guadares.

- La posición colgada de esta red y su exutorio (Cueva del Gato) en relación al talweg del Guadiaro.

El funcionamiento actual del sistema kárstico Huididero-Gato: la aproximación hidrogeológica

Parece paradójico querer presentar el funcionamiento actual del complejo subterráneo Huididero-Gato, dado que uno de los agentes principales de su disposi-

ción, el río Guadares, está desconectado por la presencia de la presa de Montejaque. Sin embargo, esta desconexión no es más que aparente. En efecto, en el momento en que se procedió al llenado del pantano, en 1924, varios m^3/s se filtraron hacia la red subterránea de Huididero-Gato, vaciándose rápidamente la presa, en una decena de días.

Con el fin de localizar los puntos de filtración y de resurgencia, de cuantificar las fugas, y de conocer el funcionamiento hidrogeológico, han sido realizados, numerosos estudios y experiencias de trazados (Thérond, 1973; Durán, 1986; Benavente y Mangín, 1984).

Las experiencias con trazadores y los análisis hidroquímicos, han permitido que se puedan establecer los hechos siguientes:

- La red espeleológica Huididero-Gato corresponde a un dren temporal, que se convierte en activo cuando existen crecidas en el río Guadares. En aguas bajas, el Guadares alcanza un dren inferior desconocido, a través de numerosas pérdidas existentes en su lecho.

- La confluencia, a la altura de la Cueva de Gato, de un afluente kárstico (afluente del kilómetro 3,8) sin relación directa alguna con el Guadares. Este afluente posee variaciones de caudal más ponderadas que el Guadares subterráneo.

Estas constataciones denotan que el funcionamiento hidrogeológico actual del sistema Huididero-Gato es mucho más complejo que la simple pérdida hipogea del Guadares. En efecto, los trabajos de Benavente y Mangín (1984) han demostrado que el sistema Huididero-Gato se caracteriza:

- Por una parte, por un impluvium no kárstico (areniscas y margas cretácicas) drenado por el río Guadares, que tiene por efecto concentrar, en períodos de lluvias, las aguas de superficie hacia la pérdida de Huididero. Esta organización está en el origen de una estructura de drenaje transmisiva.

- Por un importante karst inundado alimentado parcialmente por el Guadares y sobre todo por las infiltraciones kársticas s.s.

Ensayo de reconstrucción espeleogenética del complejo subterráneo Huididero-Gato

Por el estudio hidrogeológico se sabe que la red espeleológica Huididero-Gato es, por una parte, la sede de las escorrentías temporales durante las crecidas del Guadares, y, por otra, está colgada por encima de un acuífero kárstico regional. La existencia misma de esta amplia red espeleológica que resulta de una excavación subterránea, supone, desde luego, unas condiciones de

excavación y de drenaje diferentes a las existentes "actualmente". En este contexto, es necesario considerar la red espeleológica Hundidero-Gato como la expresión de una antigua estructura del drenaje subterráneo.

Varios estadios de evolución relativa pueden ser, desde ahora, puestos en evidencia (Fig. 7):

- Estadio 1: la morfología en cañón de Hundidero está ligada a un encajamiento por circulación en superficie libre y fuerte potencial erosivo: el río Guadares, cuyas aguas acarreaban materiales abrasivos (las areniscas). Aguas abajo, éstas alcanzaban una zona inundada, de la cual uno de los drenes era la Galería del Gato; esta zona inundada estaba condicionada por la altitud del nivel de base (Guadiaro). La amplitud de las galerías, tanto las de tipo "cañón" como las de tipo "conducto forzado", demuestra la "duración" del funcionamiento de esta antigua organización de las arroyadas subterráneas, lo que supone una relativa estabilidad del potencial de karstificación e implícitamente unas condiciones tectónicas y morfoclimáticas.

- Estadio 2: a continuación, una bajada del nivel de base (Guadiaro), hizo que el drenaje subterráneo debiera reorganizarse, en función de las nuevas condiciones hidrogeológicas. Esta reorganización provoca el abandono de las aguas de la galería del Gato, por no pertenecer entonces a la zona inundada del karst.

- Estadio 3: a pesar de esta modificación del drenaje kárstico, casi con seguridad, la red espeleológica Hundidero-Gato permanece siendo recorrida por circulaciones subterráneas en superficie libre.

Se distinguen varias fases de arroyada:

- Una fase de circulaciones incrustantes, origen de las cascadas y coladas estalagmíticas. Estas formaciones estalagmíticas de color parduzco, ricas en material detrítico, están ligadas probablemente a circulaciones no turbulentas e incrustantes alimentadas por el Guadares. El importante contenido en arcilla de las coladas estalagmíticas ha condicionado los análisis y otorga a las dataciones una fiabilidad media. Sin embargo, el hecho de encontrar sobre distintas muestras, un intervalo de edad relativamente similar, situado entre 95 y 75.000 BP, autoriza a relacionar estas formaciones con el episodio Eemiense, pero sin mayor precisión.

- Varios argumentos permiten entrever que este episodio de concrecionamiento se sitúa después de una primera fase de incisión de la red espeleológica. El principal de entre ellos es que aguas arriba de la Sala de las Dunas, la colada estalagmítica Eemiense cubre una formación aluvial detrítica (cantos areniscosos) que colmata un desfondamiento meandriforme.

- Después del Eemiense, la red espeleológica cono-

ce una nueva fase de incisión, como atestigüan las erosiones de la colada estalagmítica y el desfondamiento meandriforme. Este desfondamiento está particularmente bien marcado en la primera parte de la travesía. Aguas abajo de la Sala de las Dunas, la incisión está mucho menos localizada (Paso de las Ollas). Esto puede atribuirse quizás al hecho que únicamente una parte de las circulaciones hídricas transitaban por la galería de Gato; el resto, pasaba a la red inferior, una vez llegadas a la altura de la Sala de las Dunas.

Hemos señalado, anteriormente, la posición colgada de la Cueva de Gato, en relación al talweg "actual" del Guadiaro (posición idéntica a la de las surgencias de Benaoján y Jimera de Líbar) (Fig. 8). A un kilómetro escaso aguas abajo de la Cueva de Gato, en la orilla derecha del Guadiaro, se ha conservado un pequeño retazo de terraza colgada a una veintena de metros por encima del lecho del Guadiaro, es decir al mismo nivel que la Cueva del Gato. Este nivel ha podido ser atribuido al Pleistoceno Medio (Delannoy, 1987). También, en esta hipótesis, el encajamiento basal del Guadiaro, que deja colgada a la Cueva de Gato, sería posterior al Pleistoceno Medio.

Esta hipótesis está, además, confirmada por las tobas situadas en la desembocadura del Tajo de Ronda. Las dataciones isotópicas realizadas sobre estas formaciones ofrecen una edad del orden de 95.500 BP, lo que permite atribuir las al episodio Eemiense. El recorte erosivo de estas cascadas de tobas significa una incisión contemporánea de los episodios fríos y húmedos del Pleistoceno Superior. En otros lugares, como el valle que une la surgencia de Benaoján (440 m s.n.m.) al talweg del Guadiaro, se han depositado tobas atribuidas al Holoceno; esto significa que el encajamiento del Guadiaro en relación a esta surgencia es ante-Holoceno.

En función de estas consideraciones cronológicas, se puede, pues, atribuir al Pleistoceno Superior el encajamiento del Guadiaro que ha dejado colgadas a las surgencias de Líbar (Cueva del Gato, surgencias de Benaoján y de Jimera de Líbar).

Estas diferentes acotaciones cronológicas nos permiten confrontar la evolución espeleogenética de la red Hundidero-Gato con el cuadro morfoclimático del Pleistoceno Medio y Superior.

- Evolución ante-eemiense: El estudio de las terrazas del Guadiaro ha permitido fijar, una veintena de metros por encima del talweg actual, el nivel de este río durante el Pleistoceno Medio. Las surgencias de Gato, de Benaoján y de Jimera de Líbar se sitúan a este mismo nivel, por lo cual es tentador atribuir a este mismo periodo la estructuración de estos exutorios kársticos dependientes del Guadiaro. Atribuimos igualmente a este periodo la entalladura parcial de la Galería de Hundidero

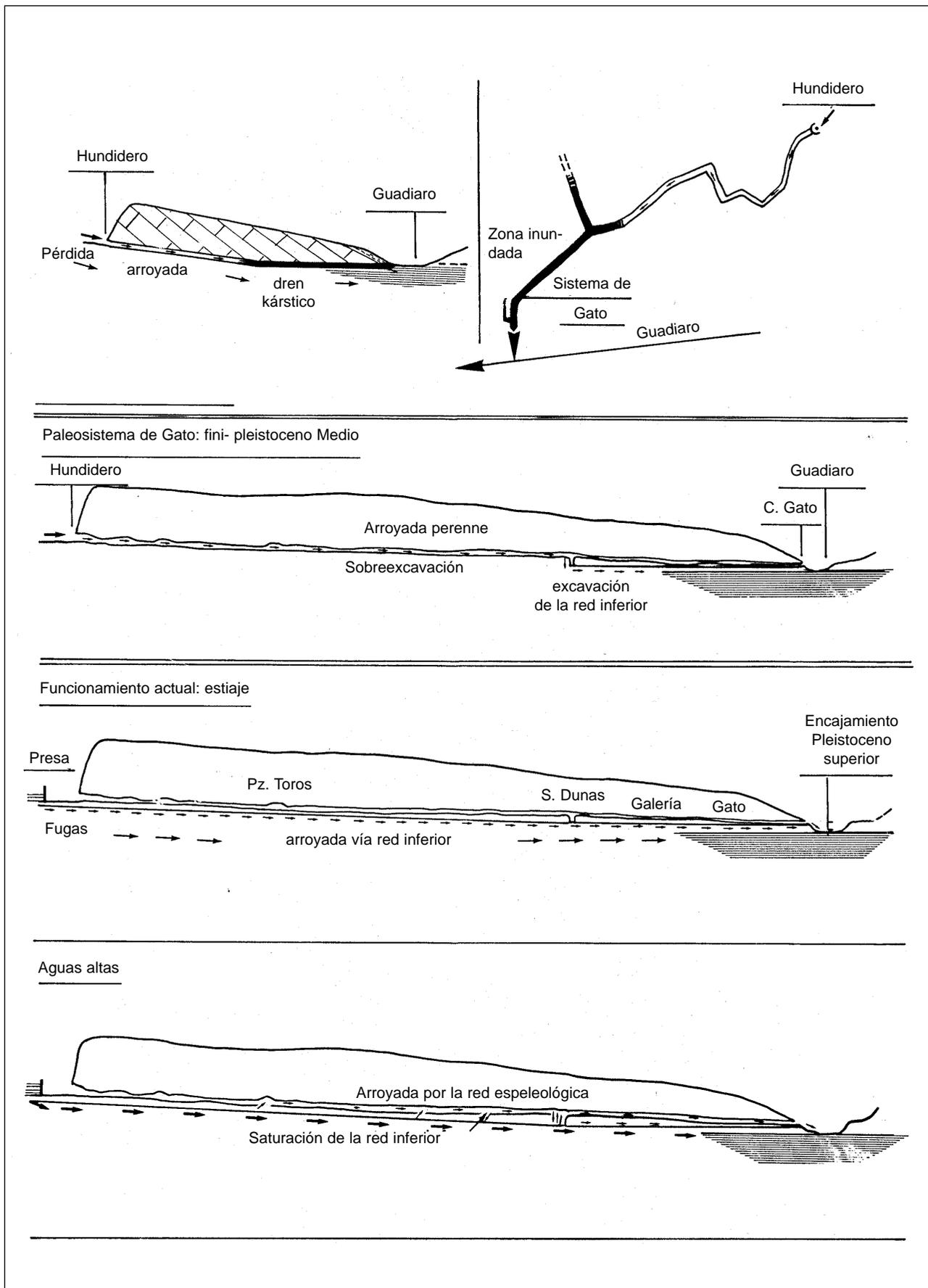


Fig. 7. Esquema evolutivo del complejo subterráneo Hundidero-Gato. A: Sistema de Gato. Las galerías de Gato funcionan como drenes de la zona inundada, relacionada con la red de Hundidero (arroyada). B: El valle del Guadiaro recorta el Sistema de Gato, que evoluciona hacia una red espeleológica.

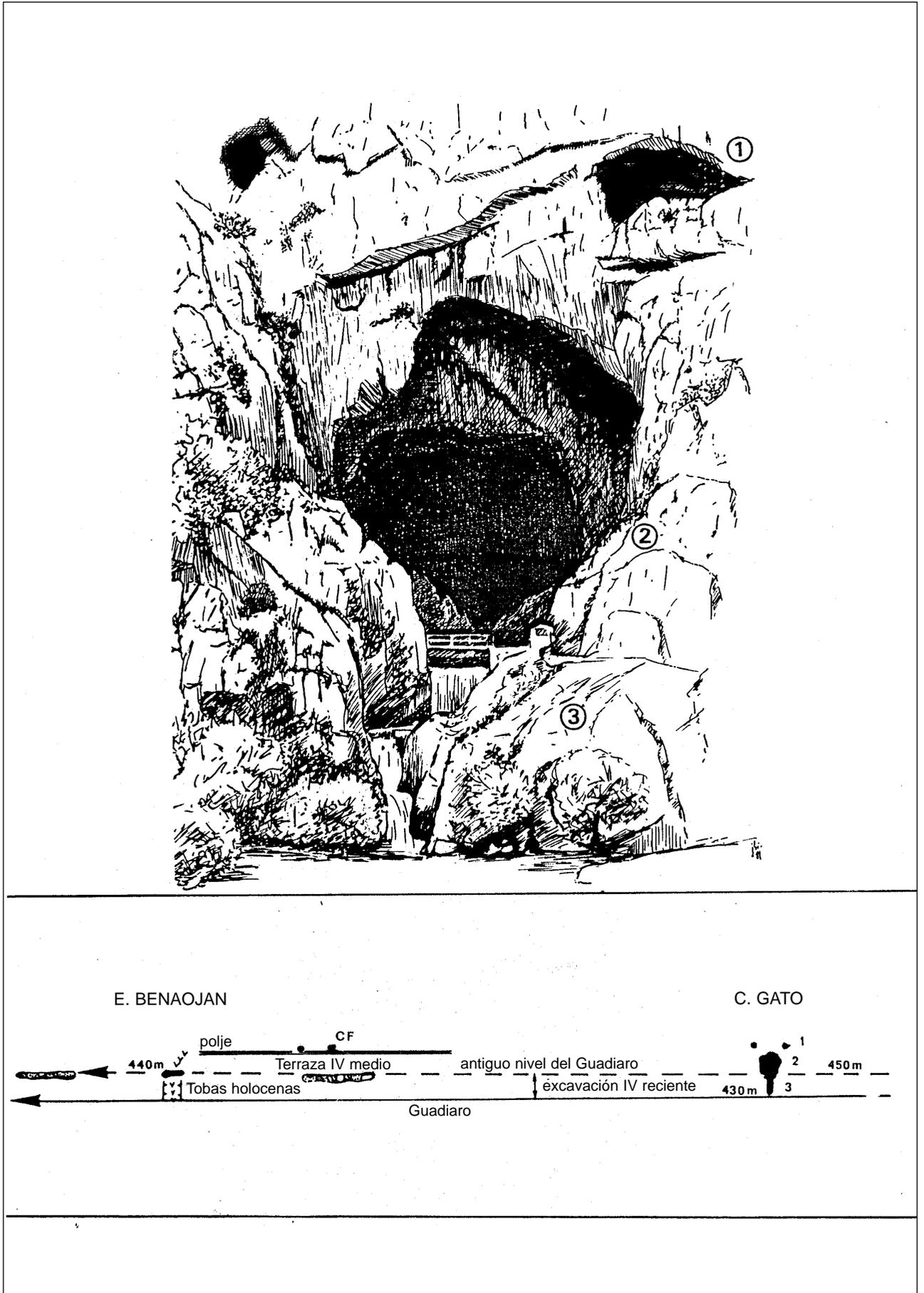


Fig. 8. Aspectos morfológicos y posición morfogénica de la Cueva del Gato: 1: Entradas superiores. 2: Entrada de la cueva. 3: Garganta de enlace.

- Galería del Aburrimiento y la excavación de la Sima de las Dunas por las razones siguientes:

a) esta fase de incisión es en gran parte anterior al Eemiense (puesto que está fosilizada por depósitos detríticos que a su vez están cubiertos por coladas estalagmíticas eemienses).

b) la red inferior de Gato (Sima de las Dunas - Cueva del Gato) se relaciona con el nivel de base del Pleistoceno Medio del Guadiaro.

- Evolución Eemiense: Durante el Eemiense, las condiciones climáticas mediterráneas han sido favorables al concrecionamiento. El hecho de continuar las coladas estalagmíticas prácticamente a lo largo de todo el recorrido subterráneo del Guadares (excepto más allá de la Sala de las Dunas) supone la existencia de arroyadas casi perennes. Esta casi permanencia de las circulaciones no turbulentas puede ser atribuida al hecho de la existencia en aquel entonces de escasas fugas hacia una red situada bajo la galería de Hundidero, bien porque esta red no estaba todavía excavada, bien porque estaba colmatada.

- Evolución post-eemiense: el Pleistoceno Superior se caracteriza, a la vez, por un encajamiento de una veintena de metros del Guadiaro, y por la sobreexcavación de la red espeleológica Hundidero-Gato (recorte erosivo y abandono en cotas colgadas de las coladas estalagmíticas eemienses). Correlativamente a esta incisión de la red espeleológica se ha originado la red inferior, por la cual transitan actualmente las aguas del Guadares, cuando no está crecido. La generación de la red inferior ha estado, sin ninguna duda, favorecida por un potencial hidráulico creciente, ligado a las condiciones climáticas de este episodio (episodio frío y húmedo).

Reflexiones sobre la captura del río Guadares por el karst

Si bien llegamos a entrever el paso de la excavación del dren Hundidero-Gato al sistema actual, y aunque la evolución espeleológica reciente ha podido ser relativamente bien establecida, permanecen aún planteadas las causas y la edad de la captura del Guadares por el karst. El estudio de los paleosistemas de la Pileta y del Gato ha puesto en evidencia un escalonamiento de antiguos niveles del drenaje kárstico ligados a las diferentes etapas del hundimiento del río Guadiaro. En la Cuenca de Ronda s.s., es difícil distinguir los testimonios de las antiguas organizaciones hidrográficas del Guadiaro; por el contrario, sobre sus bordes calizos penibéticos, subsisten algunas paleomorfologías fluviales. Una de estas paleoformas mejor marcadas corresponde a la entalladura de la extremidad septentrional de la Sierra de Lívar (Mures-Cupil). En efecto, en la prolongación aguas abajo del extremo del actual valle del Guadares, 150 m por encima de la

pérdida de Hundidero, se desarrolla una depresión alargada que desemboca hacia el E sobre la cuenca de Ronda. La presencia de numerosos cantos rodados provenientes de las colinas arenosas de la Sierra Peralto permite afirmar que esta depresión ha estado recorrida por un antiguo curso del Guadares, antes de su captura por el karst. Es importante, por tanto, establecer cronológicamente el funcionamiento de este antiguo valle del Guadares.

El estudio morfológico de la extremidad septentrional de la Sierra de Lívar (Mures-Cupil), que sería demasiado largo desarrollar aquí, permite definir una excavación fini-pliocena del paleovalle del Guadares; el argumento principal es que este antiguo valle se encaja en una superficie de aplanamiento de edad pliocena.

Este antiguo valle del Guadares se relacionaba, sin duda, con el Guadiaro, cuyo lecho debía situarse en torno a los 750 m de altitud actual. La existencia de este antiguo nivel del Guadiaro hacia los 750 m, está, además, confirmada por la presencia, a la misma altitud, del antiguo nivel inundado de la Pileta (conductos forzados).

La posición actualmente colgada del antiguo valle del Guadares, el abandono de los drenes inundados de la Pileta y la entalladura bajo forma de gargantas en las molasas (Tajo de Ronda) suponen un importante encajamiento del Guadiaro ligado a un potencial energético que no disponía anteriormente. El motor de este potencial energético es, en gran parte, el levantamiento post-plioceno. A este parámetro tectónico, es necesario añadir el potencial erosivo ligado a las condiciones morfoclimáticas pleistocenas (episodios fríos y húmedos).

La contribución de las redes subterráneas en la definición del cuadro karstogenético de la Serranía de Grazalema

El estudio de las redes subterráneas de la Pileta y de Gato ha puesto en evidencia, por una parte, el escalonamiento de paleosistemas kársticos ligados a los diferentes estadios de encajamiento del Guadiaro y ha permitido, por otra parte, definir la evolución espeleogenética de estas cavidades, reflejando relativamente bien las variaciones climáticas. El estudio morfológico del valle del Guadiaro (terrazas) y del paleovalle del Guadares, así como las dataciones isotópicas de las formaciones estalagmíticas han contribuido a establecer el cuadro karstogenético.

Las principales informaciones karstogenéticas de esta trayectoria global son (Fig. 9):

- El Guadiaro y sus afluentes (Guadares) entallan los aplanamientos pliocenos que recortan los bordes de la cuenca de Ronda. Esta incisión de la red hidrográfica ha creado unas condiciones favorables para la karstificación

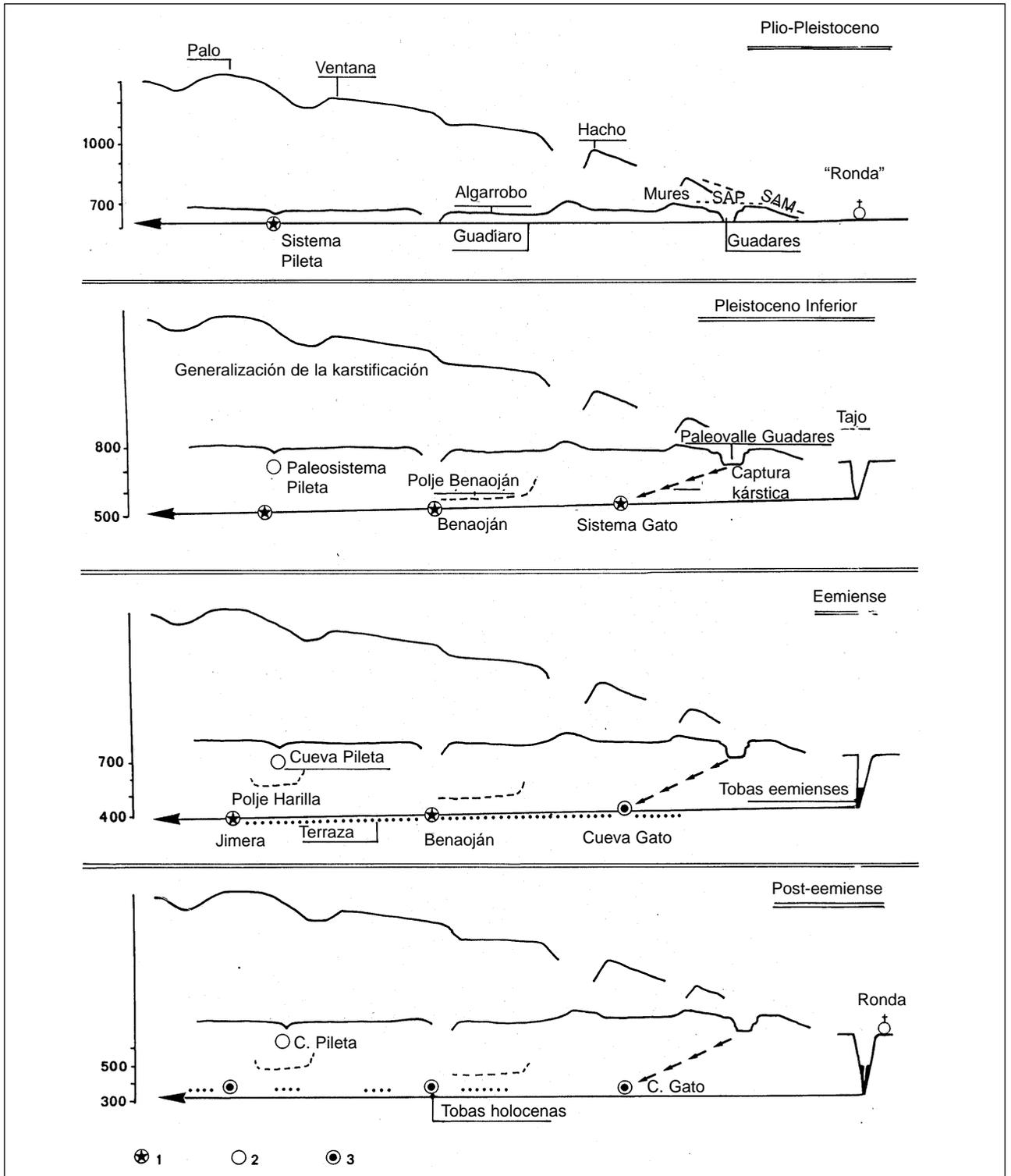


Fig. 9. Las etapas de hundimiento del Guadiaro y las estructuraciones del drenaje kárstico dependiente del nivel de base del Guadiaro. 1: Drenaje de la zona inundada; 2: Paleodren kárstico evolucionado hacia una red espeleológica; 3: Paleodren recortado por el valle del Guadiaro y continuando su funcionamiento como exutorio kárstico; S.A.M.: Superficie de Aplanamiento Messiniense; SAP: Superficie de Aplanamiento "Pliocena".

de la Sierra de Líbar: las galerías en conducto forzado de la Pileta (generadas en régimen inundado) son testimonios de este episodio kárstico. A causa de la situación altitudinal del nivel de base (750-800 m), esta karstificación no ha podido desarrollarse más que sobre las altas sierras calcáreas, liberadas de su cobertera cretácica, y

poseyendo un potencial gravitatorio de algunos centenares de metros.

- Por lo tanto, sólo con el encajamiento pleistoceno del Guadiaro la karstificación ha podido ser efectiva en el conjunto de la Sierra. El desarrollo del potencial de kars-

tificación pleistocena (bajada del nivel de base, condiciones hidrogeológicas favorables durante los episodios fríos y húmedos) se traduce en una reestructuración y amplificación del drenaje kárstico. A causa de la noción de equivalencia que existe entre circulaciones kársticas y karstificación, el desarrollo del drenaje kárstico, y por tanto de la karstificación interna, conlleva en la superficie una nueva dinámica kárstica que se manifiesta por la captura del río Guadares (subaéreo) por el karst, y por la evolución de las depresiones hacia poljes.

Este episodio aparece como fundamental en la evolución kárstica de la Sierra de Lívar: se traduce en la estructuración del sistema kárstico de Gato, que se sitúa unos 300 m por debajo del sistema de la Pileta.

- Durante el Pleistoceno Medio, el sistema de Gato ha sido, a su vez, recortado por el encajamiento de valle del Guadiaro. Los drenes de Hundidero-Gato evolucionan después en redes espeleológicas. El estudio espeleomorfológico de estas redes nos ha ayudado a fijar su evolución durante el Pleistoceno Superior y a plantear la inadaptación de los exutorios kársticos en relación al encajamiento post-eemiense del Guadiaro.

Las grandes depresiones de la Sierra de Lívar

La Sierra de Lívar, conjunto oriental de la Serranía de Grazalema, presenta un relieve kárstico extremadamente desarrollado y variado que se caracteriza por la existencia de amplias depresiones cerradas (Fig. 10). Se trata de poljes tales como los Llanos de Lívar, del Pozuelo, de Zurraque, de Montalate, de Valdio, de Villaluenga del Rosario, los Llanos de Villaluenga, y de Benaoján.

Nos limitaremos, aquí, a definir los caracteres mayores de estas depresiones kársticas, así como su modalidad de evolución.

Los poljes de la Sierra de Lívar: unas morfologías kársticas en relación con el dispositivo litoestructural

Las depresiones de la Sierra de Lívar subrayan la conformidad general del relieve en relación con el dispositivo geológico. Tres grandes tipos de localización litoestructural pueden ser definidos: los poljes sinclinales, los poljes tectónicos y los poljes de plataforma litológica.

Poljes sinclinales: las depresiones de Villaluenga del Rosario

Encajonado entre las Sierras de Ubrique y del Caíllo, se extiende un largo canalón sinclinal, cuyo fondo está tapizado por margocalizas cretácicas. Este canalón se subdivide en dos depresiones escalonadas: Al E-NE, la depresión de Villaluenga del Rosario; al OSO, por deba-

jo, la Manga de Villaluenga (Delannoy, 1984; Delannoy y Guedon, 1986; Lhénaff, 1986a). La depresión de Villaluenga está recorrida por un curso de agua temporal que va a perderse en una amplia sima de absorción: la sima de Villaluenga, de 250 m de profundidad. La Manga de Villaluenga, situada más allá de un umbral calizo ligado a un sistema de fallas transversales, está desprovista de circulación superficial.

Los poljes tectónicos: las depresiones de la Sierra de Lívar

Las depresiones de la Sierra de Lívar s.s. se alojan todas ellas, bien en fosas de hundimiento, bien en semifosas tectónicas, en las cuales se conservan las margocalizas cretácicas.

El llano de Lívar es el polje más importante de la Serranía, con una longitud de 4,3 km y una anchura máxima de 1,5 km. Este polje, a excepción de su extremidad septentrional, que se inscribe en un profundo canalón sinclinal disimétrico (Fig. 11), corresponde a una semifosa tectónica situada en el eje mismo del anticlinal en cofre de Lívar. Este polje está drenado por un arroyo que se filtra en diversas pérdidas.

El polje del Pozuelo, al NE del Llano de Lívar, se inscribe en el mismo contexto estructural: el semigraben mediano de Lívar. Está, sin embargo, ligeramente desplazado hacia el noroeste por una falla de salto en dirección transversal, responsable de su escalonamiento, de un centenar de metros (Fig. 10; Lhénaff, 1977). Este polje, no está drenado por ningún curso de agua; las fuentes que brotan de las margocalizas cretácicas, al norte de la depresión, se pierden rápidamente, de manera difusa, en el fondo del polje, pese a la existencia de una profunda cavidad, la Sima del Pozuelo, de 170 m de profundidad.

Los poljes de Zurraque y de Montalate, situados al noroeste del polje del Pozuelo, ocupan el fondo de fosas tectónicas.

Por último, el polje abierto de Benaoján se aloja en un corredor de hundimiento entre la vertiente oriental de la Sierra de Lívar (Sierra de Juan Diego) y una falla oblicua que hace resurgir en semi-horst las calizas jurásicas (Algarrobo-Mures) (Rodríguez Martínez, 1977; Lhénaff, 1977; Delannoy, 1984; Delannoy y Guedon, 1986).

La mayor parte de estos poljes ligados a fosas o semifosas tectónicas presentan contornos extremadamente rectilíneos, a lo largo de los planos de falla y del contacto de las calizas masivas del Jurásico Medio e Inferior. Se convierten en más sinuosos y accidentados en el contacto de las calizas tableadas jurásicas. Igualmente, en las calizas tableadas del Jurásico Superior se desarrollan preferencialmente las *banquettes* de corrosión. La reparti-

ción de los ponors parece más aleatoria, y más dependiente de las fracturas secundarias y/o de las condiciones distensivas locales.

Poljes de plataforma litológica: los Llanos de Villaluenga

Situados entre las colinas areniscosas de las Sierras Peralto-Cumbres y el reborde occidental de la Sierra de Líbar, los llanos de Villaluenga se desarrollan en el contacto de las margocalizas cretácicas y de las calizas tableadas del Jurásico Superior. El reborde occidental se

caracteriza por un contorno extremadamente sinuoso en las capas cretácicas, que es debido, principalmente, a los valles descendentes de las colinas areniscosas. Por el contrario, el reborde oriental de la depresión, que corresponde al flanco derecho de las calizas jurásicas, es casi rectilíneo. Esta depresión está drenada por los Arroyos de los Álamos y de las Merinas, que confluyen justo antes de perderse en la Sima de Republicanos, de 235 m de profundidad (Delannoy y Guedon, 1986). Si, al término de este rápido balance, el conjunto de estas depresiones tienen un origen estructural evidente (sinclinal, fosa tectónica, semigraben), ¿es necesario investigar las cau-

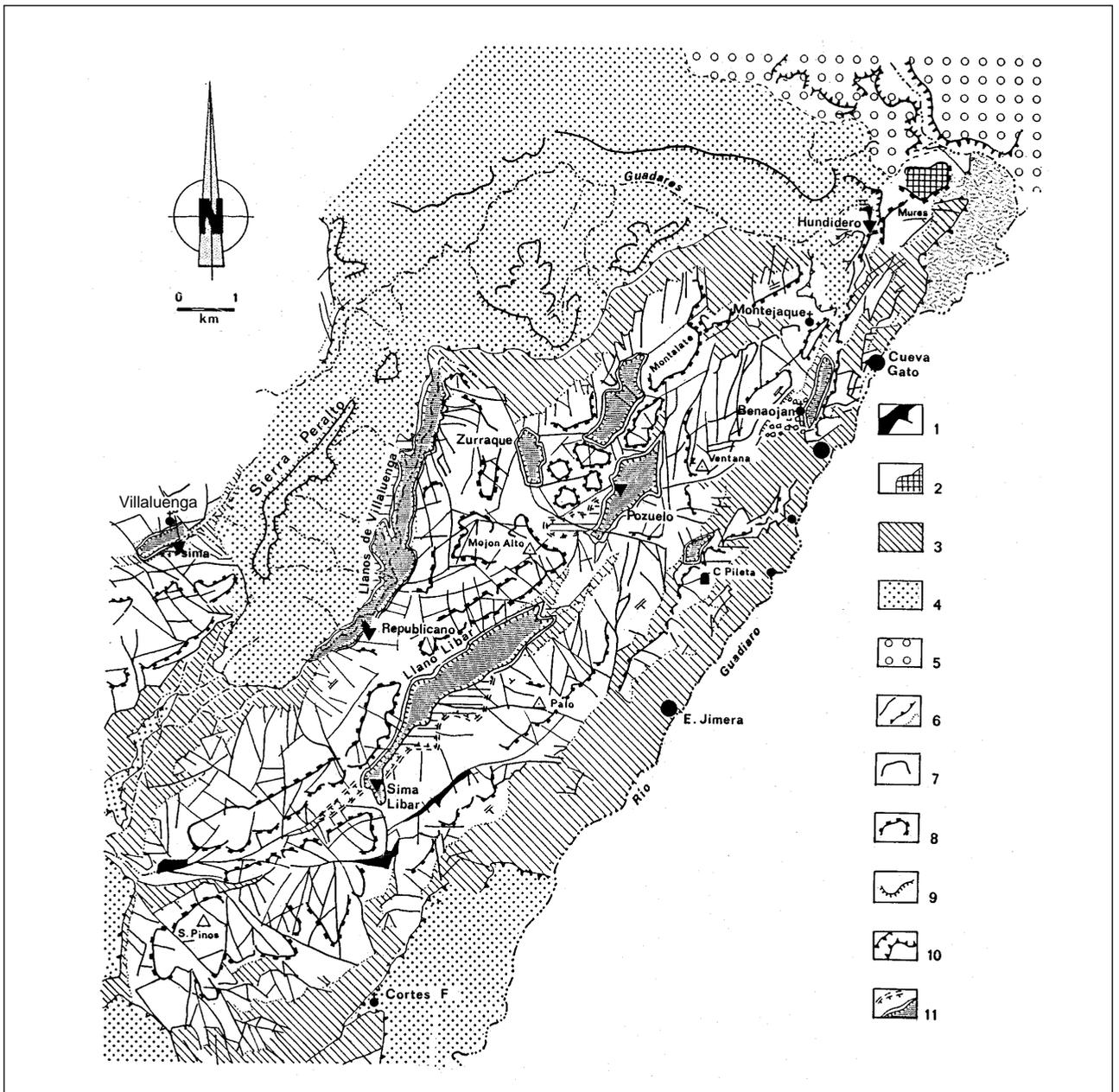


Fig. 10. Poljes y dispositivo litoestructural de la Sierra de Líbar. 1: Arcillas retienses; 2: Dolomías y calizas jurásicas, b: Superficie de aplanamiento; 3: Margocalizas cretácicas; 4: Areniscas numídicas; 5: Molassas tardomesinienses; 6: Fractura, Contacto anormal; Contacto estratigráfico; 7: Reborde de meseta o de colina convexa; 8: Escarpe ligado a falla; 9: Cresta; 10: Garganta; 11: Límite de paleopolje; límite de polje "actual".

sas y procesos que han condicionado su cierre y su evolución kárstica?.

Pese a que parece que cada depresión se rige por una combinación de procesos que le es propia, los poljes de la Sierra de Lívar han conocido una evolución de conjunto común, ligada principalmente a los eventos tectónicos plio-pleistocenos y pleistocenos, y secundariamente a los episodios morfoclimáticos plio-pleistocenos, que han marcado el ritmo de la evolución exokárstica de estas depresiones. No es posible aquí pasar revista a la evolución propia de cada una de las depresiones de la Sierra de Lívar; únicamente el estudio del Llano de Lívar será abordado, a modo de referencia.

El polje del Llano de Lívar

Una amplia depresión cerrada marcada por niveles escalonados

El polje de Lívar está drenado por un pequeño curso de agua temporal que incide el fondo del polje (Nivel 2: 960 m s.n.m.) y recorta las capas margocalizas cretácicas (Fig. 11). Este arroyo desaparece aguas abajo del Cortijo de Lívar, en varias pérdidas situadas en el contacto con las calizas jurásicas. Esta zona de absorción (Nivel 3: 955-950 m s.n.m.) está dominada, en el S, por una *banquette* de corrosión colgada a más de 30 m (Nivel 1: 980 m s.n.m.) y desarrollada en las calizas tableadas jurásicas. Al noroeste de esta *banquette*, el polje se estrecha en un corredor que alcanza hacia el SE la Sima de Lívar: el antiguo poner del polje de Lívar.

Al S del alvéolo donde se abre la sima (958 m), se encuentra la *banquette* colgada (Nivel 1) cuya terminación meridional está desfondada por unas dolinas; sobre uno de los umbrales que separan estas depresiones se abre otra, la sima KL-1 (990 m s.n.m.) cuyo origen fue, debido a su posición, contemporáneo del funcionamiento del paleonivel del polje de Lívar (Nivel 1).

¿Antiguas formas fluviales?

Amplios valles, suspendidos entre 60 y 100 m por encima de la superficie actual del Llano, inciden el abrupto reborde noroccidental del polje. Nos podemos preguntar si estos valles se relacionaban con un antiguo nivel de la depresión, cuando un estadio menos avanzado de la erosión, después del cual el desmonte del Cretácico habría despejado el escarpe director de la línea de falla, o sí, por el contrario, se puede interpretar como un rejuego de falla que habría hundido la depresión. El examen detallado del flanco noroccidental del surco sinclinal de la extremidad septentrional del polje no permite descubrir un eventual rejuego tectónico importante de la falla del borde (Fig. 12).

En el estado actual de las observaciones, la hipóte-

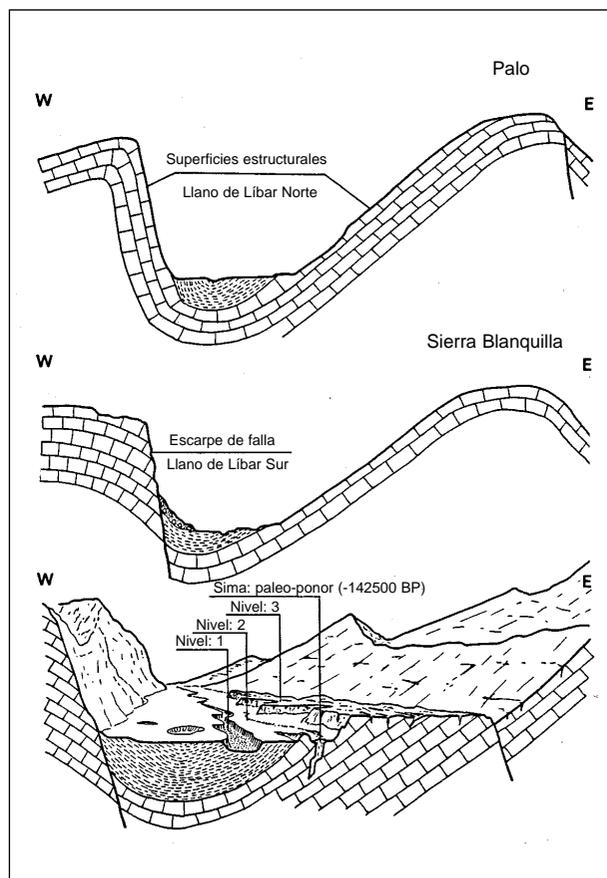


Fig. 11. Cortes geológicos seriados del polje de Lívar.

sis que mantiene la existencia de una red hidrográfica primitiva que asegurara, a un nivel más elevado, el drenaje del surco mediano de Lívar, parece la más probable. Además, el desbloqueo y la evacuación de las margocalizas cretácicas que rellenaban el semigraben, supone la existencia de una corriente fluvial cuyo trazado permanece sin definir. El abatimiento estructural, mediante rellanos sucesivos, hacia el N, sugiere una organización de las circulaciones en esta dirección, a través de la depresión de Pozuelo y el corredor de Montejaque, alcanzando la cuenca de Ronda vía el paleovalle del Guadares. Una organización similar es observable igualmente en la vertiente oriental de las Sierras de Medio Culo - Alto Conio.

En función de estos datos y del cuadro karstogénico definido gracias al estudio de los sistemas subterráneos, puede proponerse para el polje de Lívar, un esquema de evolución general que permanece en gran parte hipotético, en ausencia de pruebas formales.

Proposición de un esquema de evolución del polje de Lívar (Fig. 13).

1.- El surco mediano de Lívar ha estado drenado inicialmente por un curso de agua. Aunque es muy delicado definir la edad de este paleocurso, a causa de la ausencia

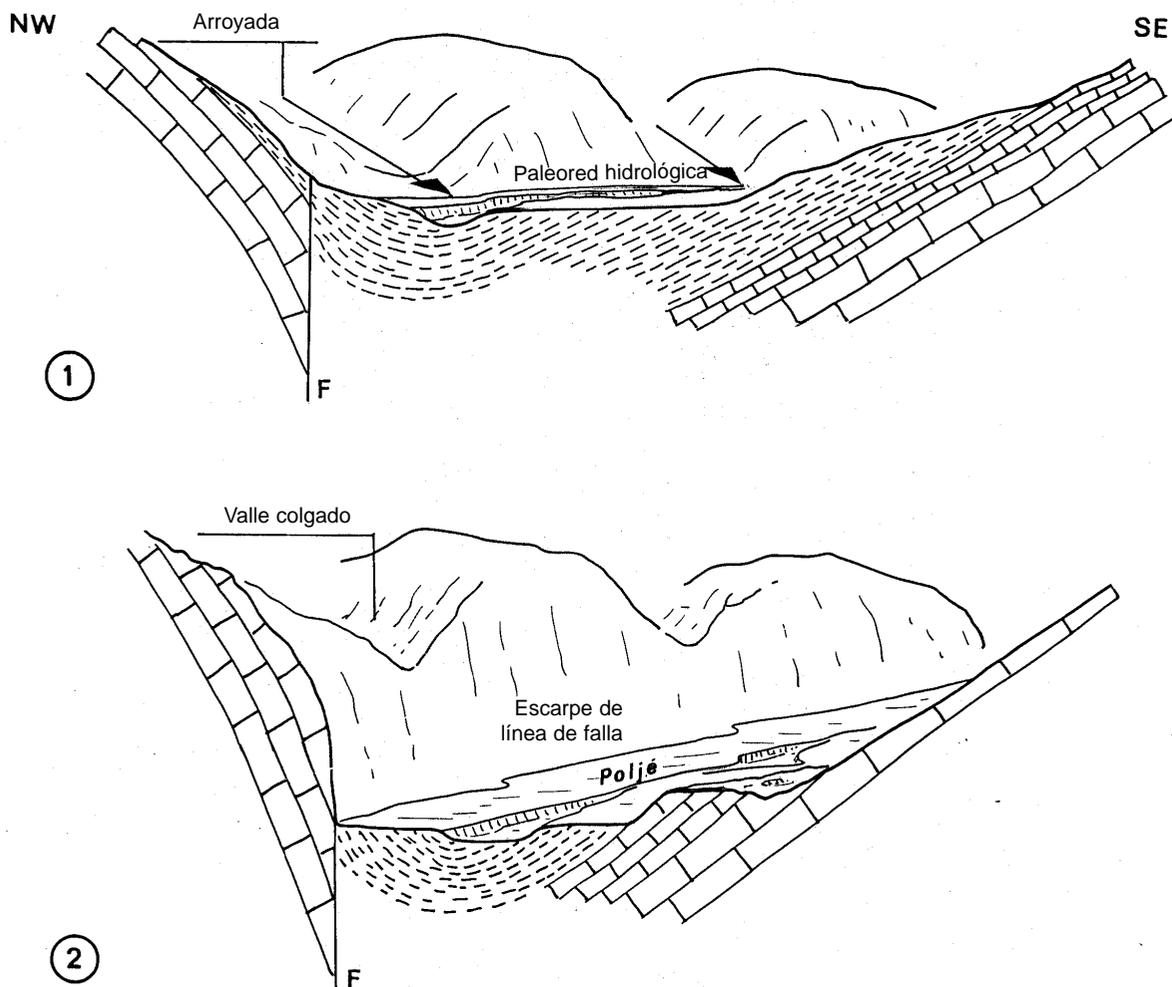


Fig. 12. Esquema de evolución de los valles colgados del Llano de Lívar. 1: Funcionamiento de los valles en relación con una paleored hidrológica; 2: valles colgados por encima del polje, después de la erosión de las margocalizas cretácicas. Erosión del escarpe de la línea de falla que constituye el reborde noroccidental del polje.

de elementos morfológicos datables, es muy probable que el drenaje subaéreo de la depresión intermedia de Lívar sea anterior al Pleistoceno Inferior. En efecto, la surrección del conjunto, contemporánea del Pleistoceno Inferior, cuyo efecto fue activar la erosión y el encajamiento del Guadiaro, contribuyó, por una parte, al desmantelamiento de la cobertera cretácica, y conllevó una reestructuración del drenaje subterráneo dependiente del nivel de base que representaba el Guadiaro. Estos eventos han contribuido a la desorganización de la red hidrográfica primitiva de Lívar: Llano de Lívar, Llano del Pozuelo y corredor de Montejaque. Fue, por tanto, a partir de este estadio de evolución cuando la depresión de Lívar funcionó como polje en sentido estricto.

2.- La depresión de Lívar tenía entonces un drenaje incierto: o no estaba, o estaba drenada muy parcialmente en superficie (hacia el N), y no estaba todavía eficazmente drenada por el karst subterráneo. La extensión de

la *banquette* de corrosión (nivel 1) implica el mantenimiento durante un amplio período de una lámina de inundación, cuyo origen estaba ligado a la deficiente infiltración kárstica, y a una colmatación eficaz de la superficie kárstica. En efecto, el estudio de las "bolsillos" kársticos situados a este nivel muestra el carácter impermeable de un antiguo relleno aluvial.

La organización progresiva del drenaje subterráneo hacia la surgencia de las Buitreras, de la cual depende el Llano de Lívar (Delannoy, 1989), es responsable del desarrollo de las infiltraciones kársticas. Esta mejora inexorable del drenaje kárstico conlleva la ruptura gradual de la colmatación superficial.

El desarrollo del drenaje kárstico, la evacuación progresiva del relleno coluvial y, de hecho, la menor estanqueidad de la superficie calcárea, son los principales factores del desarrollo de la sima de absorción (sima

KL-1) y del desfondamiento de la paleosuperficie del polje (Nivel 1) por el Arroyo de Líbar. Esta incisión del polje se ha efectuado preferencialmente en los terrenos cretácicos más débiles.

3.- La existencia de un segundo nivel de corrosión (Nivel 2) supone una segunda fase de inundación del fondo del polje de Líbar. No se puede, en este caso, achacar la causa de la inundación del polje a la ausencia de una estructura de drenaje subterráneo ya que existe un karst subterráneo desarrollado (sima KL-1). Por el contrario, el estudio del material que descansa sobre este segundo nivel, permite poner en evidencia una fase de relleno coluvial del fondo de la depresión. Este aporte de material impermeable (suelos y margocalizas cretácicas), ha tenido como efecto la obstrucción del karst cutáneo preexistente, y ha ocasionado una nueva inversión de la evolución de poljes: la preparación impermeable del suelo calizo y el atascamiento del epikarst, provocando la inundación temporal del polje, al menos en los alrededores de la zona de absorción. Es, en ocasiones, en la proximidad de la zona de absorción, donde la corrosión ha sido más eficaz, como atestigua la inundación de la Sima de Líbar en el interior de la paleosuperficie (Nivel 1). Este nivel 2 ha sido funcional, al menos parcialmente, hasta el Pleistoceno medio terminal, como indican las dataciones de las cascadas estalagmíticas de la Sima de Líbar (142.000 BP); estas cascadas estalagmíticas están causadas por las aguas incrustantes del Arroyo de Líbar, que se perdían en esta sima de absorción. A la luz de esta datación, el desarrollo de esta Sima es anterior al Pleistoceno medio terminal. Este desarrollo sólo ha podido ser efectivo después de la rotura progresiva de la colmatación coluvial. La Sima de Líbar corresponde, pues, a una antigua pérdida del polje, "contemporánea" del nivel 2.

4.- Se puede establecer mejor la evolución reciente del polje de Líbar. Las condiciones climáticas eemienses favorecen el desarrollo de una cubierta vegetal forestal y pedológica. Las arroyadas eemienses, poco cargadas por la erosión limitada de las vertientes, inciden sobre el "Nivel 2", lo que ocasiona el abandono definitivo de la Sima de Líbar (ausencia de concrecionamiento eemiense) y una nueva migración, aguas arriba, de los ponors.

5.- El Pleistoceno Superior se marca por nuevos episodios fríos y húmedos (post-eemienses) que desembocan en una nueva fase de relleno del fondo del polje y de evolución kárstica del polje (Nivel 3). El estudio de los depósitos de este nivel confirma el aporte de coluviones remanentes de suelos fersalíticos eemienses, que se desarrollaron sobre las vertientes del polje. Se observa un esquema de evolución similar al propuesto para el nivel 2 de Líbar.

6.- Por último, una nueva fase de aportes detríticos ha sido descubierta, pero debido esta vez a una causa antrópica, ligada probablemente a la deforestación de las ver-

tientes de la Sierra. La inundación temporal del polje en los alrededores de las pérdidas de absorción y el estado embrionario de los ponors actuales, dan cuenta del funcionamiento presente del polje de Líbar.

Conclusiones sobre los poljes de Líbar

Al término de este estudio, parece claro que una multitud de interdependencias controla la evolución de los poljes, de las cuales es, frecuentemente, difícil definir con precisión la parte respectiva. Esta observación invita a ser particularmente prudente a la hora de generalizar la evolución kárstica de los poljes.

Sin embargo, se observa una evolución de conjunto relativamente similar para los diferentes poljes de Líbar:

- La existencia de una red hidrográfica inicial que ha contribuido a la evacuación de los terrenos cretácicos.

- La organización de un drenaje subterráneo que ha contribuido a la desorganización del drenaje subaéreo de las depresiones. Este episodio ha estado controlado básicamente por el hundimiento de la red hidrográfica regional. Sin embargo, el basculamiento del drenaje hacia el karst subterráneo ha debido efectuarse durante un largo periodo, dado el hecho de la ausencia inicial de conductos subterráneos y de la persistencia de la colmatación cretácica en el fondo de las depresiones. Es durante este periodo de transición, cuando las depresiones de Líbar han evolucionado en polje y se han originado las paleosuperficies kársticas de las depresiones de Líbar (Nivel 1).

- La mejora progresiva del drenaje subterráneo ha conllevado el desarrollo de los conductos verticales (simas de absorción) y la incisión de los poljes. Esta evolución del drenaje subterráneo está directamente ligada al hundimiento durante el Pleistoceno Inferior de la red hidrográfica regional (Guadiaro, Guadalete).

- El retorno de las condiciones favorables para el desarrollo kárstico *s.s.* (niveles encajados) se corresponde globalmente a los episodios fríos pleistocenos, responsables de los eficaces rellenos coluviales del fondo de las depresiones.

Sin embargo, la existencia de un capital kárstico subterráneo ha contribuido al desmantelamiento más o menos rápido de estas colmataciones, lo que explica a la vez la menor extensión de los niveles encajados y el abandono hídrico posterior de algunos poljes. Únicamente los poljes con problemas de conexión en relación con el drenaje kárstico, debido a lo lejano de su exutorio (Llano de Líbar), y/o a la presencia de una barrera kárstica *s.s.* (Llanos de Villaluenga), permanecen todavía funcionales.

Este esquema de conjunto hace ver la complejidad de la evolución de los poljes. Por una parte, dependen del estado de organización endokárstico ligado a las reestructuraciones sucesivas del drenaje kárstico y, por otra parte, son sensibles a las fluctuaciones morfoclimáticas pleistocenas.

Ensayo de reconstrucción de la karstogénesis de la Serranía de Grazalema

Las principales etapas morfokársticas de la Serranía de Grazalema y de sus alrededores, según lo expuesto en este estudio, se caracterizan por la evolución siguiente:

- El fin del Plioceno y la transición plio-pleistocena constituye un episodio clave en la organización y la evolución kárstica de la Serranía de Grazalema. Este periodo se marca a la vez, en efecto, por una regresión marina, por un levantamiento de conjunto de la Cordillera Bética, y por una modificación del contexto bio-climático. A esta dinámica de conjunto es a la que nosotros atribuimos la estructuración y, sobre todo, la primera fase de encajamiento de la red hidrográfica dependiente del río Guadiaro. Los testimonios contemporáneos de esta organización hidrográfica son relativamente numerosos. El ejemplo más espectacular es, seguramente, el paleovalle colgado del Guadares, que se dirigía hacia la cuenca de Ronda para confluir con el Guadiaro, cuyo talweg se situaba por entonces en torno a los 750 m de altitud actual.

El desarrollo plio-pleistoceno del Guadiaro ha provocado igualmente la karstificación de las altas sierras penibéticas. Durante esta fase de karstificación se estructuró el sistema kárstico de la Pileta; las galerías en "conducto forzado" de esta cueva correspondían, en efecto, a los drenes de la zona saturada del karst. La karstificación plio-pleistocena de las sierras penibéticas ha permanecido limitada, sin embargo, a las regiones somitales, que habían sido liberadas de las margas cretácicas, y que poseían un potencial de karstificación a la vez gravitatorio e hidráulico; este no era el caso, todavía, de los relieves de altitud media, de las bajas vertientes, y de las depresiones taponadas aún por la cobertera cretácica, y que poseían un modesto potencial gravitatorio en relación con el nivel de base kárstico, que se situaba en torno a los 750-700 m de altitud (ej. el talweg del río Guadiaro).

- El Pleistoceno Inferior se caracteriza, desde un punto de vista geológico, por un levantamiento de conjunto de la Cordillera Bética, origen de un enorme potencial de erosión gravitatoria. Durante este episodio, los cursos de agua comenzaron a entallar profundas gargantas, como las del Tajo de Ronda, la garganta de las Buitreras (aguas abajo de Cortes de la Frontera) o incluso las gargantas Verde y Seca, que se excavan en la ver-

tiente septentrional de la sierra subbética de Zafalgar, antes de confluir con el río Guadalete.

Desde el punto de vista karstológico, este episodio es fundamental, dado que a continuación de la caída de las redes hidrográficas regionales (Guadiaro y Guadalete), la karstificación pudo ser efectiva sobre el conjunto de la Serranía. Esto se tradujo en una profunda reestructuración del drenaje kárstico (ej. sistema de Gato) y en una desorganización del drenaje superficial que se reflejó, bien en las pérdidas kársticas (ej. Guadares) bien en la individualización de las depresiones penibéticas que van a evolucionar desde entonces en poljes (Llanos de Líbar, del Pozuelo, de Villaluenga).

- Durante el Pleistoceno Medio y Superior, el hundimiento de la red hidrográfica continúa. Esto es particularmente claro en el valle del Guadiaro que ha recortado y posteriormente dejado colgada, la zona inundada del sistema kárstico de Gato, que evolucionó posteriormente en red espeleológica (sobreelevación en meandro, desagüe, concrecionamiento). La alternancia durante el Pleistoceno Medio y Superior de episodios climáticos mediterráneos templados ("interglacial" e "interestadial") y de fases frías y húmedas, ha jugado un gran papel en el modelado de los paisajes morfokársticos. Esta alternancia morfoclimática ha controlado, por ejemplo, el ritmo de la evolución de los poljes de la serranía. En el conjunto de los poljes, el relleno coluvial corresponde a los episodios fríos pleistocenos; esta cobertura ha contribuido, dado su carácter arcilloso, a impermeabilizar temporalmente el suelo calizo de los poljes. Del hecho de esta impermeabilización, los poljes han reencontrado condiciones favorables para la instalación de una lámina de inundación y para la planación kárstica. Sin embargo, esta colmatación no ha perdurado nunca largo tiempo, a causa de la preexistencia de una zona de infiltración kárstica (conductos verticales) susceptibles de que se presenten las condiciones de absorber las aguas del polje, y de favorecer de este modo el establecimiento de simas de absorción.

En ocasiones, el estudio de las altas sierras de Grazalema ha permitido precisar el contexto morfoclimático de los episodios fríos pleistocenos, así como su eficaz morfodinámica. El carácter frío y húmedo de estos episodios está en el origen de un modelado nivo-kárstico pronunciado, pese a la altitud modesta de los altos relieves (1.600-1.500 m) de la Serranía. El factor nival ha jugado un papel importante muy extendido en el modelado de superficie (nicho y cubeta de nivación, valle nival, karst en *banquettes*) e igualmente en el desarrollo de la zona de infiltración kárstica (pozos de nieve, alimentación nival, pérdida nival) que se tradujo en el establecimiento de numerosas redes subverticales.

Al final de este estudio sobre la Serranía de Grazalema, permanecen en suspenso un cierto número de

zonas de sombra, como por ejemplo, las incidencias de los episodios neógenos sobre la morfogénesis y la karstificación de las altas sierras. El estudio de los macizos kársticos de la Dorsal Bética, que han conocido una evolución morfológica más dilatada, debería ayudarnos a responder a alguna de estas interrogantes y a completar el esquema de evolución de la Cordillera Bética Occidental propuesto, a esta altura del trabajo, a partir exclusivamente de la Serranía de Grazalema.

LOS PAISAJES KÁRSTICOS DE LA SIERRA DE LAS NIEVES Y SU EVOLUCIÓN

La Sierra de las Nieves es el elemento más macizo y más elevado de la Serranía de Ronda (1919 m). Se caracteriza por la diversidad y la amplitud de los paisajes kársticos: sus cumbres presentan a la vez viejas topografías kársticas, y un profundo karst subterráneo, que denota una dilatada evolución morfológica.

La Sierra de las Nieves está limitada al NO por el escarpe del cabalgamiento de la Dorsal sobre las zonas externas; al O, por el escarpe de falla Turquillas - Río Verde; y al S y SE, por los profundos valles del río Verde y del río de los Horcajos, que se alinean con el contacto Dorsal - Alpujárride. Estas abruptas vertientes delimitan la parte somital de la sierra de las Nieves (1.700-1.800 m), que cae progresivamente hacia la ensilladura de Yunquera, situada al E-NE de la sierra. Al noroeste de la Sierra de las Nieves, se extiende el dominio penibético que se relaciona hacia el N con la Cuenca de Ronda (Sierras de los Arcos, de la Hidalga, Blanquilla, de los Merinos). Al este de la sierra, la red hidrográfica que desciende de la meseta somital (ríos Grande, Horcajos) llega hasta la Hoya de Málaga. Y al S de la Sierra de las Nieves, se extiende el dominio alpujárride, caracterizado, aquí, por las peridotitas: las sierras de Tolox y Real. El río Verde que es, en principio, uno de los principales exutorios kársticos de la Sierra de las Nieves, nace al pie de la vertiente meridional de las Nieves (Torrecilla), en el contacto de la Dorsal y de las peridotitas.

En este estudio, destacaremos los elementos y la organización de los paisajes de superficie y subterráneos que permitan establecer la evolución karstológica de la Serranía de Ronda *s.s.*

Las formas kársticas y la evolución morfológica de la meseta somital de las Nieves

Después de haber escalado los abruptos rebordes de la Sierra, el paisaje de la meseta somital de las Nieves sorprende por la casi igualdad altitudinal (1.700-1.800 m), y la pesadez de su relieve; pesadas colinas redondeadas alternan con amplias depresiones o valles que, ya en los rebordes de la meseta, se transforman en profundos

barrancos. Sorprendente es, de igual modo, la indigencia de las superficies kársticas lenarizadas, en un relieve que con frecuencia está cubierto por formaciones superficiales de color amarillento o por un tapiz clástico. Trazos del paisaje que, a primera vista, permiten dudar que estemos en presencia de uno de los más importantes macizos kársticos béticos, en el cual se desarrolla la más profunda cavidad andaluza: la sima GESM (-1.101 m). Si bien no se encuentran ni las enormes extensiones lenarizadas, ni la amplitud y majestuosidad de los poljes de la Serranía de Grazalema, la Sierra de las Nieves se caracteriza, por el contrario, por la conservación de numerosos testimonios kársticos antiguos.

El modelado del karst superficial

La escasa extensión de las superficies kársticas lenarizadas en la Sierra de las Nieves está esencialmente ligada a la naturaleza del material litológico, poco favorable, tanto para el desarrollo de las formas de disolución (dolomías triásicas), como para el mantenimiento de los lapiaces, dada la sensibilidad a la gelifracción de los conjuntos tableados jurásico-eocenos.

Cuando la litología se presta a la formación y al mantenimiento de las formas de disolución superficial, como por ejemplo en los lentejones de caliza masiva, se desarrollan unas mesas kársticas surcadas por profundos lapiaces de diaclasas, y esculpidas por micromorfologías en forma de aguja y de cúpulas. Estas superficies kársticas están particularmente bien representadas alrededor de Cerro Alto y en el reborde meridional de los Hoyos del Pilar (Sima GESM). El estudio de estas superficies lenarizadas muestra la superposición de formas de disolución que se observa en la Sima del Endrinal (Serranía de Grazalema):

- Las micromorfologías (lapiac con hoyitos, mini-rigolas) y las kamenitzas resultan de la corrosión bajo las condiciones climáticas actuales;

- La incisión de los profundos y anchos corredores kársticos, y la exhumación de un karst en *banquettes*, a veces muy poco extendido, son herencia de los episodios fríos pleistocenos.

Si bien las formas de disolución superficial están limitadas a los afloramientos de calizas masivas, parece que el conjunto de las formaciones carbonatadas ha conocido una antigua evolución bajo cobertera de alteración. En efecto, allí donde esta cobertera no ha sido eliminada por la erosión, se observan profundos lapiaces con las formas suavizadas (criptolapiac).

Más que por los lapiaces, el modelado kárstico de las Nieves se caracteriza sobre todo por las numerosas depresiones cerradas que desfondan la meseta somital.

Las más importantes se situan en la parte central de la meseta, a ambos lados de Cerro Alto: los Hoyos de los Pilonos y los Hoyos del Pilar. Estas depresiones, cuyo fondo plano está tapizado de material arcillo-gravoso, están recorridas por circulaciones hídricas temporales que se pierden en el contacto de los conjuntos carbonatados, bien en ponors, bien en pérdidas difusas. Excepto el reborde calcáreo abrupto, donde se localizan los puntos de absorción, los flancos de las depresiones están generalmente recubiertos por formaciones arcillo-silíceas amarillentas, otorgando a las depresiones un aspecto disimétrico.

La distribución de estas depresiones no es aleatoria; se agrupan según dos grandes tipos de disposición:

- entre las líneas de crestas del Puerto de los Pilonos y Cerro Alto, los Hoyos de los Pilonos se disponen en una fila de depresiones separadas por umbrales aplanados, de una decena de metros de envergadura, y en cuyo contacto se pierden las arroyadas superficiales. Este rosario de depresiones corresponde, de hecho, a un antiguo polje, en el cual se encuentran embutidas las dolinas. En los extremos de esta alineación, las dolinas han sido, en consecuencia, abiertas por cárcavas.

- al SE de Cerro Alto, los Hoyos del Pilar presentan una evolución similar: se insertan en un amplio valle en U, y se subdividen en diferentes dolinas separadas por umbrales calcáreos aplanados; lo que distingue a los Hoyos del Pilar del tipo precedente (Hoyos de los Pilonos), es que esta amplia depresión no se relaciona con ningún barranco periférico. Esta organización original debe estar relacionada con la existencia de un karst subterráneo desarrollado: la sima GESM.

En estas depresiones cerradas, se observan dos tipos de ponors en función de su actividad (Fig. 14):

- los ponors funcionales se localizan preferentemente en el punto más bajo de las dolinas, y en el contacto de los conjuntos calcáreos que los interceptan aguas abajo (por ejemplo la sima To-4, en los Hoyos del Pilar).

Estas pérdidas con funcionamiento temporal no son capaces, en aguas altas, de evacuar rápidamente hacia el karst profundo la totalidad de las escorrentías, provocando así la inundación temporal de las depresiones.

- los ponors inactivos se abren sobre los umbrales calcáreos aplanados que separan las dolinas embutidas. Estas antiguas pérdidas, hoy colgadas, corresponden a un antiguo estadio del drenaje kárstico de la sierra: la sima GESM representa un antiguo ponor, que absorbía aparentemente las escorrentías de los Hoyos del Pilar.

Se distinguen tres grandes tipos morfogenéticos de depresiones kársticas en las Nieves, que corresponden a diferentes etapas de la evolución de la sierra:

- amplios valles en U, en el fondo de los cuales se sitúan extensas depresiones cerradas (polje, uvala). Este tipo subsiste en la parte central de las Nieves, como por ejemplo los Hoyos del Pilar.

- antiguas depresiones kársticas que han sido completamente abiertas por la erosión o recortadas por las vertientes. En los bordes de la meseta somital (en cabecera, aguas arriba de los barrancos) predomina este segundo tipo: por ejemplo, las depresiones entre los cerros Alto y de la Cueva del Oso.

- Los Hoyos de los Pilonos parecen corresponder a un caso intermedio: antiguo valle en U ocupado por una depresión kárstica, que ha sido posteriormente abierta hacia sus dos extremos por incisiones fluviales.

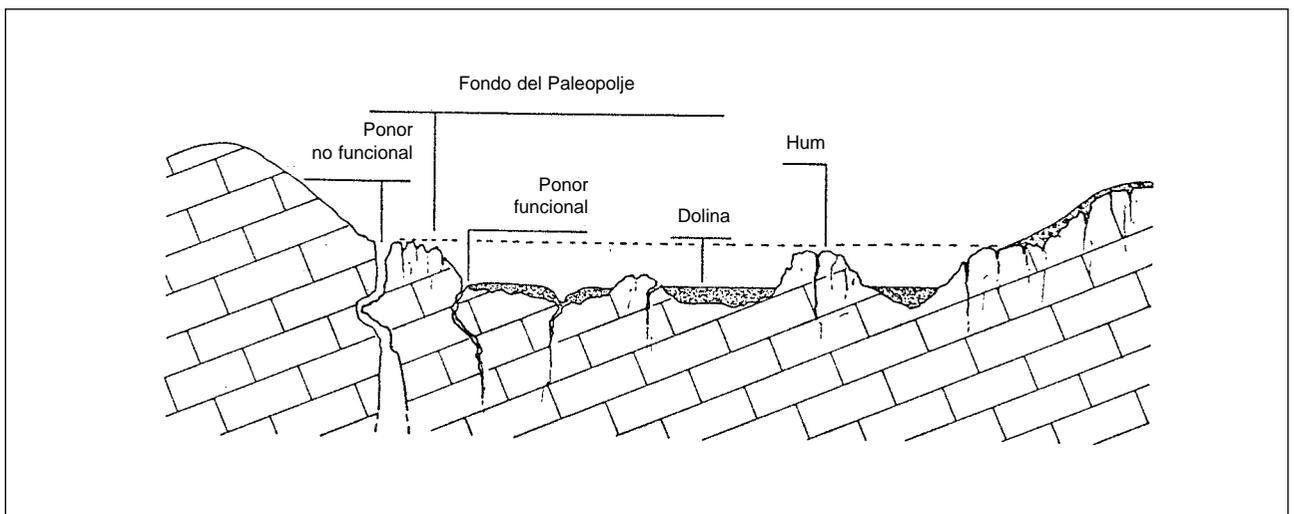


Fig. 14. Corte sintético de una depresión cerrada de la Sierra de las Nieves.

El estudio de los diferentes componentes del paisaje, y de las formaciones superficiales, deberá ayudarnos a fijar la evolución de estas depresiones en el cuadro morfogenético del conjunto de la sierra.

Las enseñanzas de los diferentes componentes morfológicos del paisaje y de las formaciones superficiales

Las formas de incisión ligadas a las escorrentías superficiales

El estudio de las depresiones kársticas ha evidenciado la existencia de un doble drenaje de la meseta somital, efectuado bien por el karst (ponors e infiltraciones difusas), bien por los barrancos que entallan profundamente los rebordes de la Sierra. Se distinguen diferentes tipos de entalladuras fluviales sobre la Sierra de las Nieves:

- Amplios valles en V escotan modestamente la meseta somital (80 a 100 m de encajamiento), y poseen una escasa pendiente longitudinal, del orden del 15%.

- Estos valles pasan aguas arriba a profundos barrancos que surcan los rebordes de la meseta somital: la Cañada de la Cuesta de los Hornillos, de los Zarzalones, de las Carnicerías y de los Pilonos. Estos barrancos tienen un perfil longitudinal muy accidentado (pendiente media del 28%).

- En función del contexto litoestructural, estos barrancos se relacionan, bien con profundos valles en V, como por ejemplo los de los ríos Verde, de los Horcajos y Grande, que se han excavado a lo largo del contacto Dorsal- unidad alpujárride, bien con gargantas como las de la Encina y de la Cuesta de los Hornillos, que están encajadas en el almacén triásico de la Dorsal.

El conjunto de la red hidrográfica que desciende de la meseta somital de las Nieves, se dirige hacia el NE. Esta organización de la red hidrográfica parece más influenciada por el abatimiento topográfico de la meseta somital hacia el NE, que por los condicionantes de la tectónica, que la red corta oblicuamente. Las únicas excepciones a este dispositivo son los barrancos que alcanzan el talweg del Río Verde.

Las formas y formaciones periglaciares

El estudio de las morfologías periglaciares en la meseta somital de las Nieves sugiere el ambiente frío y húmedo a la vez de los episodios fríos pleistocenos.

Las formas nivales son relativamente poco numerosas sobre la sierra, teniendo en cuenta su elevada altitud, y en comparación con las observadas en la cercana Serranía de Grazalema (*supra*). Esta débil representati-

dad parece debida, principalmente, a la naturaleza del material litológico, que no ha podido conservar las morfologías nivales heredadas de los episodios fríos pleistocenos.

En la Sierra de las Nieves los procesos periglaciares pleistocenos han contribuido, sobre todo, a la regularización de las vertientes de los relieves en colinas y de los valles en V. Esta regularización se caracteriza, por lo general, en la parte superior, por una vertiente de ablación cubierta por un empedrado o un enlosado, que se transforma hacia abajo en un manto de coluviones amarillentos (rebordes de los valles o de las depresiones kársticas).

Las formaciones arcillo-silíceas

En numerosos puntos de la sierra, las vertientes y las depresiones están tapizadas, e incluso empastadas, por una formación no consolidada amarillenta. Esta formación amarillenta corresponde a una antigua cobertera de alteración que ha recubierto, sin duda, el conjunto de la región somital de las Nieves. En efecto, los niveles margoesquistosos y con sílex en las calizas han debido ser particularmente favorables para el desarrollo de una cobertera de alteración arcillo-silíceas, bajo unas condiciones climáticas más cálidas y más húmedas que las actuales.

Esta cobertera arcillosa ha jugado un papel importante desde el punto de vista morfológico. En efecto, esta alterita ha contribuido, posiblemente, en un momento dado, a la colmatación del karst e, implícitamente, al establecimiento de un drenaje superficial. Esta cobertera ha sido rápidamente erosionada, transportada y acumulada en los valles y las depresiones.

El relieve poligénico de colinas y de valles en U

Hemos señalado anteriormente que la región somital de las Nieves se caracteriza por un relieve de pesadas colinas, separadas por amplios valles, depresiones kársticas o valles en V.

El relieve de colinas debe su morfología a una larga evolución donde han intervenido los procesos kársticos, fluviales y periglaciares (Fig. 15):

- La topografía inicial de colinas resulta, posiblemente, de una evolución kárstica bajo una cobertera de alteración (¿formación arcillo-silíceas?). Se encuentran, en efecto, frecuentemente restos de alteración atrapados en los huecos de las vertientes.

- Después de una o dos roturas morfodinámicas, cuyas posibles causas están por definir, ha habido una evacuación de una parte de la alteración de las cumbres, que ha causado la exhumación progresiva del lapiaz que

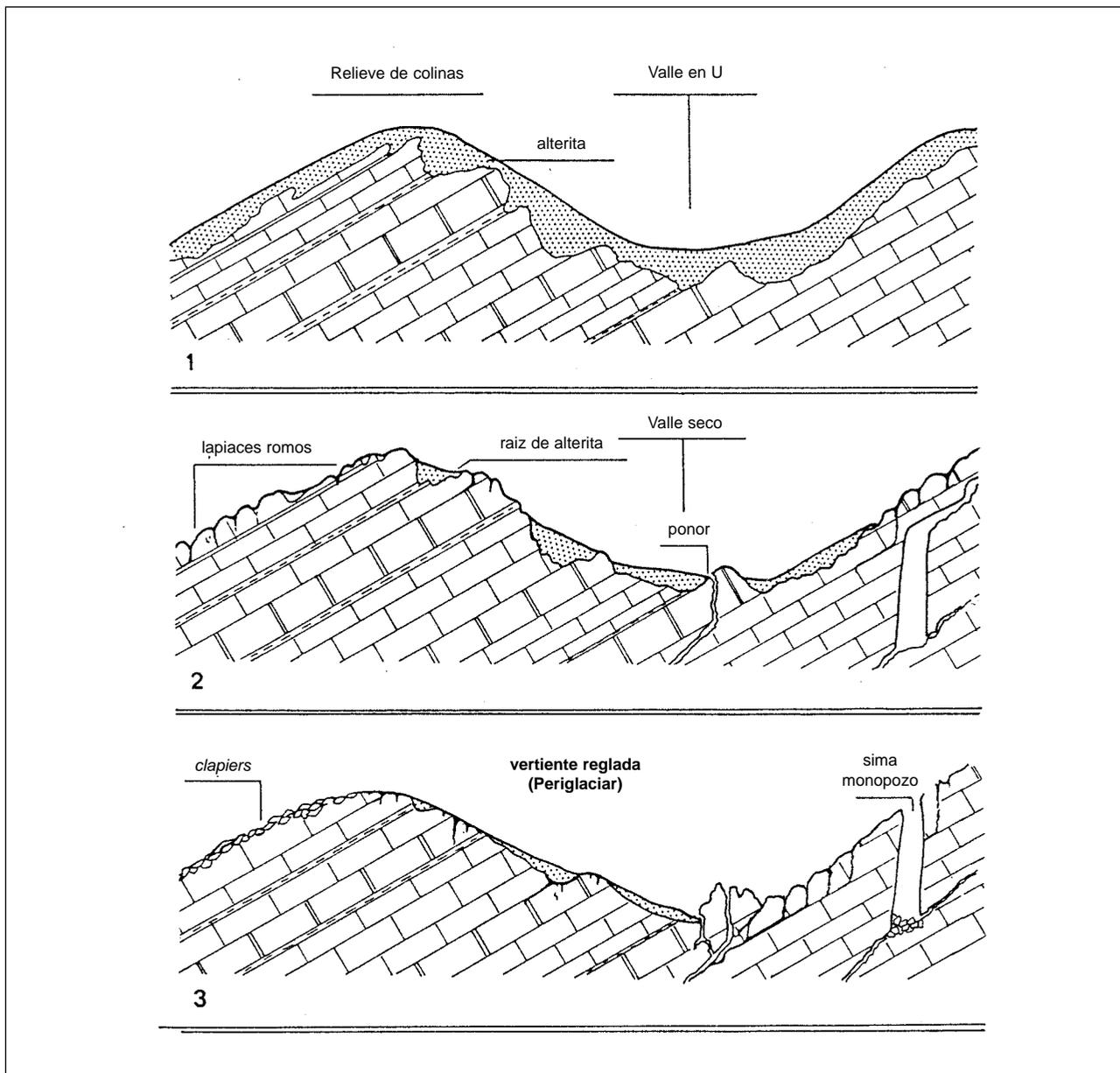


Fig. 15. Evolución esquemática del relieve de colinas de la Sierra de las Nieves.

se hallaba bajo la cobertera (criptolapiáz). El material proveniente de la erosión parcial de la cubierta se extiende en las vertientes bajas de las colinas.

- Durante o después de este episodio, las cabezas de los lapiaces exhumados se han dismantelado por la gelifracción (cobertera clásica de las cumbres de las colinas), y las vertientes se han regularizado por procesos periglaciares. Los coluviones que cubren las vertientes bajas del relieve de colinas, empastan los valles y las depresiones kársticas. Nosotros atribuimos esta última etapa a los episodios fríos pleistocenos.

Está poligénesis se encuentra en los amplios valles

que separan las colinas redondeadas. Estos valles se caracterizan por una morfología muy abierta en U. Su posición siempre suspendida por encima de las profundas entalladuras fluviales en V, permite relacionar el desarrollo de estos valles con una evolución morfológica muy antigua de la sierra.

El estudio de estos antiguos valles permite definir algunas grandes etapas de la evolución de la red hidrográfica de las Nieves (Fig. 16):

- Estos paleovalles, que aparecen como contemporáneos de las colinas "iniciales", con las que se relacionan, poseen una débil pendiente longitudinal, signifi-

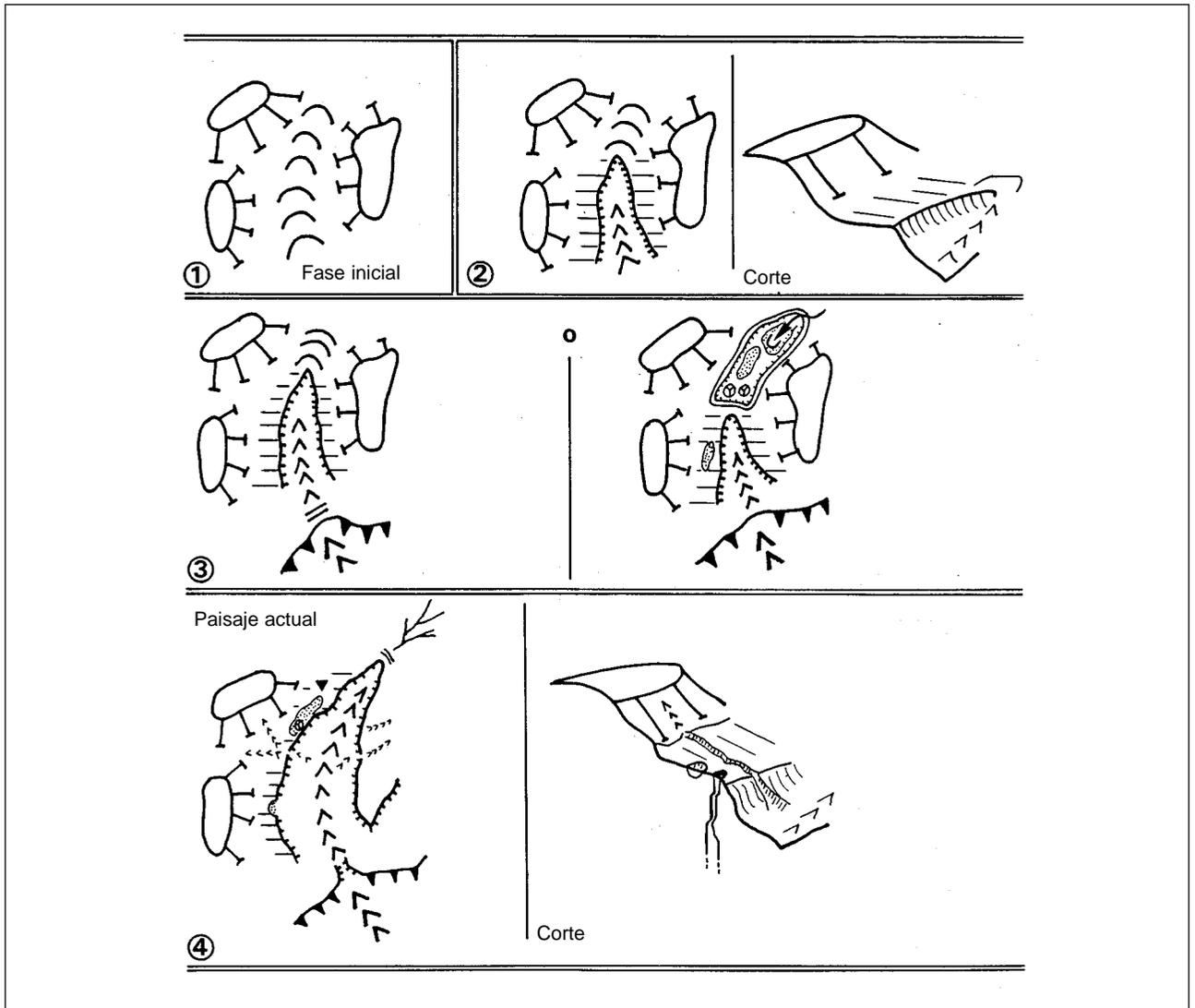


Fig. 16. Evolución esquemática de los valles en U, en V y con fondo plano de la Sierra de las Nieves.

cando por tanto una relativa proximidad altimétrica del nivel de base hidrográfico.

- A continuación, tras una modificación de este nivel de base y/o una surrección del macizo, estos valles han sido sobreexcavados, incluso recortados, por entalladuras fluviales en V. Esta sobreexcavación se ha realizado por erosión regresiva, como parece corroborarlo el mantenimiento de las paleoformas en U en la cabecera aguas arriba de los valles en V.

- Después de una segunda fase de descenso del nivel de base y/o de surrección, los paleovalles en U se encuentran definitivamente desconectados de la red hidrográfica y suspendidos a varios centenares de metros por encima de los barrancos y de los profundos valles en V que drenan las escorrentías superficiales de la sierra.

Es en la parte central de la meseta somital (a ambas partes del Cerro Alto), donde los antiguos valles en U,

que han sido el asiento de una karstificación activa (depresiones), está mejor conservados. Se puede plantear la cuestión en relación con el papel del karst en la conservación de estas paleoformas; es, en efecto, probable que el karst, capturando las escorrentías superficiales (pérdidas), haya contrariado la excavación fluvial e, implícitamente, el deterioro de las paleomorfologías de la Sierra de las Nieves.

Tanto estos paleovalles como los relieves de colinas se explican claramente, a partir de esta primera red de evolución, como los testigos de una antigua evolución morfológica.

Reconstrucción evolutiva del modelado de superficie

El análisis del modelado de superficie, kárstico, fluvial o poligénico, revela la larga evolución geomorfológica de la Sierra de las Nieves.

Rápidamente, el dispositivo de conjunto de las Nieves aparece relativamente independiente del dispositivo estructural, que sólo se explica claramente en el paisaje en el nivel de la cresta de Torrecilla (1.919 m s.n.m.), en el escarpe del cabalgamiento sobre las zonas externas en el escarpe de falla de las Turquillas. A veces, la fisonomía general del relieve se caracteriza, ante todo, por un modelo de disección fluvial, cuya organización aparece esencialmente influenciada por el descenso topográfico de la meseta somital hacia la ensilladura de Yunquera. Lhénaff (1977) se pregunta si no representa la huella de una vieja evolución morfológica en dos tiempos: una fase de aplanamiento posterior a la última fase tectónica (fini y post-burdigaliense), seguida por un rejuego tectónico, responsable del basculamiento del bloque de las Nieves hacia el umbral de Yunquera. Si los testimonios indiscutibles de aplanamiento faltan en la Sierra de las Nieves, la pesadez de los relieves, así como la subigualdad de la cresta de la meseta somital, atestigüan una vieja topografía muy evolucionada. Esto podría ser a partir de esta paleogeografía, o en concordancia con aquella que se dispone con el relieve inicial de colinas.

Cualquiera que fuese este antiguo modelado, donde alternaban relieves redondeados y amplios valles en U, se ha realizado en un contexto geodinámico estable, y en ausencia de un importante gradiente hidráulico (ej. débil pendiente longitudinal de los valles en U). La presencia de las raíces de la alterita arcillosa amarillenta en los flancos de las colinas y el fondo de los valles en U, sugiere cierta conexión entre esta formación y esta paleomorfología.

Esta vieja topografía con colinas es claramente anterior al encajamiento de la red hidrográfica, ligado a un cambio de las condiciones del drenaje, consecutivo, bien de una modificación del nivel de base, debido al descenso del nivel de base mediterráneo (¿"crisis messiniense"?), o bien a los movimientos de surrección de la Dorsal, que comenzarían en el límite mio-plioceno. Sin prejuizar la importancia morfológica de la "crisis messiniense", el levantamiento de conjunto de la Dorsal post-messiniense ha contribuido ampliamente, sin duda, a una aceleración de la erosión fluvial, marcada en la periferia de la sierra, por la excavación de profundos barrancos inclinados, y en la meseta somital, por la incisión de valles en V. Este descenso de la red hidrográfica ha recortado y desconectado los antiguos ejes de drenaje superficiales de la sierra: los valles en U.

Paralelamente a estas excavaciones fluviales, se asiste a una activación del karst, que se traduce en superficie, rápidamente, en la disposición de poljes que se establecen en el fondo de los valles en U, y posteriormente, en el embutimiento de dolinas en los poljes originales. El estudio del endokarst, permitirá precisar las diferentes etapas de la evolución kárstica de las Nieves. Actualmente, a la luz de la organización hidrogeológica

de la sierra, parece claro que el encajamiento de la red hidrográfica, claramente mediterránea (ríos Genal, Verde, Grande), ha jugado un papel determinante en el establecimiento y la verticalización del endokarst.

Por último, el análisis del modelado superficial de las Nieves, indica que los episodios fríos pleistocenos han contribuido a la regularización de las vertientes del relieve de colinas y de los valles en V. Esta regularización se caracteriza en los relieves por un recortamiento indistinto del sustrato y de las formaciones arcillo-silíceas y, por debajo, un empastamiento coluvial de los valles y de las depresiones. Este facetado periglaciario, así como la presencia en altitud de formas nivales, hace suponer un ambiente climático a la vez frío y húmedo, cuyas consecuencias sobre el karst subterráneo están aún sin definir.

Características y evolución del karst subterráneo de las Nieves

Pese a que la densidad de las redes subterráneas actualmente conocidas es relativamente poco importante -teniendo en cuenta sus potencialidades-, la Sierra de las Nieves presenta un karst subterráneo diversificado y muy rico desde el punto de vista karstogenético. Esta realidad ha estado hasta hoy olvidada, por la existencia de la cavidad más profunda de Andalucía, la Sima GESM (-1.101 m), que ha reducido con frecuencia el estudio del endokarst a esta única cavidad.

Se pueden repartir los fenómenos kársticos subterráneos en cuatro conjuntos distintos, en función de su actividad, de su relación con el endokarst, y de su escalonamiento sobre las vertientes: las pérdidas activas y las cavidades de *soutirage*; los paleoponors; los monozojos y las cavidades verticales decapitadas; y las cavidades "abiertas".

Las pérdidas activas y las cavidades de "soutirage"

Las pérdidas activas se sitúan preferentemente en el fondo de las depresiones kársticas, que ellas mismas drenan (ponors funcionales), pero también, a veces, en los barrancos que inciden en las formaciones arcillo-silíceas (vertientes bajas de los relieves de colinas). Estas pérdidas se abren generalmente en el contacto con un banco calizo masivo, que cierra la depresión aguas abajo o que atraviesan los arroyos.

Los ponors, con funcionamiento temporal (fusión nival, lluvias otoñales), poseen generalmente escaso desarrollo espeleológico, bien por causa de la obstrucción detrítica provocada por el material arcillo-silíceo, acarreado por las aguas de arroyada, bien a causa de la exigüedad de los conductos. El primer caso responde a las pérdidas de las depresiones centrales de los Hoyos de

los Pilonos, y el segundo a los ponors de los Hoyos del Pilar (cavidades To-3 y To-4). Cuando son penetrables, estas cavidades se caracterizan por sus conductos en "ojo de cerradura", con una estrecha sobreexcavación meandriforme.

La colmatación y la exigüedad de estas cavidades traducen su relativa "juventud", contemporánea del "reciente" encajamiento del karst, que se observa en el paisaje en el embutimiento de las dolinas. La escorrentía que llega a estas pérdidas, alcanza rápidamente, en profundidad, las redes mucho más estructuradas, cuyo desarrollo es heredado, con frecuencia, del pasado funcionamiento como paleoponors. Este es, claramente, el caso de los ponors To-3 y To-4 (Hoyos del Pilar), cuyas aguas alcanzan en profundidad la paleopérdida que constituye la Sima GESM.

El estudio de un paleoponor: la sima GESM

La Sima GESM se abre en el reborde meridional de los Hoyos del Pilar (1.687 m sobre el nivel del mar). La entrada de la sima, actualmente colgada más de 10 m por encima de las dolinas embutidas, corresponde a una antigua zona de absorción del paleopolje de los Hoyos del Pilar. Por encima de la dolina de entrada, se dibujan a +10 m y a +15 m otros dos umbrales calizos aplanados, que están agujereados por antiguas pérdidas, rápidamente colmatadas por restos clásticos.

Las principales características morfoespeleológicas

Sólo describiremos aquí los principales trazos morfoespeleológicos y kársticos de la Sima GESM, que son los siguientes:

- La Sima GESM presenta un desarrollo de conjunto muy vertical (pendiente del 64%), caracterizado por una sucesión en "cascada" de pozos (49), algunos de los cuales alcanzan 115 y 161 m de desnivel. Este dispositivo, que permite a la escorrentía subterránea atravesar verticalmente el armazón triásico, para alcanzar rápidamente la zona inundada de la sierra, no ha podido realizarse más que en presencia de un potente gradiente hidráulico, gradiente que sólo ha podido ser efectivo después de la surrección del conjunto de la Dorsal.

- El carácter vertical de la Sima GESM, asociado a la exigüedad de los conductos, a la morfología meandriforme de las galerías, a la casi ausencia de redes laterales y escalonadas y a la rareza de los conductos forzados, experimenta una excavación "rápida", debido a las escorrentías concentradas con superficie libre. La exigüedad de las redes refleja igualmente el medio litológico: donde predominan las dolomías y las calizas dolomíticas, que ofrecen alguna resistencia al ensanchamiento kárstico de los conductos, estos ganan amplitud, bien al nivel de los

pozos (crecimiento energético ligado a la caída de las aguas), bien en los sectores donde afloran frecuentes lechos margoesquistosos, origen de fenómenos de naturaleza mecánica: derrumbes-tensión-hundimiento).

- De la dolina de entrada a la base del Pozo Paco de la Torre (-807 m), la cavidad se dispone globalmente en función de la pendiente general del paquete triásico, hacia el eje del pliegue acostado, es decir hacia el SE. En detalle, las redes de este tramo más vertical (pendiente del 90%), se adaptan a las numerosas fracturas y disarmonías en el trazado de la cavidad mediante cambios bruscos de dirección. Un accidente transversal, de dirección NO-SE, limita el desarrollo de la sima hacia el NE.

- Desde -807 m hasta la zona inundada, se observa un cambio neto de orientación general de las galerías, condicionadas estas por fallas de distensión, de dirección submeridiana (NNE-SSO). La red, menos inclinada, presenta niveles bien marcados de desarrollo horizontal: los meandros Manuel Morales y de Tolox, y la zona inundada actual. Esta menor inclinación podría estar ligada a la proximidad de la zona inundada de las Nieves, incluso a antiguos niveles de la zona inundada. En lo que concierne al meandro Tolox, su morfología en "ojo de cerradura", significa claramente un establecimiento en dos tiempos: un desarrollo inicial en zona inundada que debería estar situado en los alrededores de -1.000 m, y después una incisión por escorrentía con superficie libre responsable a la vez de la sobreexcavación meandriforme, de la excavación del P40 y de la rampa terminal. Este esquema de evolución supone un abatimiento de cerca de 100 m de la zona inundada de las Nieves; dos causas pueden ser evocadas, por ahora:

1. - La bajada ha podido estar motivada por el descenso altitudinal del exutorio kárstico de las Nieves (la Cueva de los Zarzalones), ligado al hundimiento de la red hidrográfica.

2. - Este profundizamiento puede ser, igualmente, consecuencia de un movimiento de surrección de la sierra.

La ausencia de exutorios escalonados, permite descartar la primera hipótesis; sin embargo, no disponemos tampoco de argumentos suficientes que permitan apoyar la segunda. .

La aportación de las dataciones isotópicas

El estudio de las formaciones estalagmíticas de la Sima GESM, y su datación isotópica nos permite abordar el funcionamiento y la evolución de esta cavidad y su entorno inmediato (Hoyos del Pilar), durante el Pleistoceno Medio y Superior.

Dos formaciones estalagmíticas han monopolizado nuestra atención:

- la colada estalagmítica situada en el meandro decapitado que recorre la dolina de entrada.

- la colada estalagmítica colgada entre 0,6 y 1,2 m en relación con el fondo actual de los meandros; la altura es inferior en las redes superiores (-30 a -70 m). Esta colada sella, con frecuencia, un antiguo lecho aluvial con cantos rodados.

La primera colada, que se ha depositado en una red meandriforme de origen subterráneo, ha sido datada en 210.000 BP. Esta datación permite definir los hechos evolutivos siguientes:

- La Sima GESM absorbía, durante el Pleistoceno Medio, las aguas que drenaban la depresión de los Hoyos del Pilar: funcionaba entonces como pérdida activa. Esto significa que la organización de conjunto de los caudales subterráneos de las Nieves (hacia la Cueva de los Zarzalones) era funcional hacia 210.000 BP, y estaba estructurada mucho antes de 210.000 BP.

- La existencia de un episodio de calentamiento climático en torno a 210.000 BP, que se caracterizó por caudales incrustantes (colada estalagmítica).

- La situación al aire libre de un sector de meandro y su colada, rinde cuentas de una fase de arrasamiento que ha decapitado las antiguas redes de entrada a la sima; fase de erosión que es posterior a 210.000 BP.

La segunda colada es, por su parte, contemporánea del episodio de calentamiento climático eemense (120.000 BP).

Esta evolución cronológica permite hacer notar los eventos siguientes:

- La ausencia de esta colada en los 30 primeros metros de la cavidad significa que la red de entrada de la Sierra no absorbía ya las aguas de la depresión, y en consecuencia que el embutimiento de las dolinas estaba ya comenzado en el Eemense. Este episodio de encajamiento del karst está, pues, comprendido entre 210.000 BP y 120.000 BP, o sea durante la segunda mitad del Pleistoceno Medio, caracterizado por un riguroso episodio periglacial; contexto climático que ha proporcionado al karst un potencial hidroquímico particularmente agresivo (aguas frías de fusión nival).

- La posición actualmente colgada de esta colada estalagmítica, evidencia una reexcavación del depósito y una sobreexcavación meandriforme de la roca basal. Se puede relacionar esta fase de incisión con los episodios fríos del Pleistoceno Superior. Paralelamente a esta fase de incisión subterránea, el embutimiento de las dolinas en el polje se continúa, como tiende a confirmarlo la confluencia, hacia -60 m, de las aguas que se pierden en los ponors actuales de los Hoyos del Pilar (To-3 y To-4).

Ensayo de reconstrucción espeleogenética de la Sima GESM

La Sima GESM permite poner en evidencia la existencia de un karst subterráneo, caracterizado por un desarrollo extremadamente vertical, y generado de manera "rápida", en presencia de un potente gradiente hidráulico y de un fuerte potencial hidroquímico. Las dataciones isotópicas permiten avanzar que lo esencial de la estructura del drenaje subterráneo estaba realizado bastante antes de mediados del Pleistoceno Medio (210.000 BP).

Después de esta fase decisiva del establecimiento del karst subterráneo, las modificaciones más importantes se han realizado en los dos extremos de la cavidad: en la parte superior, el hundimiento del karst ha provocado el embutimiento de las dolinas y el escalonamiento de los ponors; en la parte basal, la caída del nivel piezométrico ha conllevado una potente sobreexcavación del paleodren de la zona inundada. Es bastante tentador querer asociar estas dos evoluciones, sino entre ellas, debido al menos a una misma causa general que sería reacción del karst frente a los movimientos de surrección de la Dorsal.

Las dataciones isotópicas nos han permitido relacionar con los episodios fríos de la segunda mitad del Pleistoceno Medio y del Pleistoceno Superior, el embutimiento del karst de superficie, el escalonamiento de los ponors y la sobreexcavación de los conductos meandriformes.

Las cavidades recortadas por las vertientes

Sobre los flancos del relieve de colinas y valles de la meseta somital de las Nieves, se abren dos tipos de cavidades portadoras de informaciones karstogenéticas. Se distinguen dos grandes familias de cavidades recortadas por la superficie topográfica: amplios pozos y viejas redes subhorizontales, totalmente abiertas en la actualidad.

Los monopozos y las cavidades verticales decapitadas

Las Simas Honda (To-10), de los Enamorados (To-33) y del Peñón de Ronda, por citar sólo las más importantes, se perfilan como amplios monopozos respectivamente de 113, 75, 25 y 20 m de profundidad (Fig. 17). Estas cavidades seniles terminan generalmente en profundidad, bien en un conjunto de bloques proveniente de la caída de paneles de la pared, o bien en galerías impenetrables a causa de la obturación estalagmítica o detrítica. Coladas estalagmíticas seniles recubren frecuentemente las paredes de estos pozos; en ocasiones, se encuentran macizos estalagmíticos en la proximidad de la boca del pozo. Estos pozos corresponden, de hecho, a fragmentos de antiguas cavidades verticales que han sido

recortadas por la superficie topográfica; los edificios estalagmíticos próximos a estos pozos son los testigos residuales de antiguas redes subterráneas afluentes.

La morfología y la disposición del conjunto de estas cavidades dan cuenta de la siguiente evolución:

- el establecimiento de estas redes no ha podido realizarse nada más que en presencia de un fuerte potencial de karstificación (gradiente hidráulico y energía hidroquímica), responsable de una verticalización del karst subterráneo.

- estas redes han sido, posteriormente, recortadas por las vertientes regularizadas, de factura glaciar. Desde su disección por la superficie topográfica, buen número de estas cavidades han funcionado como trampa de nieve, durante los episodios periglaciares, como evidencian las olas de corrosión que afectan a la base de estos pozos y que erosionan las paleocoladas estalagmíticas.

- su situación, sistemáticamente colgada en relación con los valles en V, y con las depresiones kársticas, en las cuales se escalonan los ponors inactivos y funcionales, muestra la antigüedad de estas redes subterráneas.

Estas redes subterráneas permiten definir, por tanto, una vieja etapa de karstificación de la sierra. Esta vieja fase de karstificación subterránea está precedida por un episodio más antiguo, como lo testimonia la existencia de viejas redes subterráneas totalmente "abiertas".

Los testimonios de viejas redes subterráneas subhorizontales

En efecto, los elementos de antiguas redes subterráneas totalmente "abiertas" o decapitadas por los barrancos y vertientes, han sido descubiertos en la Sierra de las Nieves. Se manifiestan por la presencia en la superficie de la meseta de edificios estalagmíticos, a veces de gran volumen, aislados o constituyendo un conjunto, pudiendo seguirse sobre varias decenas de metros.

Más de treinta "cavidades" presentando estos caracteres han sido inventariadas; se sitúan prácticamente todas alrededor de los 1.700 m de altitud, en la meseta somital, y a menor altitud hacia el NE (Sierra del Pinar). Las cavidades más instructivas, desde el punto de vista karstogenético, son la del valle que bordea al oeste el Cerro Alto, y la de la línea de cresta que prolonga al NNE el Tajo de los Enamorados (Figs. 18 y 19).

- En la cabecera del pequeño barranco que desciende a lo largo de la vertiente occidental del Cerro Alto, para alcanzar el valle suspendido de las Carnicerías, se observa una rotura de pendiente de casi 5 m al pie de la cual se desarrolla una pequeña dolina (1.720 m). Este pequeño resalte está recubierto por una formación esta-

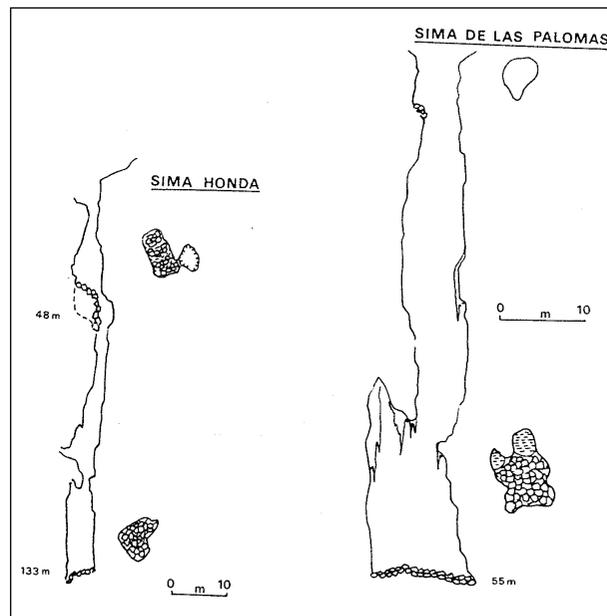


Fig. 17. Dos cavidades verticales erosionadas de la Sierra de las Nieves.

lagmítica que ha sido depositada por un arroyo en cascada; tanto aguas abajo como aguas arriba de esta cascada estalagmítica, se encuentran depósitos estalagmíticos (*filones*, domos y estalagmitas). Estos diferentes elementos, pertenecientes al mismo sistema, nos han permitido retrazar el establecimiento de esta antigua cavidad de desarrollo subhorizontal. Esta paleocavidad ha sido posteriormente recortada por el arroyo, contemporáneo de las fases de incisión fluvial de la sierra.

- El ejemplo más llamativo se sitúa sobre la línea de cresta que prolonga al NNE el Tajo de los Enamorados, que domina la Cuesta del Gazpacho. Sobre esta línea de cresta, se disponen, a lo largo de varias docenas de metros, voluminosos edificios estalagmíticos (varios m³), que pertenecen a una misma paleocavidad (1.670 m). Su posición actual, al aire libre, supone la erosión de un potente volumen rocoso. En efecto, en su contexto actual, esta paleored subterránea permite poner en evidencia una importante inversión del relieve. Esta cavidad puede ser considerada como el testimonio de una vieja fase de karstificación anterior, bien al abatimiento del nivel de base marino, bien al levantamiento del conjunto de la Serranía, cualquiera de los cuáles han podido ser el motor responsable del encajamiento de la red hidrográfica y de la verticalización de la karstificación subterránea.

La contribución morfogenética del karst subterráneo de las Nieves

El estudio del karst subterráneo y de las paleocavidades de la Sierra de las Nieves ha permitido discernir diferentes fases de karstificación.

- La sierra ha conocido una fase de karstificación

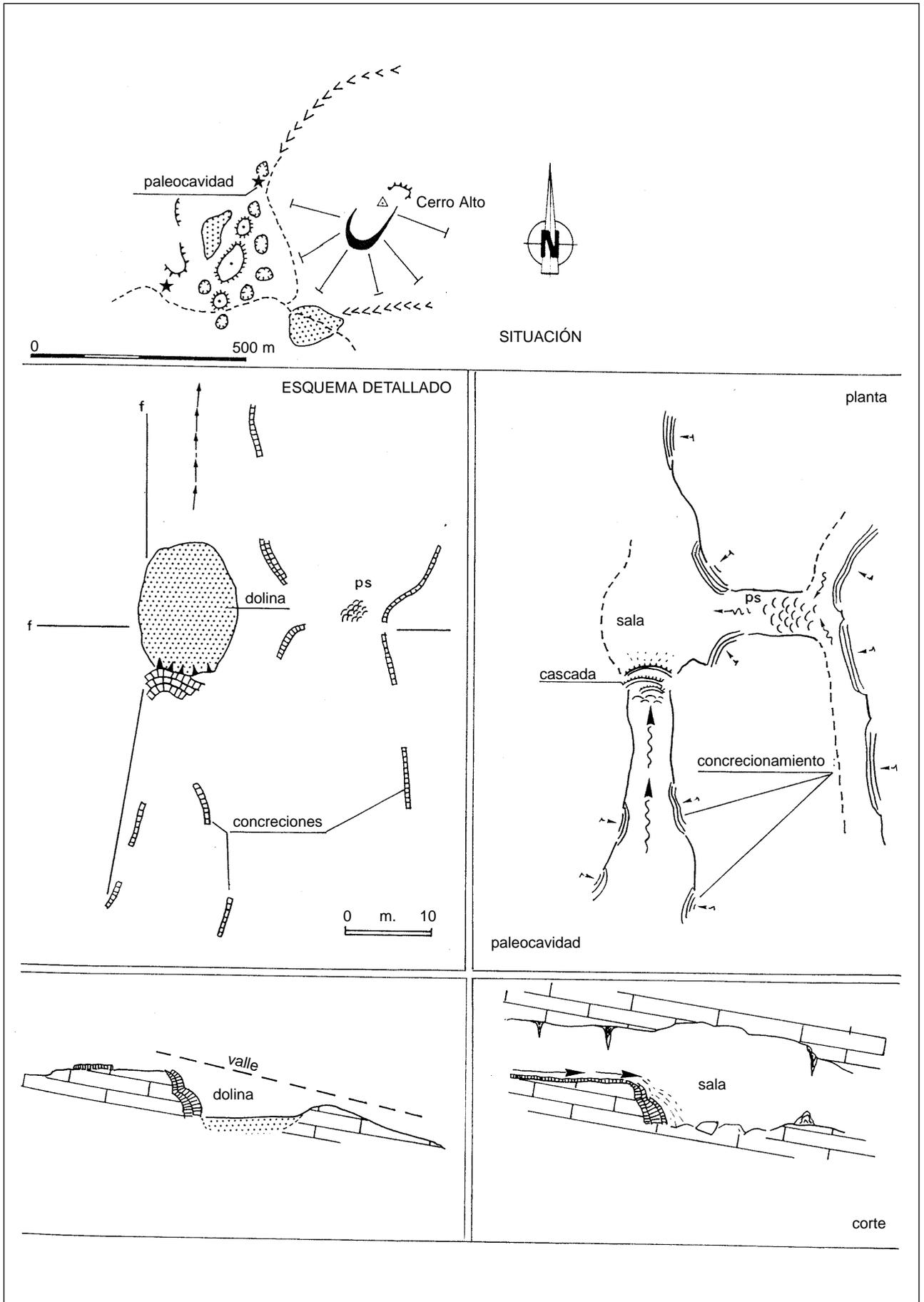


Fig. 18. Evolución esquemática de la cavidad erosionada del valle del Cerro Alto (Sierra de las Nieves).

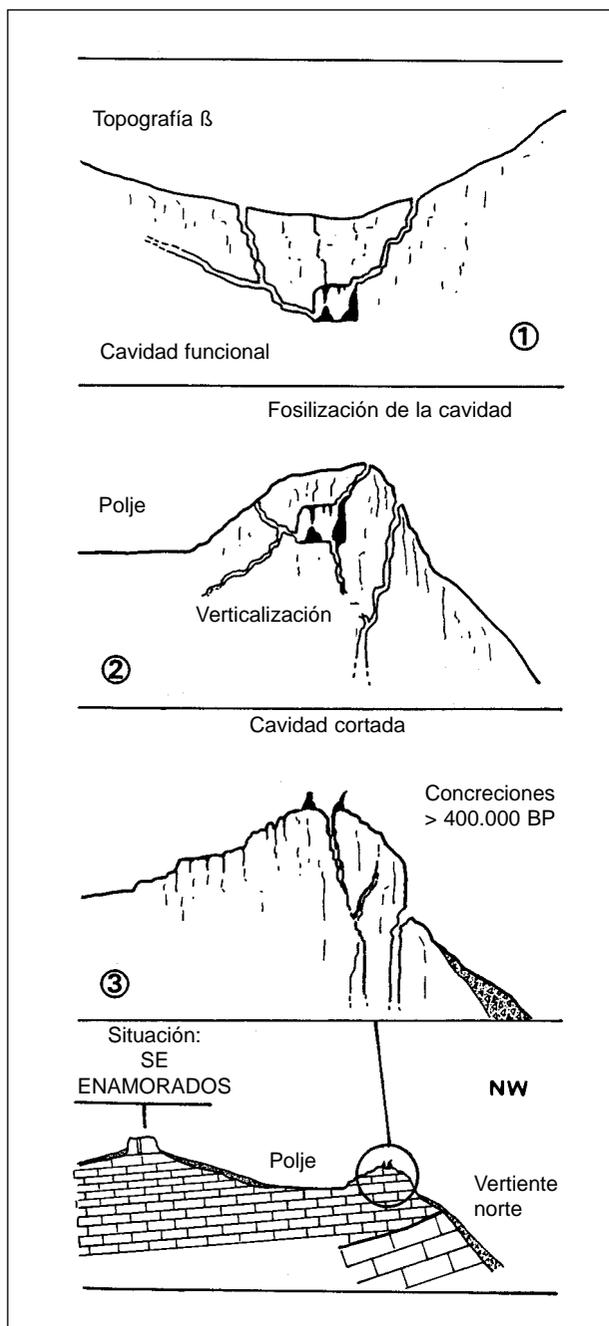


Fig. 19. Evolución esquemática de la cavidad erosionada Enamorados-Gazpacho.

antigua, posiblemente anterior al levantamiento de conjunto de la serranía, que ha comenzado en el límite mioceno. Los testimonios de este antiguo episodio corresponden a viejas redes, totalmente abiertas por la superficie topográfica. La subigualdad altitudinal de estas paleocavidades, y su desarrollo subhorizontal, sugieren una fase de karstificación subterránea en presencia de un débil gradiente hidráulico e, implícitamente, de un nivel piezométrico poco profundo. Si nos referimos a la evolución morfológica propuesta a partir del estudio del modelado superficial, nos encontramos aquí unas condiciones paleogeográficas similares a las propuestas

para el establecimiento "inicial" del relieve de colinas, amplios valles en U (anterior al levantamiento y al basculamiento de la sierra, que comenzaron en el límite mioceno).

- La sierra ha conocido una nueva fase de karstificación subterránea, que se ha caracterizado por el desarrollo de cavidades verticales. Esta fase de karstificación ha debido ser vigorosa, si se tiene en cuenta la verticalidad y la relativa profundidad de las cavidades de entonces (ej. simas Honda y de los Enamorados), de las que hoy sólo se observan los sectores inferiores. Esta nueva organización del endokarst supone la existencia de nuevas condiciones paleogeográficas, y de un fuerte gradiente hidráulico. Esto pudo ser provocado, bien por un descenso del nivel de base regional (¿"crisis messiniense" en el Mediterráneo?), bien por el levantamiento de conjunto de las zonas internas béticas. La presencia de estas redes verticales tanto sobre la vertiente noroccidental, dependiente de la Cuenca de Ronda, como sobre la vertiente mediterránea, acreditaría más la influencia del levantamiento generalizado de la Serranía que el efecto de la "crisis messiniense", pues este estuvo muy limitado al mar de Alborán. Cualquiera que fuera la causa, estas paleocavidades verticales testimonian un antiguo episodio de karstificación, anterior a las fases de hundimiento del karst superficial y de la red hidrográfica de superficie, como lo subraya su posición colgada por encima de los paleopoljes y de los valles en V.

- Al nivel de estas depresiones se desarrollan unas generaciones más recientes de cavidades. La Sima GESM, la más importante de ellas, da cuenta de la existencia de un karst subterráneo vertical bien estructurado, cuyo desarrollo no ha podido realizarse más que en presencia de un potente gradiente hidráulico y de un fuerte potencial hidroquímico. La datación de los espeleotemas permite saber que lo esencial del desarrollo de esta cavidad se había realizado bien avanzada la mitad del Pleistoceno Medio (210.000 BP). Estos datos significan que, por una parte, el desarrollo del gradiente hidráulico, responsable de la verticalización del karst subterráneo, y por otra, las condiciones morfodinámicas, que han condicionado el hundimiento de la red hidrográfica y el establecimiento del karst superficial (poljes) serían, esencialmente, anteriores al Pleistoceno Medio. Estas condiciones podrían ser contemporáneas o consecutivas del movimiento de surrección "fini-plioceno - pleistoceno inferior".

- Durante la segunda mitad del Pleistoceno Medio y durante el Pleistoceno reciente, hemos podido poner en evidencia un hundimiento de las depresiones kársticas, que ha tenido como efecto el dejar colgados los paleopoljes, como la sima GESM. Esta evolución del karst, tanto en superficie (embutimiento de las dolinas) como en profundidad (sobrecavación de las galerías), ha sido desencadenado, en presencia de un fuerte gradiente hidráulico, por la energía hidroquímica suministrada por

los episodios fríos pleistocenos. Este esquema evolutivo del karst de las Nieves debe ser confrontado con la evolución del modelado superficial de la meseta somital y de los piedemontes de la Sierra de las Nieves.

Conclusiones generales sobre la evolución kárstica de la Sierra de las Nieves

El análisis de los paisajes kársticos, fluviales o poligénicos ha permitido poner en evidencia una larga evolución morfológica (Fig. 20):

- Después de la estructuración de la Dorsal Bética sobre las zonas externas béticas, una importante fase disensiva (finiburdigaliese - Tortoniense Inferior) fue responsable de la apertura del mar de Alborán y de la individualización de la Cuenca de Ronda, que fueron invadidos, más o menos precozmente, por el mar mioceno. Durante este episodio marino, los relieves emergidos (como la Sierra de las Nieves) fueron considerablemente erosionados e incluso aplanados. Muy posiblemente, a esta fase de evolución se debe la subigualdad altitudinal, así como el establecimiento del relieve en colinas y amplios valles en U de la meseta somital de las Nieves. Esta topografía es, de cualquier forma, anterior a la surrección de la serranía (límite mio-plioceno). En efecto, como hemos señalado, la morfología muy abierta de los valles en U y su escasa pendiente longitudinal son significativas de la relativa proximidad altimétrica del nivel de base regional. Algo similar se deduce de las cavidades abiertas de las Nieves, cuyo desarrollo horizontal y la subigualdad altitudinal (alrededor de 1.700 m) indican igualmente la relativa proximidad altimétrica del nivel de base kárstico. La génesis de estas redes subterráneas, hoy colgadas a más de 1.200 m por encima del nivel de base, es seguramente anterior a la tectónica posmessiense, responsable del levantamiento de conjunto de la serranía.

- La tectónica postmessiense (límite mio-plioceno), responsable del levantamiento generalizado de la Serranía, ha provocado el basculamiento de la paleomorfología de las Nieves hacia el NE, en dirección a la ensilladura de El Burgo-Yunquera. Este alabeo de la superficie ha contribuido a una nueva organización de la red hidrográfica (sobreimpuesta sobre la superficie messiense) dirigiéndose bien hacia el Burgo-Rio Turón, bien hacia Yunquera-Hoya de Málaga. Este levantamiento de la Dorsal ha producido, por una parte, una primera fase de verticalización del karst de la Sierra de las Nieves, como testimonian las paleocavidades verticales y, por otra parte, una primera fase de entalladura de la meseta somital, caracterizada por amplios valles en V. También es durante este episodio cuando se establecieron, en la zona central de las Nieves, los poljes iniciales.

- El límite plio-pleistoceno constituye una fase

capital en la evolución morfológica de la Sierra de las Nieves. Este período se marca, a la vez, por un importante levantamiento, por una regresión marina y por una modificación climática. Es a esta dinámica de conjunto a la que nosotros atribuimos el potente encajamiento de la red hidrográfica dependiente del Mediterráneo (ríos Genal, Verde y Grande); red hidrográfica que, engendrando un potente gradiente hidráulico, ha conllevado una segunda fase de verticalización del karst. Esta nueva fase de karstificación está marcado por el abatimiento de los poljes y la excavación rápida de las cavidades verticales (tipo Sima GESM).

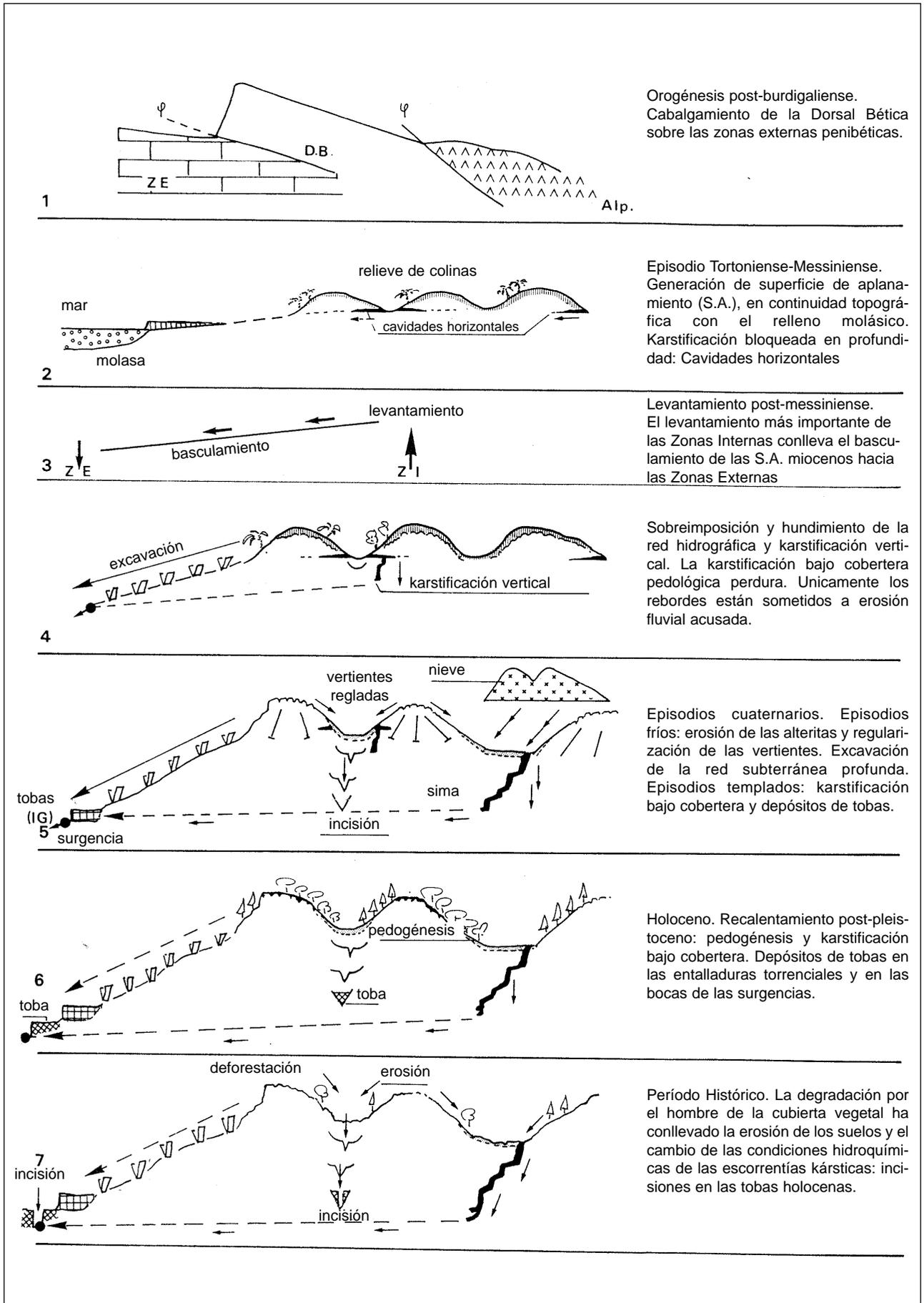
- El estudio del karst de superficie y subterráneo ha permitido poner en evidencia, durante el Pleistoceno Medio y Superior, un hundimiento del karst. Este se marca, por una parte, por el encajamiento de depresiones en los poljes "iniciales", lo que ha conllevado un escalonamiento de los ponors, y, por otra parte, por una sobreexcavación de los conductos subterráneos (con coladas estalagmíticas colgadas).

Al encontrarse, tanto para el endokarst (a partir de los rellenos) como para la red hidrográfica de superficie (a partir de las presas travertínicas de Tolox; Delannoy, 1987), una estrecha relación entre episodios fríos pleistocenos y fases de excavación, esta excavación no ha podido realizarse más que en presencia de un potencial gravitatorio; este potencial ha podido ser provocado, por una parte, por las variaciones isostáticas del Mediterráneo y, por otra parte, por el levantamiento de la Dorsal durante el Pleistoceno Medio y Superior.

- Por último, el estudio de las pérdidas kársticas y de las cavidades de *soutirage*, ha permitido poner en evidencia un episodio de colmatación. Esta colmatación, provocada por la soliflucción de los coluviones arcillo-silíceos, puede ser atribuible al finí y/o tardipleistoceno superior.

CONCLUSIONES

El estudio de la Serranía de Grazalema y de la Sierra de las Nieves permite mostrar la riqueza y la diversidad de los paisajes kársticos de la Cordillera Bética Occidental. El estudio de los paisajes kársticos, tanto superficiales como subterráneos, ha mostrado que más allá de la simple descripción, es posible remontarse en el tiempo y definir las grandes etapas de la karstificación de estas sierras; grandes etapas que están estrechamente ligadas a los episodios tectónicos y a las variaciones climáticas que ha conocido la Cordillera Bética. El esquema global aquí propuesto, que tiene en cuenta tanto los movimientos tectónicos como las formas de los lapiares o la organización del karst subterráneo, nos parece fundamental para comprender la originalidad y la diversidad del karst andaluz.



Orogénesis post-burdigaliense. Cabalgamiento de la Dorsal Bética sobre las zonas externas penibéticas.

Episodio Tortoniano-Messiniano. Generación de superficie de aplanamiento (S.A.), en continuidad topográfica con el relleno molásico. Karstificación bloqueada en profundidad: Cavidades horizontales

Levantamiento post-messiniano. El levantamiento más importante de las Zonas Internas conlleva el basculamiento de las S.A. miocenos hacia las Zonas Externas

Sobreimposición y hundimiento de la red hidrográfica y karstificación vertical. La karstificación bajo cobertera pedológica perdura. Únicamente los rebordes están sometidos a erosión fluvial acusada.

Episodios cuaternarios. Episodios fríos: erosión de las alteritas y regularización de las vertientes. Excavación de la red subterránea profunda. Episodios templados: karstificación bajo cobertera y depósitos de tobas.

Holoceno. Recalentamiento post-pleistoceno: pedogénesis y karstificación bajo cobertera. Depósitos de tobas en las entalladuras torrenciales y en las bocas de las surgencias.

Período Histórico. La degradación por el hombre de la cubierta vegetal ha conllevado la erosión de los suelos y el cambio de las condiciones hidroquímicas de las escorrentías kársticas: incisiones en las tobas holocenas.

Fig. 20. Esquema de evolución de la Sierra de las Nieves.

AGRADECIMIENTOS

Estoy obligado aquí a agradecer a mis amigos del grupo GEOS (G. Alvarez, J.L. Bernal García, F. Campo, F. Díaz del Olmo, F. Moreno, J. Galán e I. Vidal) a quienes debo mucho y que no han dudado nunca en ayudarme, tanto en Sevilla como sobre el terreno; igualmente a mis amigos del Espeleoclub de Sevilla (sobre todo J. Rufián) que me ha acompañado en numerosas salidas espeleológicas. Tengo igualmente que agradecer a la Agencia del Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, que me ha permitido realizar mis investigaciones, y a los guardias del Parque Natural de la Sierra de las Nieves, que siempre me han reservado la mejor acogida y todo su apoyo. Además, este trabajo no tendría su valor actual sin la ayuda de mi amigo J.L. Guendon, al cual le agradezco desde aquí profundamente su ayuda. Por último, he de agradecer a J.J. Durán Valsero el haberme invitado a presentar aquí este trabajo, fruto de una investigación de cerca de 10 años.

REFERENCIAS

- BENAVENTE, J. y MANGIN, A. (1984): Aplicación del análisis de series de tiempo al sistema espeleológico Hundedero-Gato. *Actas del I Congreso Español de Geología*, 3, 541-553.
- BOURGOIS, J. (1978): *La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar*. Thèse Ann. Science Université de Besançon, Geologie. 445 p.
- BULLON, J.A. (1983): La Cueva de la Pileta. *IPEK*, 24, 27-36. Berlín.
- CADET, J.P.; FOURNIGUET, J.; GIGOUT, M.; GULLEMIN, M. y

PIERRE, G. (1978): La néotectonique des littoraux de l'Arc de Gibraltar et des pourtours de la mer d'Alboran. *Quaternaria*, 185-201.

DELANNOY, J.J. (1984): La Serranía de Grazalema (Cordillères Bétiques occidentales). *Travaux ERA*, 282, 13, 1-54.

DELANNOY, J.J. (1987): *Inventaire bio-géographique des espaces naturels d'Andalousie: La Serranía de Grazalema et la Sierra de las Nieves*. Casa de Velázquez - Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 50 p.

DELANNOY, J.J. y GUENDON, J.L. (1986): La Sierra de las Nieves (Málaga). La Sima GESM. *Karstologia Mémoires*, 1, 71-85.

DURÁN, J.J. (1986): Estudio estadístico de la correlación entre la precipitación y el caudal en un río subterráneo. Sistema Hundedero -Gato. *Andalucía Subterránea*, 6, 11-36.

DURAND DELGA, M. (1980): La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre Jubilaire Société Géologique de la France, Memoires*, 100, 203-224.

LHÉNAFF, R. (1977): *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse, Paris, 713 p. Atelier de Repord. Thèses. Lille, 1981.

LHÉNAFF, R. (1986a): Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique. *Karstologia Mémoires*, 1, 101-112.

LHÉNAFF, R. (1986b): Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. *Karstologia Mémoires*, 1, 5-24.

RODRÍGUEZ MARTÍNEZ, F. (1977): *La Serranía de Grazalema*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 527p.

SANCHIDRIÁN, J.L. (1986): La Cueva de la Pileta, Hoy: Arte Rupestre. *Revista de Arqueología*, 66, 36-44.

THEROND, R. (1973). *Recherches sur l'étanchéité des lacs de barrage en pays karstique*. Thèse Grenoble. 444 p. Evrolles, Paris.

El karst en los mármoles alpujárrides de las sierras Blanca y Mijas (provincia de Málaga)

Bartolomé Andreo ⁽¹⁾, Francisco Carrasco ⁽¹⁾, Jesús Cuenca ⁽²⁾, Alejandro Téllez ⁽³⁾ e Iñaki Vadillo ⁽¹⁾

RESUMEN

En este trabajo se analiza brevemente el karst de Blanca-Mijas desde varios puntos de vista: geomorfológico, espeleológico e hidrogeológico (hidrodinámico e hidroquímico). Los datos disponibles ponen de manifiesto que, en general, no existe una gran karstificación de los mármoles que constituyen las sierras estudiadas. Ahora bien, hay un sector -la parte occidental de Sierra Blanca- donde se constata un mayor desarrollo de la karstificación debido, fundamentalmente, a la naturaleza caliza de los mármoles que afloran en este sector. Por criterios de geología regional se estima que la karstificación que afecta a estos macizos debió ser eficaz a partir del Plioceno. En la actualidad, la tasa de ablación kárstica es del orden de 25 m³/km²/año.

Palabras clave: Kartificación, Geomorfología, Espeleología, Hidrogeología, Ablación kárstica.

ABSTRACT

In this work, the karst of Blanca Mijas mountains is briefly analysed from various approaches: geomorphologic, speleologic and hydrogeologic (hydrodynamic, and hydrochemical). The available data indicate that, in general, there is no large karstification of the marbles which constitute the studied sierras. However, there is a sector -the western Sierra Blanca-, where a large development of the karstification exists, fundamentally due to the calcareous composition of the marbles in this sector. From the geological regional point of view it is estimated that the karstification which affects these massifs must be effective from the Pliocene. Actually, the rate of karstic dissolution is approximately 25 m³/km²/year.

Key words: Karstification, Geomorphology, Speleology, Hydrogeology, Karstic dissolution.

INTRODUCCIÓN

Las sierras Blanca y Mijas constituyen dos macizos de mármoles, situados al oeste de Málaga, en la cadena montañosa de la Costa del Sol. Se trata de dos escarpados relieves, separados entre sí por el Puerto de los Pescadores, en los que se alcanzan cotas superiores a 1.000 m, en apenas 5-10 km de distancia al mar (Fig. 1).

En relación con la geología en general y con la hidrogeología en particular, varios son los antecedentes que merecen ser citados por su importancia. Los primeros trabajos de geología, con marcado carácter regional, fueron obra de Michel Levy y Bergeron (1890), Orueta (1917), Blumenthal (1949), Mollat (1968), Biot (1971) y Salobreña (1977), y en ellos se dieron a conocer los primeros datos sobre la estructura, estratigrafía y petrografía de estas sierras. De hecho, algunas de sus observaciones fueron tenidas en cuenta por los geólogos que realizaron las correspondientes hojas del Mapa Geológico Nacional, a escala 1:50.000, editadas por el IGME (1978). Posteriormente, otros autores han tratado de precisar la

posición tectónica y la estratigrafía de las Sierras Blanca y Mijas: Tubía (1985), Martín Algarra (1987), Andreo y Sanz de Galdeano (1994) y Sanz de Galdeano y Andreo (1995).

Aspectos relacionados con el modelado kárstico quedaron esbozados por Lhénaff (1981), Rodríguez Vidal (1982), y la Sociedad Espeleológica Marbellí (1985) que recogió en una guía las principales características topográficas de los abrigos y cuevas inventariadas hasta ese momento. Por su parte Durán *et al.* (1988 a y b), realizaron dataciones sobre los travertinos de Mijas, Benalmádena y Torremolinos, cuyo depósito lo relacionaron con los manantiales que existieron en la región durante épocas de clima cálido.

En cuanto a la hidrogeología, cabe señalar, por su relevancia, las investigaciones llevadas a cabo por Dupuy de Lôme (1923) y posteriormente por algunos organismos públicos, cuyos resultados han quedado plasmados en varios informes (IGME, 1983, 1985 y SGOP, 1992). Los trabajos más recientes han sido llevados a cabo por el Grupo de Hidrogeología de la Universidad de Málaga (Andreo y Carrasco 1991 a y b; Carrasco y Andreo, 1994; Andreo *et al.*, 1996a; 1997 y Andreo, 1997).

En el presente trabajo de síntesis se pretende dar a conocer algunos avances obtenidos en materia de geo-

⁽¹⁾ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. 29071 Málaga.

⁽²⁾ Sociedad Espeleológica MAINAKE. Fuengirola (Málaga).

⁽³⁾ Sección Espeleológica Marbellí. Apartado de correos 142. Marbella (Málaga).

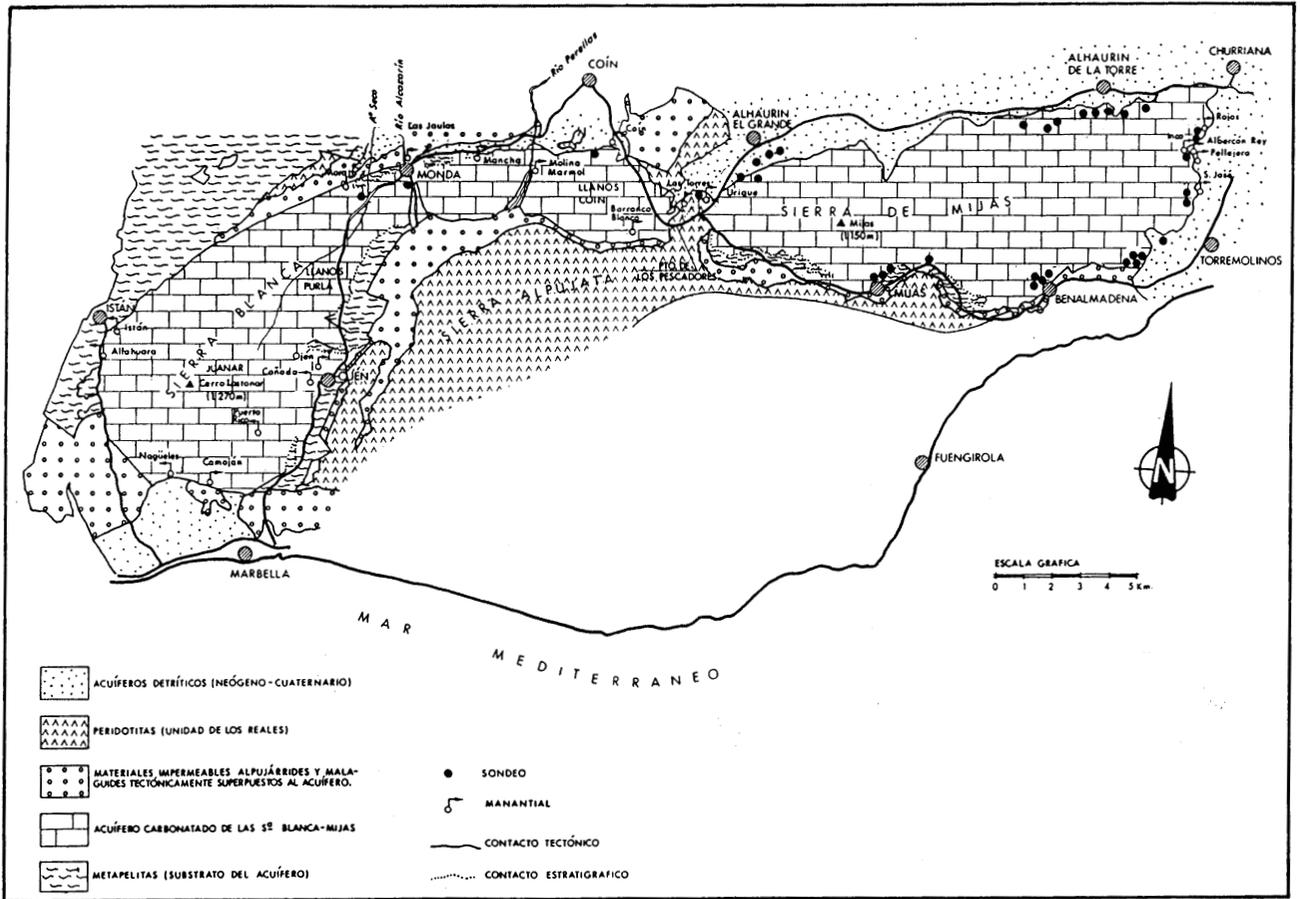


Fig. 1.- Esquema geológico-hidrogeológico de las Sierras Blanca y Mijas.

morfología, espeleología e hidrogeología de estas dos sierras.

GEOLOGÍA

Las sierras Blanca y Mijas forman parte de la Unidad de Blanca, definida por Mollat (1968). Es una unidad tectónica perteneciente al Complejo Alpujarride de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, caracterizada por el metamorfismo de alto grado que afecta a sus materiales. Concretamente se incluye dentro del Alpujarride Intermedio de Martín-Algarra (1987) y equivale a la Unidad de Almirajara de Sanz de Galdeano (1986, 1997), situada más al este.

Estratigrafía

La Unidad de Blanca está constituida por dos conjuntos litológicos principales (Fig. 1): uno inferior, de metapelitas, atribuido al Paleozoico y otro superior, carbonatado, de edad Trías Medio-Superior (Foto 1). Criterios de geología de campo indican que, original-

mente, los mármoles se depositaron sobre las metapelitas, mucho antes de ser afectados por el metamorfismo y las deformaciones. Esta posición original quedó modificada por la inversión de la serie estratigráfica en todo el flanco meridional de la Sierra de Mijas y en el oriental de Sierra Blanca (Salobreña, 1977; Martín-Algarra, 1987; Andreo y Sanz de Galdeano, 1994; Sanz de Galdeano y Andreo, 1995).

El conjunto metapelítico, que presenta una potencia total superior a los 300 m, está formado, en la parte inferior, por los gneises de Istán y las migmatitas aflorantes al norte y sur del macizo. Sobre los gneises aparecen esquistos y un tramo de cuarcitas que puede utilizarse como nivel guía.

Estratigráficamente por encima de las metapelitas, hay un paquete de mármoles dolomíticos, a veces sacaroideos y de color blanco, con un espesor del orden de 300 metros, ampliamente representados en Sierra Mijas, en el sector oriental de Sierra Blanca, y en todo el borde este del sector occidental de esta Sierra. En el área del Juanar (Sierra Blanca) afloran muy replegados a favor de apretadas estructuras anticlinales, en cuyo núcleo apare-



Foto 1.- Panorámica del borde oriental de Sierra Mijas, donde se puede observar, en primer plano y abajo, los mármoles blancos diaclasados del Triás Medio y, en la parte alta, los mármoles azules del Triás superior. El relieve es relativamente escarpado y la vegetación escasa; las bandas en las que más prolifera ésta son las intercalaciones metapelíticas de la serie estratigráfica.

cen, muy tectonizadas, las metapelitas de la base (Tubía, 1985 y Sanz de Galdeano y Andreo, 1995).

Los mármoles dolomíticos blancos pasan, hacia arriba en la serie, a un conjunto de mármoles azules, calizos, que afloran extensamente en el sector occidental de Sierra Blanca y en la parte nororiental de Sierra Mijas. En los dos tramos carbonatados, particularmente en los mármoles azules superiores, suelen aparecer intercalaciones metapelíticas (Foto 1), de espesor variable entre varios centímetros y una decena de metros. La potencia máxima que puede observarse de este último conjunto de mármoles es del orden de los 300 m.

Sobre los materiales ya estructurados de la Unidad de Blanca se depositaron, discordantes, materiales neógeno-cuaternarios (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 1991). Así, en el borde norte de Sierra Mijas (borde sur de la cuenca del Guadalhorce), se depositaron calcarenitas, como consecuencia de la erosión de los mármoles de dicha sierra durante el Tortonense superior. Pero fue durante el Plioceno, cuando tuvo lugar un importante depósito de calcarenitas y conglomerados de cantos marmóreos en los bordes norte y este de Sierra Mijas. A partir del Pleistoceno se depositaron las brechas y conglomerados cementados y los travertinos que jalonan los bordes de estas sierras (Durán *et al.*, 1988 a y b; Durán, 1996).

Por tanto los mármoles de la Unidad de Blanca estaban ya en condiciones de ser karstificados, al menos de forma incipiente, a partir del Tortonense superior, si bien la karstificación más activa se ha producido, probablemente, a partir del Plioceno. En este sentido cabe señalar que en toda la Costa del Sol existen evidencias de una importante fase de karstificación pliocena desarrollada sobre mármoles alpujárrides, calizas maláguides e

incluso sobre las propias calcarenitas del Plioceno (Lhénaff, 1966; Durán y Soria, 1989; Durán, 1996).

Estructura geológica

La estructura geológica de la Unidad de Blanca es compleja debido a las condiciones de alta temperatura y alta presión soportadas por los materiales durante la deformación.

La estructura de Sierra Mijas está formada por pliegues de tipo isoclinal, con un flanco invertido, cuya dirección es generalmente ESE-ONO, excepto en el borde occidental donde son curvos adaptándose a la terminación de la sierra. Los pliegues ESE-ONO vergen al norte salvo en la parte norte del sector centro-occidental donde lo hacen al sur y los pliegues curvos de la terminación occidental que vergen siempre hacia el este (Andreo y Sanz de Galdeano, 1994).

La estructura de Sierra Blanca está constituida igualmente por pliegues isoclinales cuya dirección es aproximadamente E-O en el sector oriental, mientras que en el occidental hay una interferencia de pliegues N-S y E-O que dan lugar a una estructura en “caja de huevos” (sistema de domos y cubetas). En todos los casos la vergencia de los pliegues es hacia el interior de la Sierra (Sanz de Galdeano y Andreo, 1995).

La continuidad entre Sierra Blanca y Sierra de Mijas está truncada, al menos en superficie, por el emplazamiento de las peridotitas que afloran en el Puerto de los Pescadores, prolongación del afloramiento de Sierra Alpujata.

En relación con una etapa de deformación frágil y más reciente se han formado las fallas que limitan la Unidad de Blanca. La falla que jalona todo el borde norte de la Unidad es fundamentalmente de desgarre dextrorso aunque presenta un importante salto en la vertical de más de 500 m, según Sanz de Galdeano y López-Garrido (1991). El sector occidental de Sierra Blanca está limitado al oeste por una falla normal cuyo plano buza más de 50° hacia el oeste y, al sur, por otra falla normal con un plano que buza 70-80° hacia el sur.

Todo el cortejo de fallas que limitan la Unidad de Blanca han provocado el levantamiento relativo de los relieves carbonatados y un descenso del nivel de base a lo largo del Neógeno-Cuaternario acompañado de un encajamiento de la red de drenaje, influyendo notablemente en la karstificación del macizo. Así, a igualdad de otros factores que se comentarán más adelante, la karstificación progresará más cuanto mayor sea el levantamiento, pero las formas resultantes tenderán a ser más bien verticales (simas) y de pequeño tamaño. En la karstificación del macizo, también ha influido la fracturación

que presenta tres direcciones preferenciales N10-30E, N60-90E y N140-160E (Andreo *et al.*, 1997).

GEOMORFOLOGÍA

De todos los parámetros que pueden utilizarse para caracterizar el área se analizan, fundamentalmente, el relieve y la red de drenaje, para tratar de evaluar la influencia de ambos en la karstificación y en la hidrogeología de estos macizos. Conviene tener presente que el área de estudio no es una única cuenca hidrográfica, sino la cabecera de muchas pequeñas cuencas correspondientes a los numerosos arroyos que surcan los mármoles de las sierras Blanca y Mijas. Por esta razón el significado original de algunos parámetros puede quedar desvirtuado y en algún caso no podrán calcularse, especialmente aquellos que tienen en cuenta las longitudes de cauces principales ya que sólo se consideran longitudes parciales de los mismos.

Características geométricas y de relieve

Directamente sobre el mapa a escala 1:50.000, se han medido las superficies de Sierra Blanca (113 km²) y de Mijas (79 km²) y sus correspondientes perímetros estilizados (59 y 47 km, respectivamente).

La forma del relieve queda reflejada en el mapa de la figura 2, confeccionado a partir del Mapa Topográfico Nacional 1:50.000, considerando sólo las curvas de nivel múltiplos de 100 m. En él puede observarse que las máximas alturas se registran en los sectores occidentales de las dos sierras: Vértice Mijas (1.150 m) y Cerro del Lastonar (1.270 m). En Sierra Blanca, existe un claro condicionante litológico, pues en los mármoles blancos dolomíticos, generalmente sacaroideos y por tanto más deleznales, es donde se encuentran las menores altitu-

des, sobre todo en el sector oriental, donde se originan los denominados "llanos" de Juanar, Purla y Coín. Estos llanos, no llegan a constituir zonas propiamente endorreicas, pero en ellas tiene lugar una disminución de la escorrentía y un aumento importante en la infiltración. Sin embargo, en el sector occidental de Sierra Mijas las mayores altitudes se dan en los mármoles blancos dolomíticos debido, probablemente, a que los ejes de los pliegues ONO-ESE están inclinados unos 10° hacia el este y, además, puede existir otro condicionante tectónico derivado de la actuación de la falla de Mijas, que pasa al este de dicha localidad y atraviesa la sierra con dirección NNO-SSE.

La amplitud del relieve, diferencia entre la cota más alta y la más baja del mapa de distribución de altitudes, es de 1.050 m en Sierra Mijas y de 1.115 m en Sierra Blanca.

El histograma de frecuencias de altitudes de Sierra Mijas indica que las altitudes más frecuentes quedan comprendidas entre 400 y 500 m, mientras que en Sierra Blanca están entre los 300 y 400 m (Fig. 3), pese a que en esta última es donde se encuentran las mayores cotas del área de estudio.

La curva hipsométrica permite calcular la altura media de las sierras, cuyo valor es de 485 m para la de Mijas y 580 m en Blanca. La elevada pendiente de esta curva (Fig. 3), en ambos casos en la zona de cotas bajas, pone de manifiesto el gran encajamiento de los valles consecuencia del levantamiento tectónico de la región.

Análisis de la red de drenaje

Directamente sobre el mapa de la red de drenaje de ambas sierras (Fig. 4), se advierte que hay un mayor desarrollo de ésta en Sierra Mijas que en Sierra Blanca.

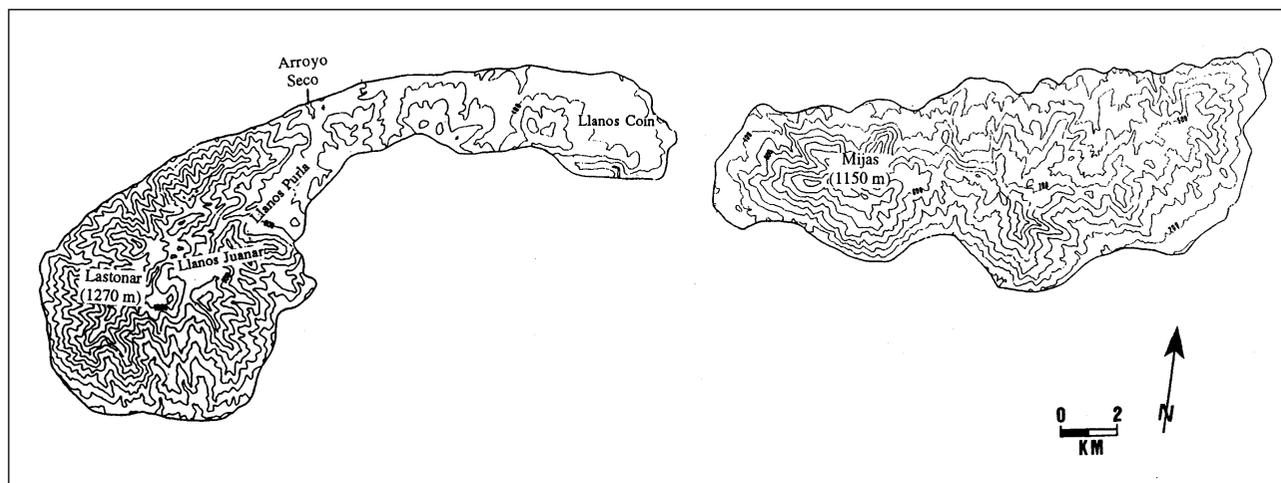


Fig. 2.- Mapa de distribución de altitudes elaborado a partir del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, considerando las curvas de nivel múltiplos de 100.

Esto mismo es corroborado por el mapa de densidad de drenaje (Fig. 5), según el cual en la Sierra de Mijas se alcanzan hasta 8 cauces de orden 1 por área considerada, mientras que en Sierra Blanca se llega a un máximo de 6 cauces de primer orden para la misma área (0,16 km²). Por tanto, en conjunto, la red de drenaje superficial está algo más desarrollada en Sierra Mijas que en Sierra Blanca.

El sector oriental de Sierra Blanca, constituido en su mayor parte por mármoles blancos dolomíticos, se drena fundamentalmente por los arroyos Casarín y Pereilas, que nacen en Sierra Alpujata (Fig. 4) y por el arroyo Seco, cauce de orden 5, con una pendiente media del 6,5%, que nace en los llanos de Juanar y atraviesa los llanos de Purla. Sin embargo, en el sector occidental de esta sierra hay un mayor desarrollo de cauces excavados sobre los mármoles calizos que, generalmente, son de bajo orden y con fuertes pendientes (superiores al 20%).

En Sierra Mijas, la mayor densidad de drenaje se produce en su sector oriental (Fig. 5), precisamente donde las pendientes son menores pero la cubierta vegetal es escasa (Foto 1). En este sector, a diferencia de la parte occidental de Sierra Blanca, se alcanza un mayor orden en los cauces que salen de la sierra y un mayor número de cauces de orden 1 por área considerada (Fig. 4).

En ambas sierras se detecta, con frecuencia, el papel de la tectónica que ha dado lugar a la formación de ángulos casi rectos en la confluencia entre cauces, como ocurre en Arroyo Seco, en Sierra Blanca. En Sierra Mijas se observa que los arroyos Pedregal e Higuera (Fig. 4), situados en su vertiente meridional tienen perfecta continuidad en la vertiente norte, con los arroyos Blanquillos y Zambrano, respectivamente, debido a la existencia de fracturas NNO-SSE (Andreo, 1997).

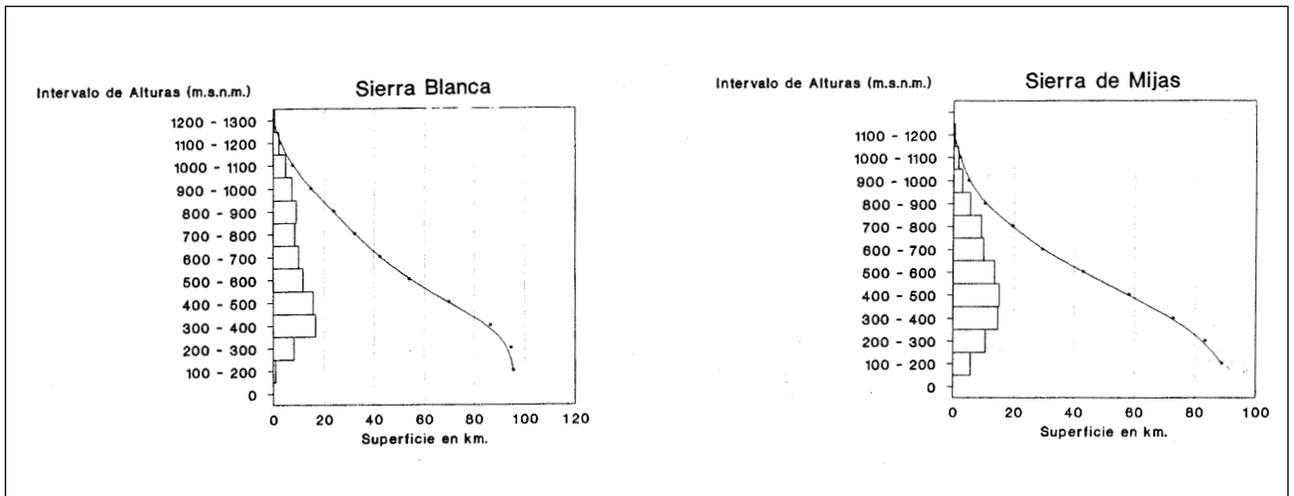


Fig. 3.- Histogramas de frecuencias altimétricas y curvas hipsométricas.

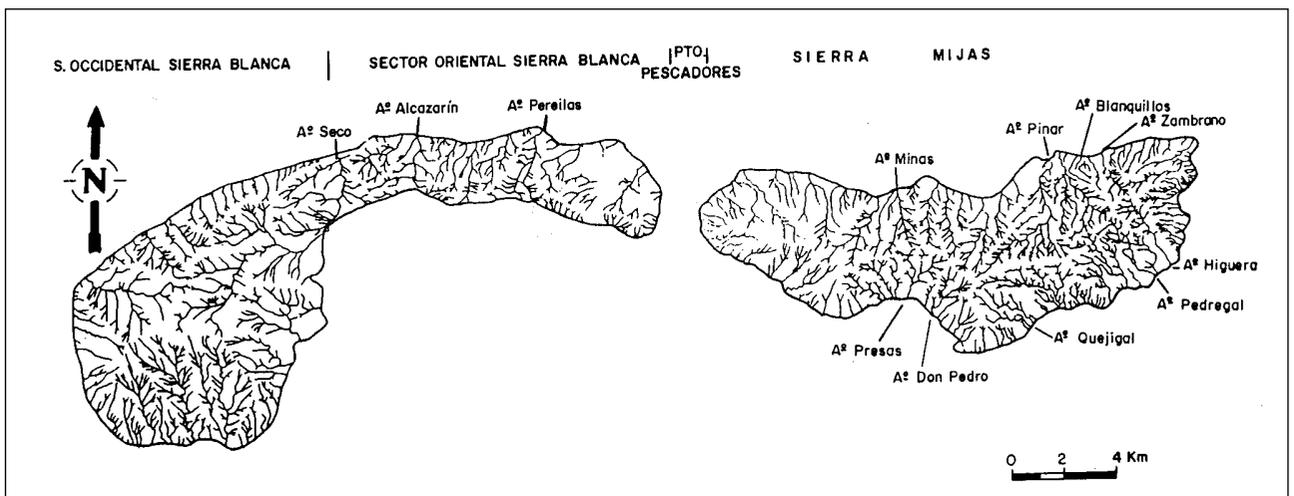


Fig. 4.- Mapa de la red de drenaje.

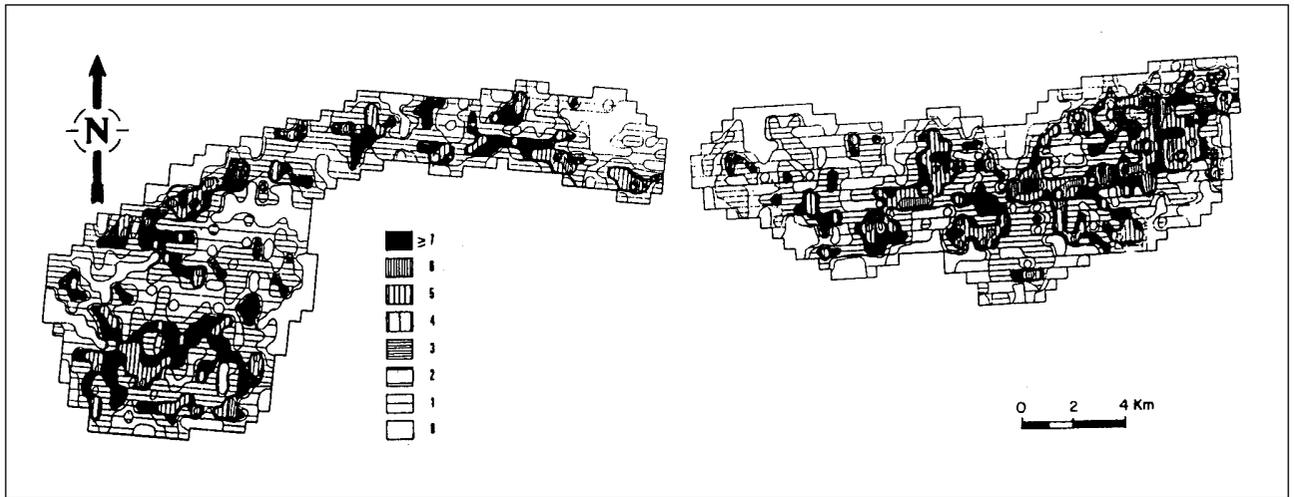


Fig. 5.- Mapa de la densidad de drenaje.

Espeleología

Las sierras de Blanca y Mijas constituyen las áreas de trabajo de dos grupos espeleológicos de la región: el de Marbella (Sierra Blanca) y el de Fuengirola (Sierra Mijas). De los trabajos realizados por dichos grupos se deduce que, en general, no existe un gran desarrollo espeleológico en estas sierras, sino que hay cavidades relativamente pequeñas pues, a excepción de la Cueva de Nagüeles (borde Sur de Sierra Blanca) que presenta unos 1.000 m de recorrido, todas tienen una distancia total menor de 100 m y, en conjunto, son más abundantes en Sierra Blanca que en la de Mijas (Figs. 6 y 7). Las cavidades se encuentran principalmente en los mármoles que constituyen estas sierras y, en menor medida, en los piedemontes cuaternarios formados por brechas cementadas ("brechas mortadela" de Lhénaff, 1981), y en los travertinos (por ejemplo, los de Puerto Rico), materiales éstos que son susceptibles de ser karstificados.

En Sierra Mijas se han inventariado un total de 21 cavidades, de las cuales 10 están en las brechas cementa-



Foto 2.- Vista del manantial de Istán, en el borde occidental de Sierra Blanca.

das cuaternarias, mientras que en la de Blanca hay 35, todas en mármoles excepto el complejo de abrigos existente en los travertinos de Puerto Rico que se ha contabilizado como una. En este trabajo se dedica mayor atención a las cavidades desarrolladas en los mármoles y en lo que sigue únicamente se hace referencia a ellas.

Las cavidades de Sierra Blanca, situadas todas en mármoles azules calizos, ponen de manifiesto una cierta jerarquización del drenaje subterráneo y, en definitiva, un cierto grado de karstificación. Así, en las cotas más altas (entre 800 y 1.000 m) predominan las cavidades de desarrollo vertical (simas), que alcanzan profundidades de hasta 80 m. Entre las cotas de 500 y 800 m las cavidades son de desarrollo mixto vertical-horizontal. Y entre 200 y 500 m es donde se originan las cavidades más grandes, subhorizontales, a menudo asociadas a surgencias próximas (Fig. 6).

Ahora bien, no debe existir un elevado grado de conexión entre las distintas formas, sobre todo de las que están separadas una cierta distancia, puesto que de ser así posiblemente la sierra no se drenaría por los numerosos manantiales existentes a diferentes cotas. Esta desconexión obedece a que la karstificación no ha progresado lo suficiente como para comunicar cavidades entre sí, muchas veces porque lo dificulta la compleja estructura geológica o por la existencia de intercalaciones metapelíticas en la serie marmórea que contribuyen a independizar sistemas.

En Sierra Mijas las escasas manifestaciones espeleológicas inventariadas están representadas por pequeñas cavidades de desarrollo subvertical, en su mayor parte, excavadas sobre los mármoles calizos (Fig. 7).

El funcionamiento hidrodinámico de las cavidades está claramente relacionado con los factores climáticos y con la existencia de superficies de discontinuidad (estra-

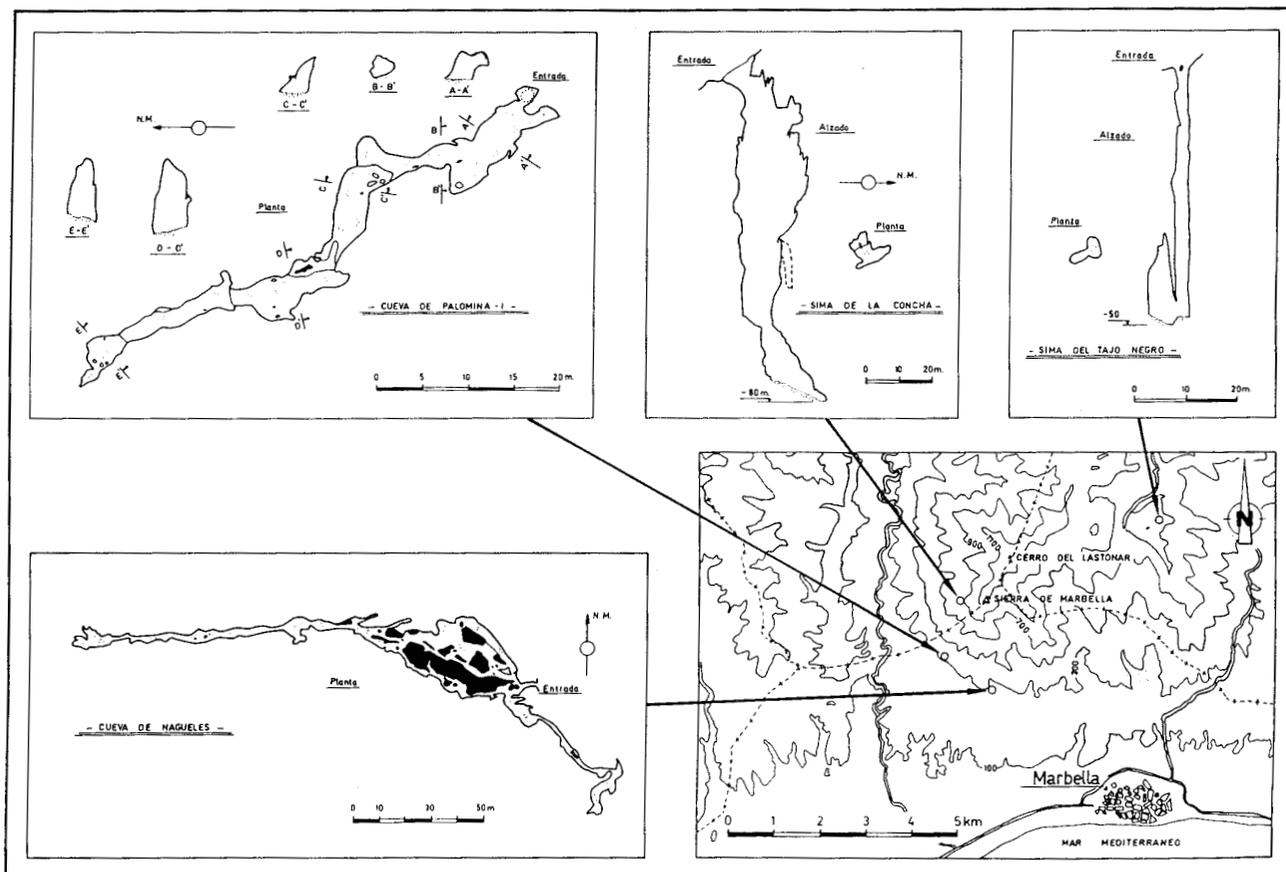


Fig. 6.- Principales cavidades kársticas de Sierra Blanca.

tificación y/o fracturación), de forma que en estiaje presentan una escasa actividad, mientras que en épocas de lluvias rápidamente se infiltra el agua y es cuando hay una mayor actividad karstogenética.

Las cavidades horizontales presentan mayor desarrollo de depósitos litoquímicos, entre los que destacan abundantes coladas, banderas, estalactitas y estalagmitas, éstas últimas muy deterioradas por la presencia humana. Sin embargo, en las cavidades de desarrollo vertical (simas), los depósitos quedan reducidos a algunas coladas y excepcionalmente estalactitas.

HIDROGEOLOGÍA

El estudio de los sistemas kársticos puede hacerse a partir de sus respuestas naturales y/o provocadas. El hidrograma o la piezometría, es decir, la respuesta energética (Mangin, 1975), no es la única utilizable a tal fin, puesto que hay también una respuesta térmica (Andrieux, 1978), biológica (Rouch, 1978) o de materia: hidroquímica (Miserez, 1973; Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987), isotópica (Blavoux, 1978) e incluso la producida por los trazadores artificiales (Lepiller y Mondain, 1986). Cada una de estas respuestas, debidamente analizada, puede proporcionar información interesante acerca del

funcionamiento del sistema en cuestión y, claro está, mucho más cuando se consideran, conjuntamente, varias de ellas. En este trabajo se consideran las respuestas hidrodinámica e hidroquímica.

Hidrodinámica

Los mármoles que afloran en el área de estudio, son permeables por fisuración y/o karstificación por lo que constituyen la Unidad Hidrogeológica Blanca-Mijas. La recarga de esta Unidad se produce, mayoritariamente, por la infiltración del agua de lluvia, la cual está favorecida por el buzamiento de las capas, en general superior a la pendiente topográfica, y por la fracturación, que es predominantemente subvertical. La descarga tiene lugar a través de los manantiales de los bordes (Fig. 1 y Foto 2) y de los bombeos en las numerosas captaciones que existen, sobre todo en Sierra Mijas.

Los primeros trabajos realizados en las Sierras Blanca y Mijas (Dupuy de Lôme, 1923; IGME, 1983; 1985) ponen de manifiesto la existencia de bruscas variaciones en la cota piezométrica según el sector considerado. Atendiendo a este criterio el IGME (1983, 1985) dividió la Unidad Hidrogeológica en 6 zonas o compartimentos hidrogeológicos: Torremolinos (con cotas pie-

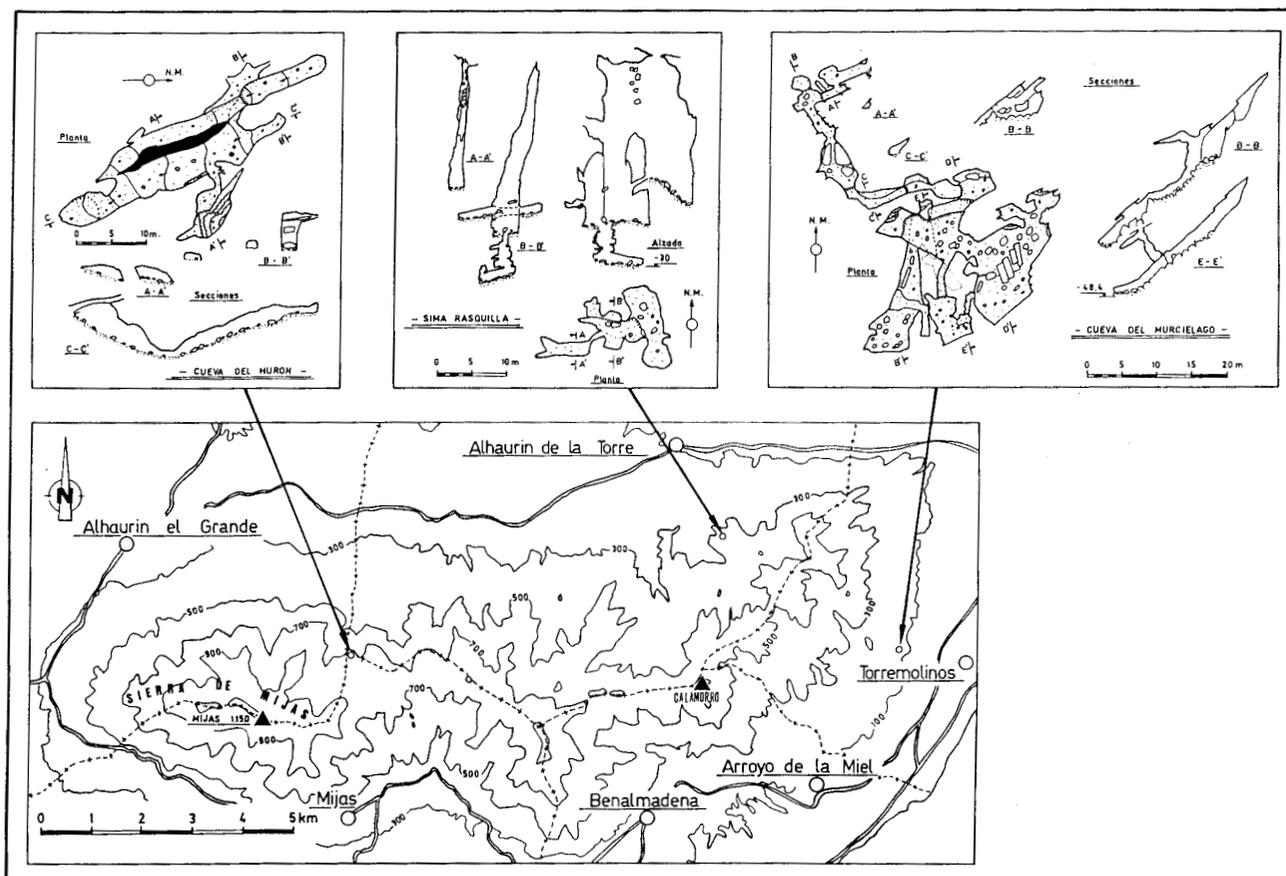


Fig. 7.- Principales cavidades kársticas de la Sierra de Mijas.

zométricas entre 60 y 80 m s.n.m.), Alhaurín de la Torre (150-250 m s.n.m.), Benalmádena (220 m s.n.m.), Mijas (400 m s.n.m.), Alhaurín el Grande-Coín (260-290 m s.n.m.) y zona occidental de Sierra Blanca (200-450 m s.n.m.).

Los afloramientos de travertinos situados a distintas cotas en los bordes de las sierras, están relacionados con el drenaje de estas zonas hidrogeológicas a lo largo del Pleistoceno.

El grado de explotación existente actualmente en los sondeos que captan los mármoles de Sierra Mijas ha provocado la desecación de todos sus manantiales, los cuales, sólo vuelven a manar esporádicamente después de períodos de altas precipitaciones. El control hidrodinámico se realiza mediante medidas del nivel en una red de piezómetros. De estas medidas se deduce, por una parte, que existen grandes depresiones piezométricas en los lugares donde se concentra la explotación y, por otra parte, que el acuífero se recupera con relativa facilidad cuando caen precipitaciones abundantes (Fig. 8A).

La aplicación del análisis correlatorio y espectral a crónicas de lluvias y caudales de los manantiales de

Torremolinos, correspondientes al período no influenciado por los bombeos, ha permitido constatar que el sistema drenado por éstos es muy inercial, tiene una gran memoria, es decir, es capaz de modular fuertemente las lluvias (Carrasco y Andreo, 1992; Andreo *et al.*, 1996b). Se trata de un sistema carbonatado de tipo fisurado y no propiamente kárstico.

En Sierra Blanca pueden diferenciarse claramente dos sectores atendiendo a criterios geológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos: un sector oriental y otro occidental.

El sector oriental o sistema de Coín está comprendido entre Sierra Canucha y el Puerto de los Pescadores y su principal punto de descarga es el manantial de Coín. Se trata de un sistema de grandes dimensiones (del orden de 60 km²), que presenta un alto grado de fisuración y diaclasado, en definitiva poco karstificado (Andreo *et al.*, 1992; Andreo, 1997). Las variaciones en el caudal del manantial son poco acusadas, al igual que sucede con el nivel piezométrico (Fig. 8B).

El sector oriental de Sierra Blanca puede estar conectado hidrogeológicamente con Sierra Mijas (Fig.

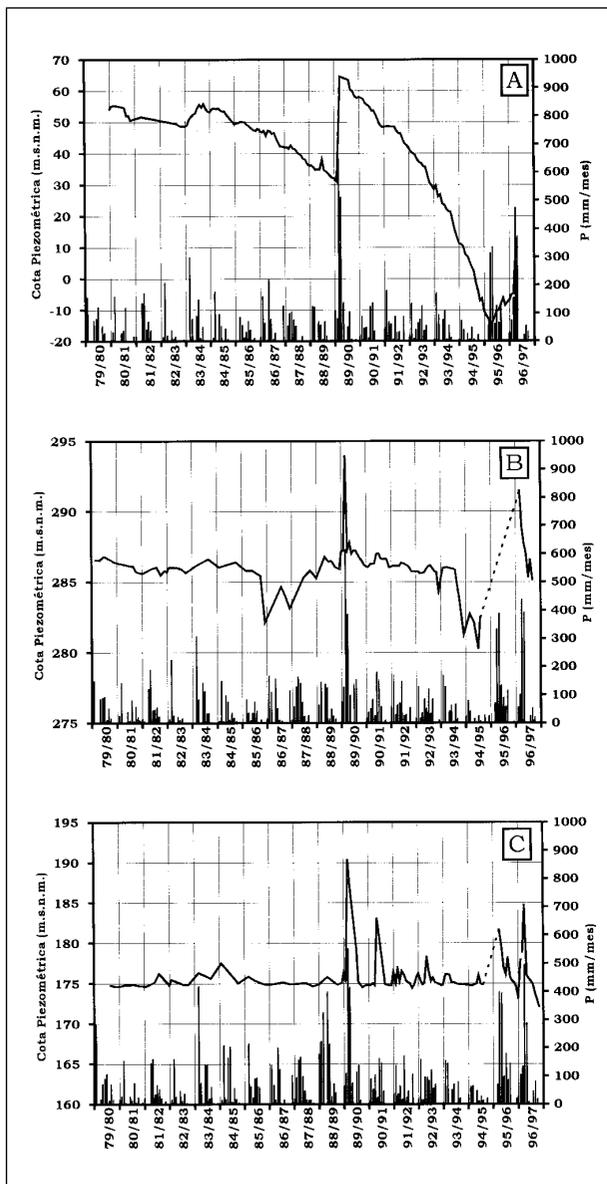


Fig. 8.- Evolución histórica del nivel piezométrico en Sierra de Mijas (A), en el sector oriental de Sierra Blanca (B) y en el sector occidental de ésta Sierra (C). Los datos anteriores a 1990 han sido facilitados por el ITGE.

1), a través de la parte más superficial y alterada de las peridotitas existentes con el Puerto de los Pescadores (IGME, 1983, 1985), aunque la transmisividad de éstos materiales no debe permitir la transferencia de recursos entre las dos sierras, al menos de forma importante.

En el sector occidental de Sierra Blanca, dada la complejidad de su estructura, hay varias zonas o compartimentos hidrogeológicos (en el sentido del IGME, 1985) como sugiere el hecho de que este sector esté drenado por un gran número de manantiales (Fig. 1) que surgen a cotas variables entre 200 y 450 m s.n.m, entre los que destaca el de Istán (Foto 2) en el borde oeste. Estos manantiales presentan grandes fluctuaciones en los caudales (hidrogramas con picos muy acusados) como res-

puesta ante las abundantes lluvias que caen en este área (Andreo, 1997), precisamente donde se reconoce un mayor desarrollo de cavidades kársticas. Los sondeos de control piezométrico también muestran variaciones relativamente importantes del nivel (Fig. 8C).

Hidroquímica

El control hidrodinámico informa sobre los volúmenes de agua puestos en juego pero poco dice del origen o procedencia de éstos. De ello precisamente es de lo que da cuenta el control hidroquímico.

Composición química de las aguas subterráneas

En el diagrama de Piper de la figura 9 se pueden distinguir tres grandes grupos o familias de aguas que caracterizan otros tantos sectores dentro de la Unidad (Carrasco y Andreo, 1994).

Las aguas del sector occidental de Sierra Blanca son claramente bicarbonatadas cálcicas, dada la naturaleza caliza de los mármoles por los que circulan, con unos bajos contenidos en SiO_2 y SO_4^{2-} (del orden de 10-15 mg/l y 10-20 mg/l, respectivamente).

Las aguas del sector oriental de Sierra Blanca (sistema de Coín) son de facies bicarbonatadas cálcico-magnésicas, presentan mayores concentraciones en SiO_2 y SO_4^{2-} que las del sector occidental (15-20 mg/l y más de 30 mg/l, respectivamente). Así mismo, la proporción en Mg^{2+} procedente de los mármoles acuíferos se incrementa de forma considerable (20-30 mg/l).

Finalmente, las aguas de Sierra Mijas son también de facies bicarbonatada cálcico-magnésica, en general, son más mineralizadas que las del sector oriental de Sierra Blanca pues tienen más Mg^{2+} procedente de los flujos lentos a través de los mármoles dolomíticos, y los contenidos en SiO_2 y SO_4^{2-} son del mismo orden de magnitud que en el sector occidental de Sierra Blanca.

Aplicación de la hidroquímica al conocimiento hidrodinámico

La mineralización de las aguas es mayor en Sierra Mijas y en el sector oriental de Sierra Blanca (superior a 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$) que en el sector occidental de esta última (330-400 $\mu\text{S}/\text{cm}$), lo que sugiere menores tiempos de permanencia en contacto con los materiales acuíferos, y por tanto mayor karstificación funcional, en el último sector.

Los coeficientes de variación de los componentes químicos analizados, correspondientes a las aguas de la

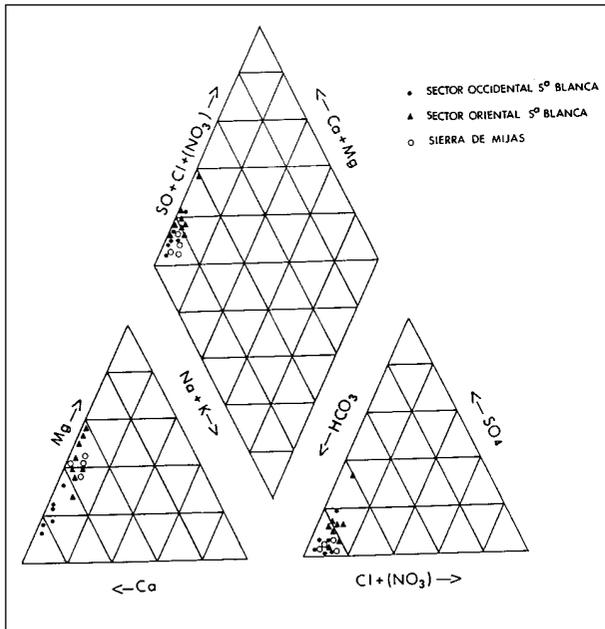


Fig. 9.- Diagrama de Piper en el que se representan las muestras de agua recogidas en la Unidad Blanca-Mijas a finales del estiaje del año hidrológico 1990/91.

unidad hidrogeológica, son claramente inferiores a los del agua de lluvia (Andreo y Carrasco 1991a y b), circunstancia ésta que pone de manifiesto el papel modulador de la señal de entrada por parte de los mármoles acuíferos. Es decir, no se trata de un simple *tránsito* de agua, sino que hay una *transferencia* (Bakalowicz, 1979). Ahora bien, los coeficientes de variación de las aguas de la Unidad, aún siendo menores que los del agua de lluvia, son más elevados en el sector occidental de Sierra Blanca que en el oriental y en la Sierra de Mijas (Andreo y Carrasco, 1991a y b).

Por otra parte, las curvas de frecuencias de la conductividad presentan distribuciones plurimodales en Sierra Blanca occidental, mientras que en el sector oriental de dicha sierra y en la de Mijas, las curvas de frecuencias son más bien de tipo unimodal (Fig. 10). Por tanto, la heterogeneidad hidrodinámica observada en el sector occidental de Sierra Blanca, comporta una heterogeneidad hidroquímica, de acuerdo con el mayor grado de karstificación funcional que allí existe.

Evaluación de la tasa de ablación kárstica

En la tabla 1 se recogen los resultados obtenidos en el cálculo de la tasa de ablación kárstica a partir de la fórmula de Smith y Atkinson (1976) modificada, pues en lugar de considerar la dureza total se ha tenido en cuenta el contenido medio en bicarbonatos de las aguas que drenaron Sierra Blanca durante el año hidrológico 1990/91. La infiltración eficaz se ha obtenido a partir de la relación entre los contenidos en Cl del agua de lluvia y del acuífero, considerando que es nulo el aporte de este ión por

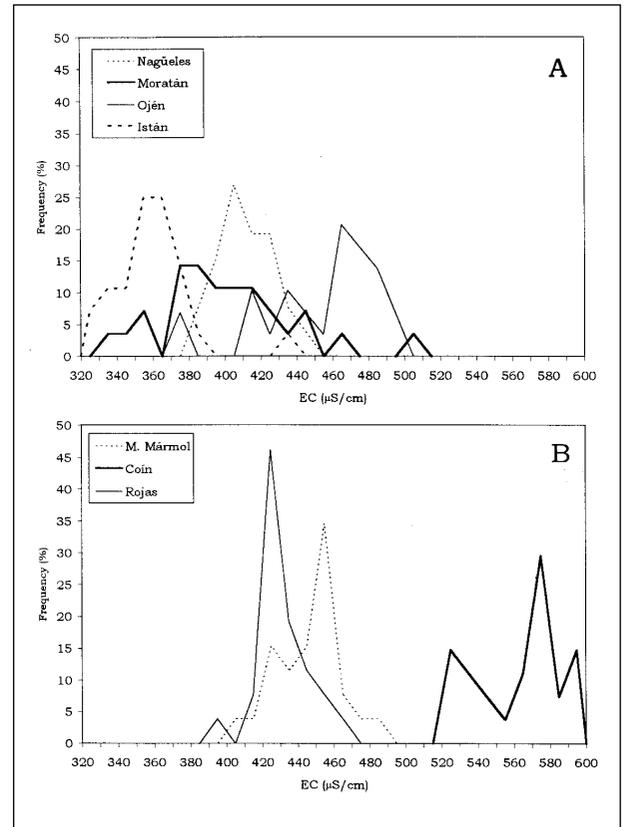


Fig. 10.- Curvas de frecuencias de los datos de conductividad del agua medidos en varios manantiales de las sierras Blanca y Mijas, durante el año hidrológico 1990/91.

parte de los mármoles acuíferos (Schoeller, 1962). La superficie de recarga se ha calculado teniendo en cuenta el volumen de agua drenado por cada manantial y el coeficiente de infiltración calculado previamente. En Sierra Mijas no se ha calculado la tasa de ablación kárstica puesto que todos sus manantiales están secos y la descarga se produce a través de los numerosos bombeos que existen.

Conviene precisar que se trata de un cálculo aproximado pues no se han tenido en cuenta, por ejemplo, los procesos de disolución-precipitación que eventualmente pueden haber existido dentro del sistema, los contenidos en CO_3H del agua de lluvia, el espesor de la zona saturada, la velocidad de flujo subterráneo o el tiempo de residencia (Garay *et al.*, 1988, Garay y Morell, 1989).

No obstante lo anterior, los valores obtenidos pueden considerarse indicativos del orden de magnitud habida cuenta del número de datos disponibles. Las tasas de ablación calculadas varían entre $17 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{año}$ ($0,017 \text{ mm/año}$) y $33,3 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{año}$ ($0,033 \text{ mm/año}$) con una media de $26,4 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{año}$ ($0,026 \text{ mm/año}$), ligeramente inferior a los $35 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{año}$ obtenidos por Garay *et al.* (1988) y Garay y Morell (1989) en Sierra Mijas. Según estos autores las tasas de ablación calculadas son propias

MANANTIAL	CAUDAL (10 ⁶ m ³ /año)	PRECIPITACION (l/m ²)	INF. EFICAZ (% P = l/m ²)	SUPERFICIE (Km ²)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	V. DISUELTO (m ³ /año)	TASA ABLACION (m ³ /Km ² /año)
ISTAN	5'8	905	48'8%P = 441'6	13	160	367	28
NAGÚELES	1'5	670	37'5%P = 251'3	6'2	195	117	18'9
CAMOJAN	1'5	670	38'5%P = 258	6	172	103'2	17'2
OJEN	1'87	670	44%P = 295	6'3	240	179'5	28'5
MORATAN	1'5	670	44%P = 295	5'3	200	120	22'6
MANCHA	0'78	632	56'5%P = 357	2'2	207'5	64'5	29'3
MOLINO MARMOL	1'8	632	57'8%P = 365	4'9	210'6	151'6	31
COIN	13'3	632	51%P = 332	40	214'5	1141	28'5
LAS TORRES	0'9	660	50%P = 330	2'7	250	90	33'3

Tabla 1.- Cálculo de la tasa de ablación kárstica en los manantiales de Sierra Blanca, durante el año hidrológico 1990/91.

de un clima semiárido y habituales en el dominio perimediterráneo.

Sin embargo, en el área de estudio las precipitaciones pueden llegar a ser de hasta 1.000 mm/año, es decir, el clima no es propiamente semiárido y, por tanto, las razones de que la tasa de ablación sea baja hay que buscarla en el elevado grado de cristalinidad de los mármoles y en la ausencia cada vez mayor de cobertera vegetal, productora del CO₂ necesario para la karstificación. En el sector occidental de Sierra Blanca, hay tener especialmente en cuenta, la existencia de karstificación funcional, como un factor autolimitante de la ablación kárstica.

CONCLUSIONES

Los mármoles alpujarrides de edad triásica que constituyen las Sierras Blanca y Mijas quedaron en condiciones de ser karstificados a partir del Tortonense superior, si bien la karstificación más activa se debió producir a partir del Plioceno y ha estado condicionada, en gran parte, por el levantamiento relativo de los dos relieves carbonatados, debido a la actuación de las fallas de borde que, a su vez, originan un descenso del nivel de base y un encajamiento de la red de drenaje.

Ambas sierras presentan un relieve muy acusado, con alturas de 1.270 m (Cerro del Lastonar, en Sierra Blanca) y 1.150 m (vértice Mijas) en apenas 5 km de distancia al mar. Existe un importante condicionante litológico en cuanto al tipo de relieve, ya que los mármoles dolomíticos, cuando son sacaroideos, son más deleznales y erosionables, por lo que dan lugar a relieves de menor altitud y relativamente planos ("llanos"), en los que se produce una disminución de la escorrentía y un aumento de la infiltración. También influye notablemente en el relieve la compleja estructura geológica de la región.

La mayor parte de la red espeleológica conocida se

ubica sobre los mármoles calizos del sector occidental de Sierra Blanca, donde se detecta una estrecha relación entre la altitud a la que se sitúa cada cavidad con su morfología, así como con la cantidad y tipo de depósitos litoquímicos. En las cotas más altas predominan las simas, con menor desarrollo de espelotemas (generalmente coladas y algunas estalactitas), a cotas intermedias se desarrollan cavidades de tipo mixto vertical-horizontal, mientras que en las cotas inferiores se encuentran las cavidades subhorizontales, en las que los depósitos litoquímicos son más abundantes (coladas, estalactitas, estalagmitas).

En Sierra Mijas, existe un menor número de cavidades inventariadas. La mayor parte de ellas se excavan sobre los mármoles calizos y presentan un desarrollo predominantemente vertical, en el cual la estratificación parece haber jugado un papel muy importante.

Los mármoles de las sierras Blanca y Mijas, por fracturación y disolución, constituyen una importante unidad hidrogeológica cuya recarga se efectúa por la infiltración del agua de lluvia. La descarga tiene lugar por los manantiales existentes en sus bordes y por bombeos en numerosas captaciones. Dentro de esta unidad existen varios sistemas caracterizados por presentar diferencias en las cotas piezométricas y en su comportamiento hidrodinámico.

Sierra Mijas está actualmente en régimen influenciado, con importantes bombeos que originan continuos descensos piezométricos y han motivado el agotamiento de los manantiales. El análisis de la crónicas de caudales de los manantiales de Torremolinos, anteriores al actual período de explotación, ha puesto de manifiesto que el sistema drenado por ellos, es muy inercial, con gran memoria, por lo que se trata de un acuífero de tipo fisurado, con un comportamiento poco kárstico, lo cual está de acuerdo con la escasa red espeleológica conocida.

Por el contrario Sierra Blanca se drena actualmente

de modo natural, a través de manantiales situados a diferentes cotas. El sector oriental de esta sierra se drena por el manantial de Coín y tiene un funcionamiento más próximo al tipo fisurado que al kárstico. En el sector occidental hay varios sistemas drenados por manantiales que tienen un comportamiento kárstico, lo cual está en consonancia con un mayor desarrollo de la red espeleológica.

Las consideraciones hidrodinámicas quedan confirmadas por la hidroquímica, pues las aguas de la Sierra de Mijas y sector oriental de Sierra Blanca presentan una mayor mineralización como consecuencia del mayor tiempo de permanencia en el acuífero, los coeficientes de variación de los parámetros hidroquímicos son también más bajos que en Sierra Blanca occidental y las curvas de frecuencia son de tipo unimodal, debido a la homogeneización que tiene lugar en el acuífero, por el bajo grado de karstificación funcional que presenta.

La tasa de ablación kárstica calculada para los manantiales de Sierra Blanca presenta un valor medio de 26,4 m³/km²/año (0,026 mm/año), en un área donde las precipitaciones pueden llegar a ser de hasta 1.000 mm/año.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración prestada a todos los miembros de los grupos espeleológicos de Fuengirola y Marbella y a Federico Ramírez Trillo. Este trabajo es una contribución al Proyecto IGCP 379 de la UNESCO *Karst processes and the Carbon cycle* y ha sido financiado por el Grupo de Investigación de Recursos Hídricos de la Junta de Andalucía, así como de los Proyectos PB94/0050, PB94/1495 y PB97/1267-CO3-CO2 de la DGICYT.

REFERENCIAS

ANDREO, B. (1997): *Hidrogeología de acuíferos carbonatados en las Sierras Blanca y Mijas (Cordillera Bética, Sur de España)*. SPUMACHS, Málaga. 489 p.

ANDREO, B. y CARRASCO, F. (1991a): Contribución de la hidrodinámica e hidroquímica al conocimiento del acuífero carbonatado de Sierra Blanca (Málaga). *III Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Córdoba, 1, 289-299.

ANDREO, B. y CARRASCO, F. (1991b): Aplicación de la hidroquímica al estudio del acuífero kárstico de Sierra Blanca (Marbella, Málaga). *IV Congreso de Geoquímica de España*, Soria, 2, 523-529.

ANDREO, B.; CARRASCO, F. y CRUZ-SANJULIÁN, J.J. (1992): Contribución al conocimiento hidrodinámico del sistema carbonatado drenado por el manantial de Coín (Málaga). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 15, 775-782.

ANDREO, B.; CARRASCO, F., VADILLO, I. y LIÑÁN, C. (1996a): Características hidrogeológicas de las Sierras Blanca y Mijas (provincia de Málaga, Cordillera Bética). *Geogaceta*, 20(6), 1267-1270.

ANDREO, B.; CARRASCO, F.; MANGIN, A.; ANTIGÜEDAD, I. y VADILLO, I. (1996b): El análisis correlatorio y espectral aplicado al sistema carbonatado alpujarride de Torremolinos (Sierra de Mijas, Málaga). *Jornadas sobre Recursos Hídricos en regiones kársticas*, Vitoria, 233-247.

ANDREO, B.; CARRASCO, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1997): Type of carbonate aquifers according to the fracturation and the karstification in a southern Spanish area. *Environmental Geology*, 30(3/4), 163-173.

ANDREO, B. y SANZ DE GALDEANO, C. (1994): Stratigraphy and structure of Sierra Mijas (Alpujarride complex, Betic Cordillera). *Annales Tectonicae*, 8(1), 23-35.

ANDRIEUX, C. (1978): Les enseignements apportés par la thermique dans le karst. *Le karst: son originalité physique, son importance économique. Colloque de Tarbes*. Association des géologues du Sud-Ouest (AGSO), 48-63.

BAKALOWICZ, M. (1979): *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Paris VI., 269 p.

BIOT, J.P. (1971): Sur les marbres métamorphiques et de la série gneissique du flanc méridional de Sierra Mijas (Prov. de Málaga, Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, 2128-2130.

BLAVOUX, B. (1978): *Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium*. Thèse Doct. Univ. Paris VI. 333 p.

BLUMENTHAL, M. (1949): Estudio Geológico de las Cadenas Costeras al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde. *Bol. Inst. Geol y Min.* 62, 1-193.

CARRASCO, F. y ANDREO, B. (1992): Aplicación del análisis correlatorio y espectral al sistema carbonatado de los manantiales de Torremolinos. *III Congreso Geológico de España*, Salamanca, 2, 261-265.

CARRASCO, F. y ANDREO, B. (1994): Calidad química de las aguas subterráneas en la Unidad Hidrogeológica Sierra Blanca-Sierra de Mijas (provincia de Málaga). *Congreso sobre análisis y contaminación de las aguas subterráneas*, Alcalá de Henares (Madrid), 2:25-38.

DUPUY DE LÔME, E. (1923): *Estudio acerca de la cuenca hidrológica de Sierra Mijas o Torremolinos*. Excmo. Ayuntamiento de Málaga, 21 p. (inérito).

DURÁN, J.J. (1996): *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental*. Tesis Doct. Univ. Complutense de Madrid. 409 p.

DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y SORIA J.M. (1988a): Aportación del estudio geocronológico de espeleotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en la Península y Baleares. *II Congreso Geológico de España*, Granada, 1, 383-386.

DURÁN, J.J., GRÜN, R. y SORIA, J.M. (1988 b): Edad de las formaciones travertínicas del flanco meridional de Sierra Mijas (provincia de Málaga, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 5, 61-63.

DURÁN, J.J. y SORIA, J.M.; editores (1989): *II Encuentro de campo de geomorfología, cuaternario y neotectónica*. ITGE y AEQUA, 146-159.

GARAY, P.; OBARTI, F.J. y MORELL, I. (1988): Dissolution-rates in Spanish karst regions. *IAM 21st Cong. Karst hydrogeology and environment protection*, Guilin (China), 1, 276-280.

GARAY, P. y MORELL, I. (1989): Tasas de disolución en regiones kársticas españolas. En DURÁN, J.J. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (Eds). *Monografías, 4, El karst en España*, 257-264. Sociedad española de Geomorfología, Madrid.

- IGME (1978): *Mapas geológicos a escala 1:50.000 y memorias explicativas de las hojas 1065 (Marbella), 1066 (Cádiz) y 1053-1067 (Málaga-Torremolinos)*. IGME, Madrid.
- IGME (1983): *Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España. Sistema acuífero nº 38 (mármoles de Sierra Blanca-Sierra de Mijas)*. Informe técnico nº 6, 2 tomos (inédito).
- IGME (1985): *Estudio del sistema acuífero nº 38 (Sierra Blanca-Sierra de Mijas)*. *Hidrogeología, calidad y utilización del agua*. 5 tomos (inédito).
- LEPILLER, M. y MONDAIN, P. (1986): Les traçages artificiels en hydrogéologie karstique. *Hydrogéologie* 1, 33-52.
- LHÉNAFF, F. (1966): Existence d'un haut niveau marin (Pliocène terminal ou Quaternaire ancien) déformé à l'Ouest de Málaga (Espagne). *Com. Rend. Somm. de la SGF*, 395-396.
- LHÉNAFF, F. (1981): *Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Tesis Doct. Lille III, 713 p.
- MANGIN, A. (1975): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. In: *Ann. Spéleol* 29 (3): 233-332; 29 (4): 494-601; 30 (1), 21-124.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doct. Univ. de Granada, 1171 p., 2 volúmenes.
- MICHEL-LEVY, A. y BERGERON, J. (1890): Estudio geológico de la Serranía de Ronda. *Bol. Geol. y Min.* 17, 325 p.
- MISEREZ, J.J. (1973): *Géochimie des eaux du karst jurassien. Contribution physico-chimique à l'étude des alterations*. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Neuchâtel. 313 p.
- MOLLAT, H. (1968): Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer umgebung. *Geol. Jb.*, 81, 471-532.
- MUDRY, J. (1987): Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse d'Etat Besançon. En: *Ann. Scientif. Univ. Besançon*, Mémoire nº 4, 381 p.
- ORUETA, D. (1917): Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. *Mem. I.G.M.E.* 32, 1-576.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1982): El condicionamiento estructural del karst de Sierra Blanca (Marbella, Málaga). *Reunión monográfica sobre el karst*, Larra, 105-115. Diputación de Navarra, Pamplona.
- ROUCH, R. (1978): Le système karstique et son limité biologique. *Le Karst: son originalité physique, son importance économique. Colloque de Tarbes*. Association des géologues du Sud-Ouest (AGSO), 38-47.
- SALOBREÑA, C. (1977): *Geología del sector Ojén-Monda (prov. de Málaga) Cordilleras Béticas (España)*. Tesis Licen. Univ. de Granada. 86 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1986): Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almirajara (Zone Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Estudios Geol.*, 42, 281-289.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1997): *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monográfica Tierras del Sur nº 18, Univ. de Granada. 316 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. y ANDREO, B. (1995): Structure of Sierra Blanca (Alpujarride complex, west of the Betic Cordillera). *Estudios Geol.*, 51, 43-55.
- SANZ DE GALDEANO, C. y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1991): Tectonic evolution of the Malaga Basin (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*, 5(3), 173-186.
- SCHOELLER, H. (1962): *Les eaux souterraines*. Masson. 642 p.
- SOCIEDAD ESPELEOLÓGICA MARBELLÍ (1985): *Guía Espeleológica Marbellí*. Excmo. Ayuntamiento de Marbella (Delegación de Cultura). 77 p.
- SGOP (1992): *Recopilación de datos hidrogeológicos de la Unidad Hidrogeológica Sierra Blanca-Sierra de Mijas* (inédito).
- SMITH, D. y ATKINSON, T. (1976): Process, landforms and climate in limestones regions. In: *Geomorphology and climate*. John Wiley & Sons, Bristol.
- TUBÍA, J.M. (1985): Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga). Tesis Doct. Univ. Bilbao. *Bol. Geol. y Min.*, 99 (2, 3, 4, 5). 1988.

Morfología kárstica del sector oriental del Prebético andaluz

Begoña López Limia y Francisco López Bermúdez ⁽¹⁾

RESUMEN

El Prebético, unidad morfoestructural externa de la Cordillera Bética, está constituido predominantemente por litologías aptas para la karstificación. El proceso se halla favorecido por una densa red de fracturas. Este soporte, bajo condiciones climáticas frías y húmedas propias de algunos momentos del Cuaternario, ofreció cualidades óptimas para la génesis de unos paisajes con amplia gama de formas de absorción exokársticas y notables surgencias, origen de importantes ríos como el Guadalquivir y Segura.

Palabras clave: Prebético, Karst, Polje, Dolina, Endokarst

ABSTRACT

The Prebetic, outside morphoestructural unit of the Betic Range, is constituted, mainly, by apt litologies to karstification; being the process favoured by fractures. This support, under cold and wet climatic conditions of the Quaternary, offered optimal fitnesses for the genesis of some landscapes with broad gamut of exokarstics absorption forms and noteworthy watersprings, source of important rivers like Guadalquivir and Segura.

Key words: Prebetic, Karst, Doline, Polje, Endokarst

INTRODUCCIÓN

La zona más externa de las Cordilleras Béticas, el Prebético, forma un arco montañoso de dirección general OSO-ENE, extendiéndose desde Martos (Jaén) al Cabo de la Nao (Alicante). Hacia el SO la zona prebética se hunde bajo los materiales neógenos de la depresión del Guadalquivir, limitando con la cobertera tabular de la Meseta al oeste. El contacto meridional está definido por el cabalgamiento subbético, mientras que hacia el NE limita con la Cordillera Ibérica.

Este amplio conjunto montañoso presenta una gran diversidad paisajística, fruto tanto de las características morfoestructurales como de la propia evolución geomorfológica. La acción de los numerosos cursos epigeos que tienen su nacimiento en este área compartimentan el dominio Prebético andaluz en distintas unidades, agrupadas en las denominadas Sierras de Cazorla, el Pozo y Segura (Fig. 1), dispuestas en bandas paralelas de dirección SO-NE, separadas por los profundos valles de los ríos Guadalquivir, Castril, Segura, Madera, Zumeta y Tus.

Hacia el norte, se localiza el Calar del Mundo, extensa plataforma con una altitud máxima de 1.649 m. Separados del Calar del Mundo por el valle del Tus, se extienden los calares del Espino, la Sima y el Cobo, culminando en reducidas plataformas a 1.700 m de altitud, flanqueados al oeste por el anticlinal del río Madera, y hacia el este por el río Segura.

Este sector da paso a las unidades más meridionales, dominadas por las elevaciones de la Sierra de Guillimona (2.058 m) y el vértice Banderillas (1.993 m). Exceptuando estos puntos culminantes, este área, en la cual tienen su nacimientos los ríos Segura y Zumeta, se extiende a una altitud media de 1.700 m, con desniveles poco pronunciados.

Los relieves disimétricos de las Sierras de la Cabrilla, Empanadas, Buitre y Seca, individualizan la cuenca del río Castril, constituyendo el extremo más meridional de este conjunto montañoso. Con altitudes que sobrepasan los 2.000 m en todas las unidades, el relieve vuelve a presentar en este sector una gran energía, con un desarrollo importante de la red de drenaje.

El extremo occidental del Prebético presenta dos sectores caracterizados por la incidencia de los procesos kársticos en el desarrollo del modelado: al norte, próximo al embalse del Tranco, una extensa área dominada por el pico del Banquillo (1.830 m); al sur, el río Guadalentín separa las unidades de Loma de la Mesa, Risco del Madrigal y Cañada del Postero, cuyas cumbres a 1.700 m repiten la superficie de erosión y la topografía aplanada de otros sectores.

CONDICIONES BIOCLIMÁTICAS

El dominio Prebético andaluz se halla, en la actualidad, bajo condiciones morfo y bioclimáticas de montaña mediterránea, donde altitud, orientación y continen-

⁽¹⁾ Departamento de Geografía Física. Universidad de Murcia. Campus de la Merced, 30001-Murcia.

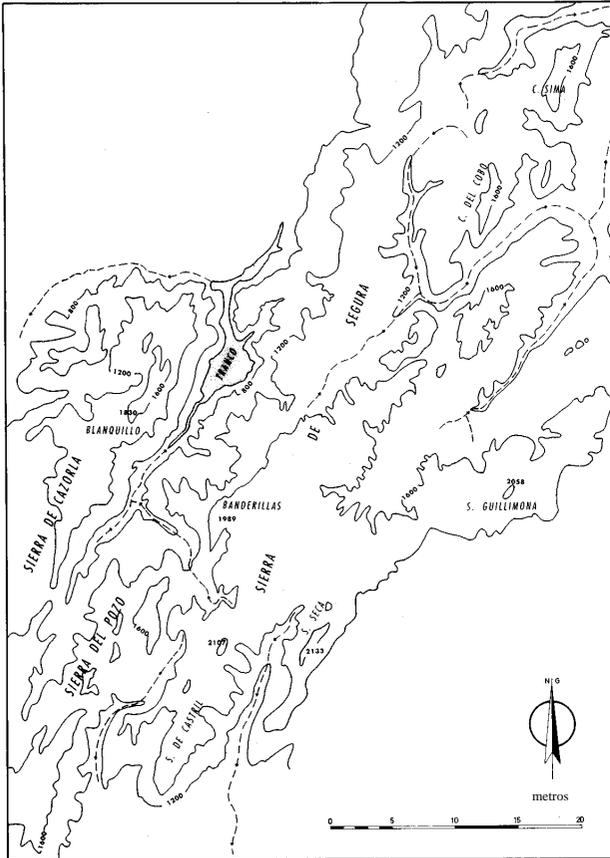


Fig. 1.- Esquema topográfico de las Sierras de Cazorla, Segura y el Pozo.

talidad, definen un mosaico de microclimas que intervienen de modo muy variado en los procesos de disolución y karstificación.

En líneas generales, las precipitaciones disminuyen de oeste a este. En la Sierra de Cazorla se registran valores medios anuales que superan los 1.300 mm, como consecuencia de su orientación orográfica respecto a las influencias atlánticas. La Sierra de Segura, en el extremo oriental, registra un importante descenso pluviométrico, con un promedio anual de 639 mm.

La regularidad en la distribución de las precipitaciones a lo largo del año y el déficit hídrico estival, definen los rasgos básicos de las precipitaciones en este área, con una media que supera los 80 días de lluvia al año.

Los datos climáticos ponen de manifiesto la existencia de un sistema morfoclimático templado-húmedo pluvio-nival, circunscrito a este conjunto montañoso, con temperaturas medias de 9°C, observándose una disminución hacia el oeste.

La rigurosidad del invierno, con más de 110 días con temperaturas inferiores a 0°C, determina la presencia, a partir de 1.200 m, de precipitaciones en forma de

nieve, con un promedio de 30 días al año y una permanencia mínima de 40 días en las partes culminantes de la Sierra de Cazorla.

Bajo estas condiciones climáticas se ha desarrollado una cubierta bio-edafológica caracterizada por el *Quercus ilex* (encina), el *Quercus lusitanica* (quejigo), el arce (*Acer campestre*) y el tejo (*Taxus baccata*). En la actualidad el pinar de repoblación (*P. pinea*, *P. clusiana*, *P. halepensis*), se extiende por amplios sectores. Fuera de estas áreas la vegetación es predominantemente un matorral de carácter xerófilo, asociado a la presencia de litosuelos o a los depósitos de arcilla de descalcificación que tapizan los fondos de las depresiones kársticas.

EL CONTEXTO MORFOESTRUCTURAL

La zona Prebética, constituida por materiales mesozoicos y terciarios no metamórficos, se subdivide, en función de sus características estratigráficas y tectónicas, en dominios paleogeográficos diferenciados (López Garrido, 1971; Dabrio, 1973; Jerez Mir, 1973; García Hernández y López Garrido, 1979; Rodríguez Estrella, 1979).

La Sierra de Cazorla, incluida en el Prebético Externo, cuyo límite se establece en el afloramiento triásico del Tranco de Beas, presenta un predominio de afloramientos jurásicos, mientras que en el Prebético Interno (Sierras de Segura y el Pozo), los términos cretácicos son los más representativos.

La serie jurásica, homogénea en todo el ámbito Prebético desde el Lías al Kimmeridgense inferior, se inicia con un depósito de dolomías y arcillas, reposando sobre los materiales evaporíticos y carbonatados del Triás. Sobre este conjunto se desarrollan 20 m de dolomías y/o calizas del Dogger, y 10 m de calizas nodulosas del Oxfordiense.

El Kimmeridgense inferior presenta facies de margocalizas y margas (60 m en la Sierra de Cazorla; 80 m en el sector de Orcera; 30 m en Pontones), sobre la que reposan, en la Sierra de Cazorla, una formación dolomítica (20 m).

Los términos superiores del Jurásico, ausentes en el Prebético Externo, presentan calizas micríticas en el sector de Yetas, y calizas y margas (5 m) en el área de Navalperal. Los términos del Barremiense-Aptiense inferior, que reposan en discordancia sobre los materiales del Jurásico terminal en la Sierra de Cazorla, están constituidos por una alternancia de calizas, arenas y arcillas, con potencias que alcanzan los 50 m.

Se sucede un nuevo episodio homogéneo en todo el Prebético, constituido fundamentalmente por materiales

detríticos de facies Utrillas (Aptense superior-Albense), que supone un claro nivel de base en la karstificación del Cretácico superior, aflorando en numerosos puntos de la Sierra de Segura (calares del Cobo y el Espino, al pie del Banderillas, etc).

Los términos superiores del Cretácico presentan facies muy karstificables, sobre todo el conjunto dolomítico del Cenomaniense-Turonense, con potencias de 100 m en el Calar del Cobo y 300 m en el Banderillas, distinguiéndose hasta tres tramos según los sectores.

El Senonense, ampliamente representado en el Prebético Interno, está constituido por un conjunto fundamentalmente carbonatado que alcanza potencias de 60 m en el sector meridional de la Sierra de Segura, y más de 200 m en la Risca Buitreras, con un nivel de margocalizas y margas que separa el Senonense inferior y superior (40 m en Guillimona; 25 m en el Banderillas y Pinar Negro).

Los afloramientos terciarios y su relación con el Cretácico superior presentan amplias variaciones en todo el Prebético andaluz. En el sector de los calares del Cobo, el Espino y sur del Calar del Mundo, un nivel de conglomerados de cuarcita y arcillas rojas (Neógeno) se superpone a los términos del Senonense inferior, coronando esta serie un tramo de areniscas calcáreas bioclásticas (5 m Calar del Espino, 70 m Calar del Cobo, ausente en el Calar del Mundo).

En la Sierra de Guillimona la serie terciaria se inicia con un nivel de calizas, frecuentemente arenosas, que hacia el SE pasa a margas y margocalizas (Eoceno), sobre el que reposan los materiales miocénicos: calizas bioclásticas, arenas y limos, calizas bioclásticas, calizas y margocalizas.

Un nivel de arenas, limos y arcillas rojas se superpone a las calizas del Maestrichtense en el Calar de la Sima, con un paquete de calizas masivas que lo corona.

De todas las facies representadas en esta zona de las Cordilleras Béticas, varias son las que presentan una

mejor aptitud para la karstificación, cuyas características se resumen en la tabla I.

Las diferencias estratigráficas entre el Prebético Externo e Interno, puestas de manifiesto por numerosos autores, se establecen también a nivel de características estructurales, influyendo decisivamente en la ubicación y evolución de las formas del modelado kárstico.

La tectónica de escamas vergentes hacia el oeste, define el sector más occidental de la Sierra de Cazorla, disminuyendo este apilamiento hacia el este. La mayor potencia de las series en el Prebético Interno va a determinar un cambio en el estilo tectónico, dominando los grandes pliegues (sinclinales de los calares del Mundo, Cobo, Espino; anticlinales del río Madera, Sierra Seca y Sierra de Castril), con escaso buzamiento de sus flancos.

LAS GRANDES DEPRESIONES KÁRSTICAS DEL PREBÉTICO ANDALUZ

La génesis y desarrollo de las grandes depresiones en el Prebético andaluz presenta algunos rasgos singulares, tanto morfológicos como evolutivos.

Los condicionantes litológicos en unos casos (calares del Cobo y el Espino), y las características estructurales en otros (Fuente del Tejo), condicionan una evolución geomorfológica de las depresiones hacia formas distintas de los poljes kársticos.

Asociados fundamentalmente a la presencia de fracturas son, en la actualidad, poljes abiertos como consecuencia de la captura realizada por la red de drenaje que evacúa las aguas epígeas.

Existen pocos testimonios de las diferentes fases de evolución de estas formas del modelado kárstico. La presencia de dolinas en el fondo de estas amplias depresiones y la existencia de zonas con una potencia de sedimentos escasa, indican la desconexión actual de las depresiones con la hidrogeología actual.

PISO	LITOLÓGÍA	POTENCIA (m)	% CO ₃ Ca	ESTRATIFICACIÓN	APTITUD
Cenomaniense-Turonense	Dolomías	300	98,7	masivas	muy grande
Senonense superior	Calizas	40	-	estratificadas	grande
Eoceno	Calizas	60	90	estratificadas	grande
Mioceno superior	Calizas bioclásticas	50	-	estratificadas	grande

Tabla I.- Aptitud para la karstificación de los materiales prebéticos.

El polje de la Laguna

El polje de la Laguna, situado en el extremo suroeste del Calar del Mundo, presenta una longitud de 1,7 km y una anchura media de 400 m. Se ha originado a favor de una falla de distensión que lo delimita por el flanco occidental, con una disposición paralela a la dirección del sinclinorio (SO-NE) que define este macizo, afectando a los términos carbonatados del Cenomanense y Senonense.

El fondo del polje (1.300 m) es irregular, presentando un nivel inferior de aplanamiento donde se localiza una laguna permanente y un área inundada temporalmente. Este nivel se halla diseccionado, en la actualidad, por un pequeño cauce seco, responsable de la evacuación de las aguas hacia el ponor del polje, ubicado en el extremo oriental de esta llanura de inundación.

Hacia el N-NE, la morfología del polje varía claramente. La presencia de un arroyo que lo atraviesa transversalmente ha puesto en contacto la zona del nivel de inundación con una uvala de formas irregulares, en la que se reconocen los umbrales de las dolinas originarias.

Existe una clara disimetría entre el flanco occidental de la depresión, abrupto y rectilíneo, y el flanco oriental, donde la red fluvial ha dado lugar a numerosas digitaciones, determinadas tanto por las variaciones litológicas como estructurales.

En el fondo del polje se ha localizado una superficie cubierta por cantos de cuarcita redondeados, con matriz arcillosa que, según López Garrido (1971) correspondería al tramo inferior del Neógeno. La existencia de una fase de plegamiento posterior al cretácico superior seguida de una etapa erosiva importante, puesta de manifiesto por diversos autores (López Garrido, 1971; Dabrio, 1973), apunta a una génesis de la depresión anterior a la fase de plegamiento general del Prebético.

Los poljes de Cañada Cruz y Mariasnal

En la cabecera del nacimiento del río Segura se desarrollan los pequeños poljes de Cañada Cruz y Mariasnal, a 1.650 m de altitud.

El polje de Cañada Cruz se ha originado a favor de una falla normal (N 35-40°E), que pone en contacto las calizas del Senonense superior con materiales carbonatados del Cretácico. Presenta un fondo plano, tapizado en su flanco oriental por un sistema de conos detríticos, recorrido por un arroyo que los disecciona de SE a NO, abriéndolo hacia el río Segura. Sin embargo, la captura del polje no ha afectado a su funcionamiento hidrogeológico.

En períodos de lluvia o fusión de nieve, el fondo de

la depresión se inunda temporalmente, ocupando la lámina de agua hasta tres hectáreas (Fig. 2), coincidiendo con un aumento en el caudal de la surgencia del río Segura, situada a 1.470 m de altitud.

La existencia de la fuente de las Palomas, en el extremo meridional del polje, a 60 m sobre el nivel del fondo actual, aprovechando la existencia de una falla, supone el otro aporte principal de aguas hacia la zona de inundación de la cuenca kárstica.

Hacia el norte se localiza el polje del Mariasnal, desarrollado a favor del mismo accidente tectónico que dio lugar al polje de Cañada Cruz, poniendo en contacto los materiales carbonatados del Cretácico con las calizas del Eoceno en el extremo más meridional, mientras que hacia el norte son las areniscas del Mioceno medio y las calizas del Paleoceno, los términos en contacto.

La digitación producida por el arroyo de Hoya Maranza, que lo atraviesa en sentido transversal, permite observar la existencia de un nivel superior en el extremo septentrional, actualmente erosionado por una densa red de cauces.

La presencia de otras depresiones de reducidas dimensiones a una cota similar a la de estos dos poljes, hace pensar en la existencia de un primitivo nivel de base local en este sector, que favoreció la evolución kárstica de estas depresiones.

LOS POLJES DE LA SIERRA DE GUILLIMONA

En la Sierra de Guillimona (Fig. 3), caracterizada por una estructura de plegamiento relativamente suave, se localiza uno de los pocos ejemplos de polje sinclinal del Prebético andaluz. El llamado polje de los Pastores, a una altitud de 1.680 m, se asienta en una estructura sinclinal, con una longitud de 4 km y una anchura media de 200 m (Romero Díaz, 1985).

El funcionamiento de esta depresión se asemeja al



Fig. 2.- Polje de Cañada Cruz parcialmente inundado



Fig. 3.- Esquema morfológico de la Sierra de Guillamona (tomado de Romero Díaz, 1985).

del polje de Cañada Cruz, con un área inundada temporalmente en la que no se reconoce la presencia de ponors que sirvan de drenaje interno. En la actualidad, el polje ha sido capturado por sus bordes N y S.

En el sector oriental de este macizo se ubica el polje de Nablanca, con una longitud próxima a los 3 km y una anchura media de 300 m (Romero Díaz, 1985).

Se ha originado a favor de una falla normal de dirección N-S que lo flanquea por el oeste, en el contacto entre las calizas del Eoceno y las calizas bioclásticas del Mioceno inferior, existiendo un afloramiento meridional de materiales detríticos (arenas y margas) de edad oligocena.

La conjunción de otra falla normal (SO-NE) en el extremo meridional prolonga el polje en esta dirección, dando lugar a un contorno irregular en forma de V. El fondo del polje presenta una superficie subhorizontal salpicado de hums afectados por lapiaces, encontrándose en estas zonas varios ponors que actualmente quedan colgados respecto al nivel de base principal. La presencia de aluviones y arcillas lacustres en el fondo atestiguan la inundación temporal que ha sufrido el polje, en la actualidad seco.

POLJES KÁRSTICOS ABIERTOS Y UVALAS

La morfología kárstica del conjunto constituido por los calares del Espino y el Cobo está determinada fundamentalmente por sus características morfoestructurales.

Constituyen relieves invertidos, siendo las estructuras sinclinales las que ocupan los relieves más fuertes, con cotas que superan los 1.700 m.

Las zonas culminantes de estos relieves, formadas por el núcleo de los sinclinales, definen una topografía amesetada que va a condicionar el desarrollo del modelo exokárstico.

Sobre el conjunto carbonatado del Cretácico superior reposa discordantemente un conglomerado de cantos de cuarcita y matriz arcillosa roja, seguido de un tramo de areniscas calcáreas bioclásticas con un contenido en carbonatos que oscila entre el 60 y 80%.

En el Calar del Cobo, la depresión central, separada del sector septentrional por una falla de dirección SE-NO, está ocupada por un sistema de uvalas de contornos muy regulares, con escasos afloramientos rocosos. La depresión principal, alargada según el sentido del núcleo sinclinal, desagua a través de un poner que da acceso a una sima de 76 m de profundidad. Una sucesión de pozos desarrollados a favor de diaclasas, pone en contacto este conjunto miocénico con los materiales carbonatados del Senonense. Esta sima está en conexión con el arroyo de las Gorgollitas que nace, de manera difusa, en la ladera oriental del Calar.

El Calar del Espino conforma una depresión cerrada en cuyo fondo se reconocen los contornos de dolinas en artesa, de bordes suaves y cubiertos por sedimentos, fruto de la karstificación de las areniscas (5 m de potencia), apareciendo en su fondo cantos rodados de cuarcita.

Separado de este sector por el arroyo de la Fuente del Tejo, se ubica otra estructura sinclinal cerrada a 1.600 m, cuyo núcleo, constituido por calizas del Senonense, ha sido desfondado por un pequeño campo de dolinas en embudo.

En la Sierra del Pozo se localizan algunas grandes depresiones conocidas con el nombre popular de "navas", cuya génesis es diversa. En algunos casos (Nava del Espino) constituyen grandes uvalas de fondo irregular desarrolladas en las dolomías del Cenomanense. Navahonda o la Nava Alta son ejemplos de depresiones kársticas abiertas, con drenaje subaéreo, en las cuales no se ha llegado a desarrollar el fondo plano característico de los poljes.

Solo la Nava de San Pedro es un polje drenado por los arroyos de la Rambla y de la Garganta, en cuyo fondo se observan dos claros niveles superiores de aplanamiento, uno a escasos metros del fondo actual y otro colgado a más de 40 m en el sector NE, que indicarían fases sucesivas de evolución de la depresión.

EL PROCESO DE DOLINIZACIÓN

Desarrollados a partir de condiciones morfoestructurales favorables a su génesis, los campos de dolinas son el elemento más representativo de los paisajes kársticos del Prebético andaluz (López Limia, 1986, 1987; López Bermúdez y López Limia, 1989).

Aunque existen dolinas prácticamente en los principales macizos del Prebético, las agrupaciones de mayor densidad están ligadas a estructuras de pliegues suaves. Así, en la Sierra de Segura, se distinguen de norte a sur los sectores de:

- el Calar de la Sima, amplio sinclinal que culmina a 1.700 m. La dolinización ha afectado a los depósitos de calizas masivas del Aquitaniense-Burdigaliense, con un nivel de base representado por las arenas, limos y arcillas rojas del Aquitaniense inferior.

- el conjunto Risca Buitreras-Cerro de los Cocones-Alto de los Palancares; se extiende a lo largo de 19 km², con una altitud media de 1.600 m. El campo de dolinas se halla instalado en las dolomías del Turonense.

- en la Sierra de Guillimona el relieve va ascendiendo, de forma gradual, hasta los 2.064 m, apareciendo formas amesetadas a distintas altitudes. La mayor densidad de dolinas está asociada a las calizas del ecoceno y las calizas bioclásticas del Mioceno medio.

- la extremidad más meridional del gran sinclinal del Calar del Mundo, con una altitud media de 1.500 m y escasos desniveles, presenta algunas agrupaciones de dolinas, instalados en los materiales carbonatados del Cretácico superior.

- el área donde la dolinización alcanza su máximo desarrollo se extiende en el extremo meridional de la Sierra de Segura, con más de 99 km² de extensión (Fig. 4). Participando de las características estructurales que definen el Prebético Interno esta zona, con una altitud media de 1.700 m, presenta una sucesión de sinclinales y anticlinales con buzamientos débiles y una topografía ondulada de escasos desniveles.

Las dolomías del Cenomanense-Turonense y las calizas del Senonense son las litologías donde se establece este importante exokarst.

La ubicación de los campos de dolinas sobre litologías diversas, indican una ausencia de correlación entre este factor y la distribución espacial de dichas formas. La presencia de dolinas a partir de los 1.400 m, con un valor máximo de frecuencia en torno a los 1.600 m, está ligada fundamentalmente a la presencia de superficies de erosión post-tortonenses en la Sierra de Segura (Foucault, 1971; Lhénaff, 1986). Esta asociación del proceso de dolinización con las superficies de erosión es extensiva a otros puntos de las Cordilleras Béticas. En Sierra Gorda, con una densidad de dolinas de 7,9, estas formas se instalan en una superficie de erosión mio-pliocena (Pezzi, 1977) favoreciendo, indudablemente, la concentración del drenaje y su escasa circulación.

La disolución es el proceso esencial en la génesis de las dolinas del Prebético andaluz. Procesos de hundimiento o subsidencia son escasos en todo el dominio, con ejemplos aislados en las Sierras de Guillimona y Banderillas.

Si la topografía es el factor que controla la localización de los campos de dolinas, la fracturación ejerce el papel esencial en su distribución y evolución geomorfológica. El análisis de los ejes de estas depresiones y su relación con distintos elementos tectónicos, ponen de manifiesto:

a) un claro control estructural en la génesis de estas depresiones, dando lugar a alineaciones de dolinas según las direcciones principales de fracturación.

b) el estudio de esta relación en los diversos macizos del Prebético demuestra una dirección predominante (N 20-40°E) que se corresponde con un sistema de fallas normales descritas en distintos sectores del Prebético y paralelas a los pliegues. Es el caso de las alineaciones en el área de Pinar Negro, Calar de la Sima, Sierra de la Cabrilla o Calar del Cobo.

EL ENDOKARST

La presencia de un exokarst ampliamente desarrollado, así como las numerosas surgencias kársticas existentes en el dominio Prebético andaluz, que han dado



Fig. 4. - Campo de dolinas en la Sierra de Segura.

lugar a importantes ríos como el Guadalquivir y Segura, contrasta con el escaso desarrollo del endokarst. Exceptuando la sima de D. Fernando, en Castril (Granada) y el complejo de los Chorros del Mundo, fuera ya del ámbito andaluz, las cavidades exploradas no traducen el grado de evolución de estos macizos kársticos.

En determinados sectores (norte de la Sierra de Cazorla) la estructura en escamas con frecuentes alternancias de términos detríticos y carbonatados, sería un obstáculo para el desarrollo de sistemas kársticos evolucionados. Es el caso también de los términos correspondientes al Senonense, con frecuentes intercalaciones de materiales detríticos.

Sin embargo, el problema se plantea fundamentalmente en los paisajes kársticos asociados a las dolomías del Cenomanense, con más de 200 m de potencia. Un estudio minucioso de las características tectónicas y neotectónicas podría poner en evidencia las causas de este hecho, extensible, por otra parte, a diversos sectores de las Cordilleras Béticas.

Más de 120 cavidades han sido exploradas en el conjunto del Prebético andaluz, fundamentalmente en los macizos que conforman la Sierra de Segura. De ellas, 5 pueden considerarse surgentes con actividad hídrica, 20 son cavidades con desarrollo subhorizontal y el resto corresponden a sumideros, simas y cavidades descendentes ubicadas en la zona de absorción o recarga del karst.

Las cavidades surgentes exploradas drenan los materiales carbonatados del Cretácico superior, en contacto con el impermeable de base, constituido por la facies Utrillas del Albense o por los materiales margosos del Helveciense, como es el caso del nacimiento del río Segura. Esta surgencia, un sifón del cual han sido explorados 320 m (GE Standard, 1979-80), parece terminar en una sala, realizándose la alimentación a través de grietas y conductos impenetrables, lo que explicaría el funcionamiento hidrogeológico del polje de Cañada Cruz.

Las simas y sumideros son de dimensiones reducidas, agrupándose los mayores porcentajes en el intervalo 1-20 m de profundidad, mientras que tan solo 4 simas superan los 100 m (Pinar Negro, 155 m; D. Fernando, 205 m; Carrascalejo, 108 m; Sima Manolo, 120 m) (Fig. 5).

Su distribución altimétrica traduce, igualmente, la localización de las áreas con un importante desarrollo exokárstico: 1.400-1.500 m, en el sur del Calar del Mundo; 1.600-1.700 m, en la Risca Buitreras y campos de Hernán Pelea; 1.700-1.800 m, en Pinar Negro, Sierras de Empanadas y Castril.

La morfología de estas cavidades, con frecuentes chimeneas de equilibrio, husos y algunas galerías subhorizontales, con un claro control estructural, refleja la importancia de la disolución en la evolución geomorfológica de las mismas, existiendo pocos ejemplos de simas tectónicas. Ligadas fundamentalmente a los fondos de las depresiones, se distinguen las pérdidas directas con una alimentación hídrica continua; y husos abiertos al exterior, frecuentemente como consecuencia de hundimientos puntuales de pequeñas bóvedas y subsidencias, lo que apunta hacia un desarrollo exokárstico mayor que el apreciado a través de las exploraciones espeleológicas.

Las cavidades consideradas se han desarrollado en

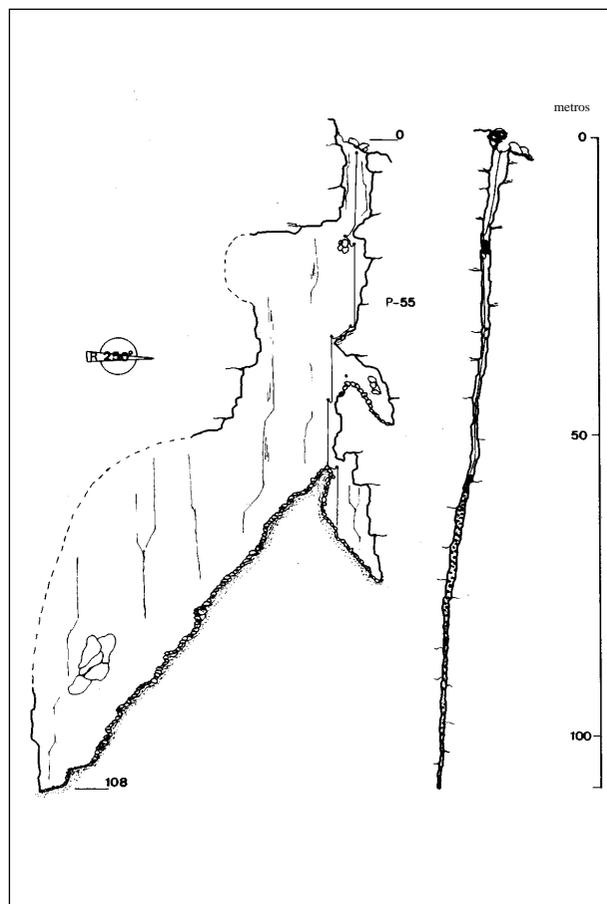


Fig. 5. - Sima Carrascalejo, en el Cerro de los Cocones (tomado de Centro Excursionista de Cartagena, 1986).

los materiales carbonatados del Cretácico superior, que en el Prebético interno constituye el acuífero más importante; así como en las calizas bioclásticas miocénicas sobre arenas, limos y margas de la misma edad. Sobre materiales jurásicos, dos son los términos más afectados por la karstificación: los conjuntos dolomíticos del Jurásico inferior sobre Trías, y Jurásico superior sobre margas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración en la recopilación de los datos espeleológicos a J. Ruíz de Almirón y C. Vera del Club Cuatro Picos de Cartagena, así como a J.M. González Ríos.

REFERENCIAS

CENTRO EXCURSIONISTA DE CARTAGENA (1986): Cavidades en la cuenca alta del río Segura (Provincias de Jaen y Albacete). *Lapiaz*, 15. Valencia.

DABRIO, C.J. (1973): *Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, 28. 388 p.

FOUCAULT, A. (1971): *Stude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et Granade, Espagne meridionale)*. Tesis Doctoral. Faculté Sciences, Paris.

GARCÍA HERNÁNDEZ, M. y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1979):

Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas (itinerarios sierras de Cazorla y Segura). Universidad de Granada. 77 p.

GE STANDARD (1979-1980): *Exploraciones en el nacimiento del río Segura*. Madrid. (inédito).

JEREZ MIR, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provincias de Albacete y Murcia)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.

LHÉNAFF, R. (1986): Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. En *Karst et Cavités d'Andalousie. Karstologia memoires*, 1, 5-24.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y LÓPEZ LIMIA, B. (1989): Geomorfología del Karst Prebético (Cordilleras Béticas). En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*. Monografías 4. 187-200. Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1971): *Geología de la zona prebética al NE de la provincia de Jaen*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 317 p.

LÓPEZ LIMIA, B. (1986): Dos campos de dolinas en la Sierra de Segura, ensayo de distribución espacial. *Actas Congreso Internacional de Espeleología*. Madrid.

LÓPEZ LIMIA, B. (1987): Geomorfología del Karst de Pinar Negro (Sierra de Segura-Jaen). *Lapiaz*, Monografía II. 55 p.

PEZZI, M.C. (1977): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía 2. 287 p.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1979): *Geología e hidrogeología del sector de Alcaraz-Lietor-Yeste (Provincia de Albacete)*. Memorias, 97. IGME, Madrid. 544 p.

ROMERO DÍAZ, M. A. (1985): El karst de Sierra Guillimona (Cordilleras Béticas). *Papeles de Geografía*, 10, 5-19. Murcia.

El karst del Torcal de Antequera

Francisco Javier Burillo Panivino ⁽¹⁾

RESUMEN

Se presentan las características principales del karst del Torcal de Antequera (Málaga), haciendo referencia a los principales factores que lo condicionan (clima, litología y estructura geológica) y, de manera especial, a los fenómenos climáticos cuaternarios. Describimos también los aspectos morfológicos, los rasgos espeleológicos (catálogo y tipo de cavidades) y el comportamiento hidrogeológico del sistema.

Palabras clave: Karst, Gelifracción, Derrubios ordenados, Neotectónica, Cavidades.

ABSTRACT

This paper presents the main features of the karst of the Torcal de Antequera (Málaga), making reference to the main control factors (weather, lithology and geological structure) and, specially, to the Quaternary climatic phenomena. The geomorphological aspects, the speleological features (catalogue and cave types) and the hidrogeological behavior of the system are also described.

Key words: Karst, Gelifraction, Stratified slope deposits, Neotectonic, Caves.

INTRODUCCIÓN

El Torcal de Antequera, situado unos 4 km al sur de la ciudad de Antequera (Málaga), constituye una importante sierra caliza en cuya parte superior se localiza uno de los paisajes kársticos de mayor belleza de cuantos podamos contemplar en nuestro país.

La zona del Torcal fue declarada Parque Natural por su interés geológico, botánico y paisajístico, sobre una extensión de unas 1.200 ha, recibiendo la afluencia de numerosos visitantes para los cuales se encuentra habilitado un refugio y algunos itinerarios turísticos.

El macizo del Torcal se continúa hacia el este por la Sierra de la Chimenea, donde se localiza el pico del Camorro Alto que, con sus 1.377 ms.n.m., supone la mayor altitud de la zona. El conjunto de las sierras de Chimenea y Torcal se alinean según una dirección aproximada E-O. El acceso al interior del macizo se realiza a través de la carretera comarcal C-3310 de Antequera a Málaga, que pasa por Villanueva de la Concepción; tomando dicha carretera en Antequera y rodeando el Torcal por su parte oriental (Sierra Pelada), a través del Puerto de la Boca del Asno, se accede a un desvío que nos lleva directamente al Centro de Interpretación del Torcal Alto, principal área visitable, sumando un recorrido total desde Antequera de unos 13 km (Fig. 1).

El Torcal de Antequera, desde el punto de vista geológico, es una de las sierras más orientales del Penibético. El Penibético, junto con el Subbético Interno, corresponde, en términos paleogeográficos, al área más interna de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, situándose, pues, en la franja límite con las Zonas Internas o Bético *s.str.* De manera general, localizamos el Penibético desde el entorno oriental del Campo de Gibraltar (Cádiz) hasta los Tajos, conjunto de sierrazuelas al norte de Riogordo (Málaga). El Penibético tiene una disposición alargada según una franja más o menos paralela al Arco de Gibraltar y un máximo desarrollo en superficie hacia el oeste, en la Serranía de Ronda (Fig. 2).

El Penibético se distingue del Subbético Interno, en primer lugar, por su situación más occidental dentro de conjunto de las Cordilleras Béticas y, en segundo lugar, por la existencia de importantes lagunas estratigráficas en el límite Jurásico-Cretácico, que hacen prácticamente inexistente el Cretácico Inferior en el Penibético, o reducido a series muy condensadas.

Al Norte del Torcal aflora el Trías de Antequera, amplia zona de materiales triásicos de facies germano-andaluza, así como un conjunto de formaciones postorogénicas que van desde el Mioceno hasta el Cuaternario. Al sur y este del Torcal se disponen una serie de unidades geológicas de carácter flyschoides y procedencia alóctona (unidades del Campo de Gibraltar). Hacia el oeste localizamos la Sierra de las Cabras, correspondiente a la gran unidad paleogeográfica de la Alta Cadena, al parecer de afinidad Subbético Medio (Martín Algarra, 1987).

⁽¹⁾ Diputación General de Aragón. Dpto. Industria, Comercio y Turismo. Servicio de Minas e Investigación Minera. Paseo María Agustín, 36 (Palacio Pignatelli). 50004-Zaragoza.

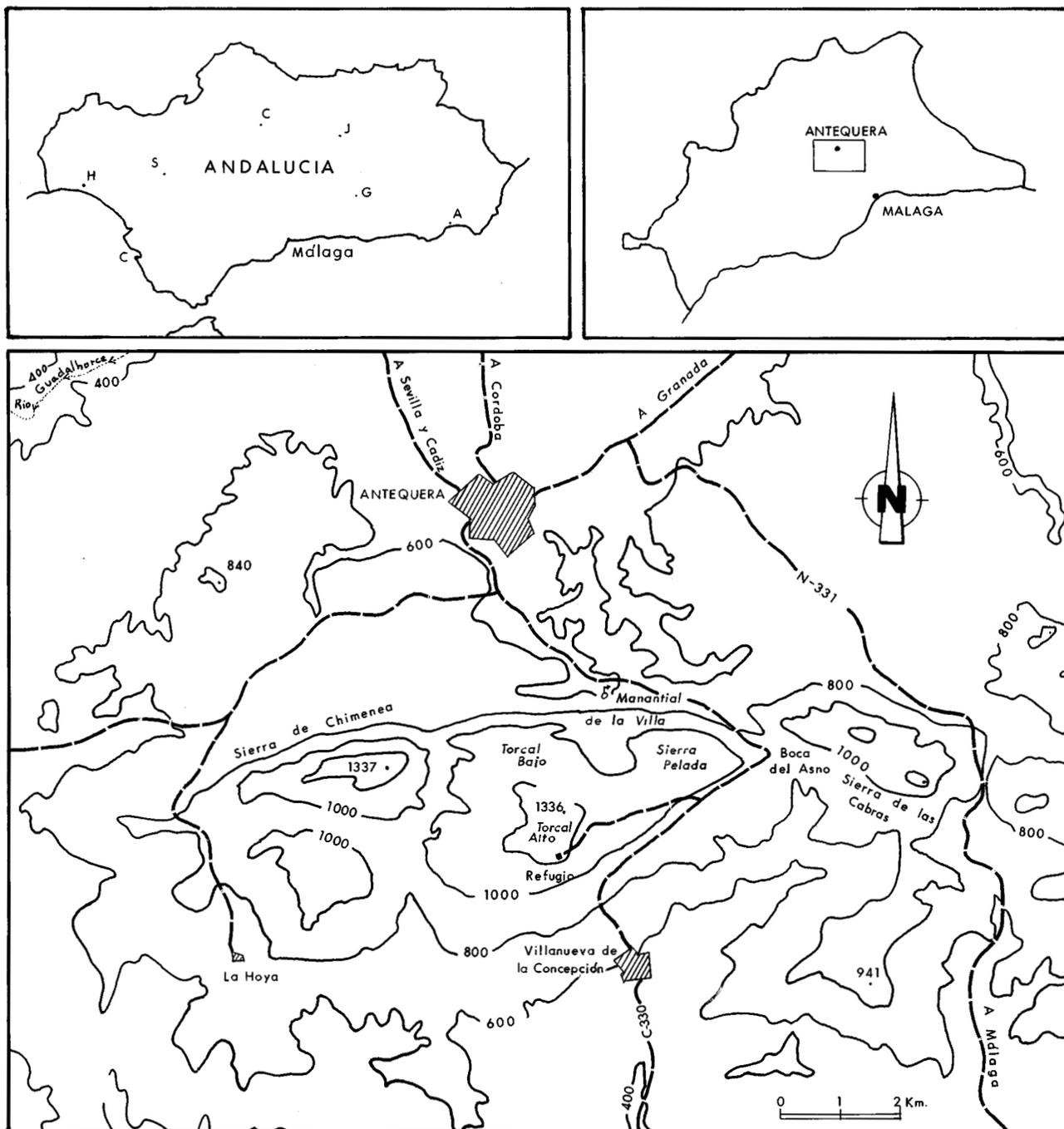


Fig. 1.- Situación geográfica y accesos.

La relación paleogeográfica de todas las unidades a las que hemos hecho referencia, debido a su carácter alóctono, es complicada y ha sido y es objeto de controversias, como uno de los temas más candentes de interpretación de las Cordilleras Béticas. Al respecto, uno de los esfuerzos más meritorios corresponde a la tesis doctoral de Agustín Martín Algarra, de la Universidad de Granada y publicada en 1987, de lectura recomendada para cualquiera que desee ampliar conocimientos sobre estos temas.

FACTORES ESTRATIGRÁFICOS Y LITOLÓGICOS

Martín Algarra (1987), distingue dentro del Penibético, tres grandes conjuntos litológicos:

- Grupo Hidalgo: Trías Penibético de facies germano-andaluza. Sólo aflora al sur de Ronda (arcillas y margas con yesos, calizas).

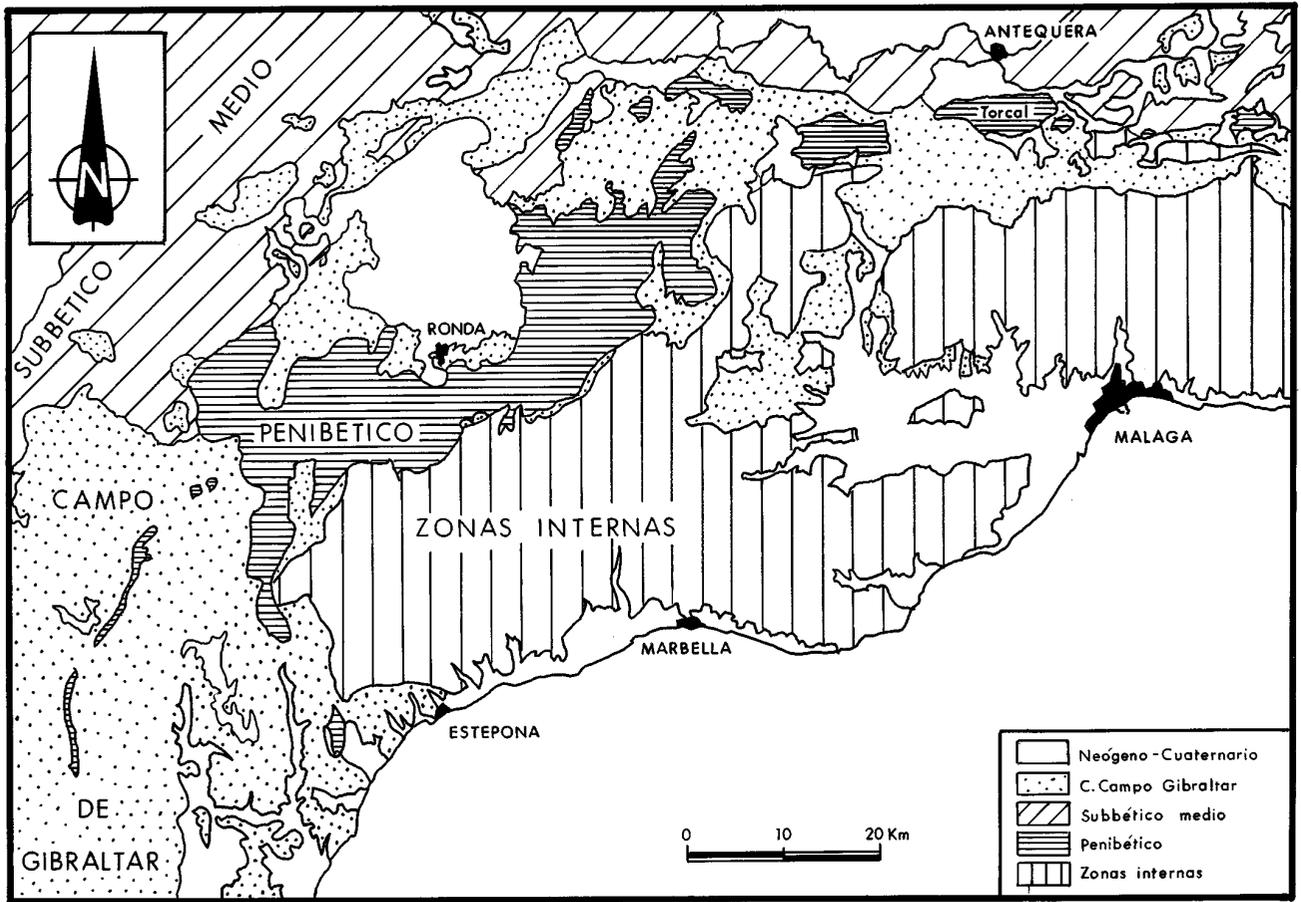


Fig. 2.- Entorno geológico del Torcal de Antequera (según Martín Algarra, 1987).

- Grupo Líbar: Jurásico y algo de Cretácico Inferior (calizas y dolomías).

- Grupo Espartina: Cretácico y Terciario (margas y margocalizas).

Al Grupo Líbar corresponden dos importantes formaciones calizas: la Formación Endrinal, la más antigua, presenta una potencia variable, con valores máximos de 300 m, tomando las calizas distintos aspectos (tableado, masivo, etc). En el Torcal el aspecto es de calizas oolíticas masivas o en bancos muy gruesos. Hacia el techo de la formación aparece una discontinuidad estratigráfica definida por un paleokarst que marca el límite con la formación superior; lapiaces, pequeñas oquedades y formas tipo "kamenitzas" caracterizan dicho paleokarst, el cual parece haberse generado en un área de interfase marítimo-terrestre. La Formación Torcal, al igual que la anterior, tiene espesores muy variables con valores máximos de 200 m. Las calizas de la Formación Torcal suelen estar bien estratificadas en tablas o bancos que van de pocos centímetros a 3-4 m, siendo de carácter oolítico, noduloso, o bien pseudobrechoide. Estas calizas dan siempre un modelado kárstico muy peculiar en el Penibético, análogo

al del Torcal aunque sin alcanzar la espectacularidad de éste (por ejemplo, en algunos sectores de la Sierra de Líbar, entre Málaga y Cádiz).

Dentro de la Formación Torcal, se pueden distinguir dos miembros: uno noduloso inferior y otro de calizas oolíticas superior. Entre ambos miembros, existen cambios de facies tanto laterales como verticales. La edad de la Formación Torcal va del Oxfordiense al Berriasense (Malm y base del Cretácico).

Las calizas del Grupo Líbar se encuentran dolomitizadas, sobre todo hacia la base estratigráfica, en algunas zonas. Estas dolomías reciben el nombre de Jarastepar, por la localidad del mismo nombre (Martín Algarra, 1987).

En la Sierra del Torcal de Antequera, se pueden distinguir todas las unidades estratigráficas que hemos descrito correspondientes al Grupo Líbar y Espartina, incluida la Dolomía Jarastepar, que aparece en el extremo más oriental de la Sierra (Boca del Asno), como base de la serie. Las calizas masivas de la Formación Endrinal conforman los flancos y grandes farallones del Torcal. El

Cretácico margoso del Grupo Espartina aflora, esencialmente, en la entalladura de Las Navas, depresión que separa el Torcal de la Sierra de Chimenea (Fig. 3).

FACTORES TECTÓNICOS

La estructura general del Torcal corresponde a un pliegue en forma de "cofre" o "champiñón", con una charnela muy desarrollada de estratos subhorizontales y unos flancos breves y abruptos de estratificación subvertical e incluso invertida (zona Sur del Torcal) (Fig. 3). El eje del pliegue es, a grandes rasgos, NE-SO.

Los límites norte y sur de la Sierra y la fuerte verticalización de los estratos, se asocian a grandes fallas con un efecto original de desgarre que, más tarde, han rejugado con una importante componente vertical, fruto de la cual, se puede hablar de una "extrusión" del macizo con respecto de los terrenos circundantes (Peyre, 1974; Martín Algarra, 1987). Sierra Pelada, extremo oriental del Torcal, se encuentra separada de la Sierra de las Cabras por una falla de características similares a las anteriormente descritas; esta falla corre paralela a la carretera hasta el Puerto de la Boca del Asno.

Algunas de estas fallas tienen un gran desarrollo regional, observable sobre imágenes satélite, e individualizan grandes áreas, como el macizo del Torcal, en bloques independientes (Fig. 4).

Dentro del macizo se reconoce una fracturación muy intensa en relación con dos sistemas conjugados

cuyas direcciones son N40-60°E y N110-120°E respectivamente; estos sistemas sufren una ligera curvatura fruto de un efecto de rotación levógira (contraria al sentido de avance de las agujas del reloj) del conjunto, de manera que las direcciones van evolucionando hasta valores N70-80°E y N130-150°E en la parte más oriental del Torcal. Inscrita sobre los sistemas mencionados se reconoce, sobre todo en la parte del Torcal Alto, una segunda red de fracturas o diaclasas menores con direcciones conjugadas de N70°E y N135°E (Fig. 4).

Por otro lado, no existe una coincidencia de la dirección del eje de los pliegues observables en el Torcal (en torno a N60°E) y la dirección de alargamiento E-O del macizo.

El conjunto de datos expuestos nos permite deducir que la estructura actual es el resultado de la superposición de varias etapas tectónicas. Muchos de estos hechos ya fueron reconocidos por Peyre (1974) y avalados posteriormente por las observaciones de otros autores. Peyre proponía un modelo de evolución tectónica para el Torcal en el que se señalaban las siguientes fases durante la época orogénica:

- 1ª fase: se configuran los pliegues suaves, la red de diaclasas y fracturas de menor entidad. Se sitúan las unidades adyacentes al Torcal (Alta Cadena y Unidades del Campo de Gibraltar).

- 2ª fase: "extrusión" del Torcal, aparición de la red de fracturas de gran tamaño y recolocación de algunas de las unidades adyacentes. Algo más tarde, se dan cabalga-

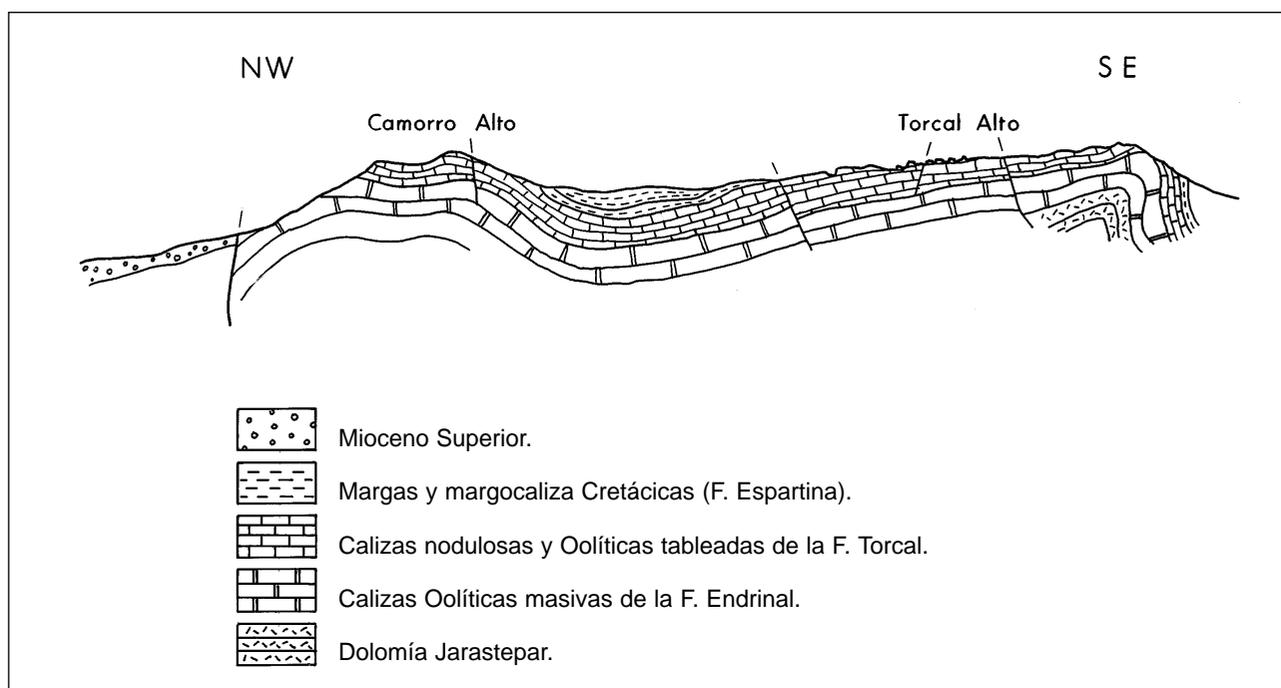


Fig. 3.- Perfil geológico (según Martín Algarra, 1987).

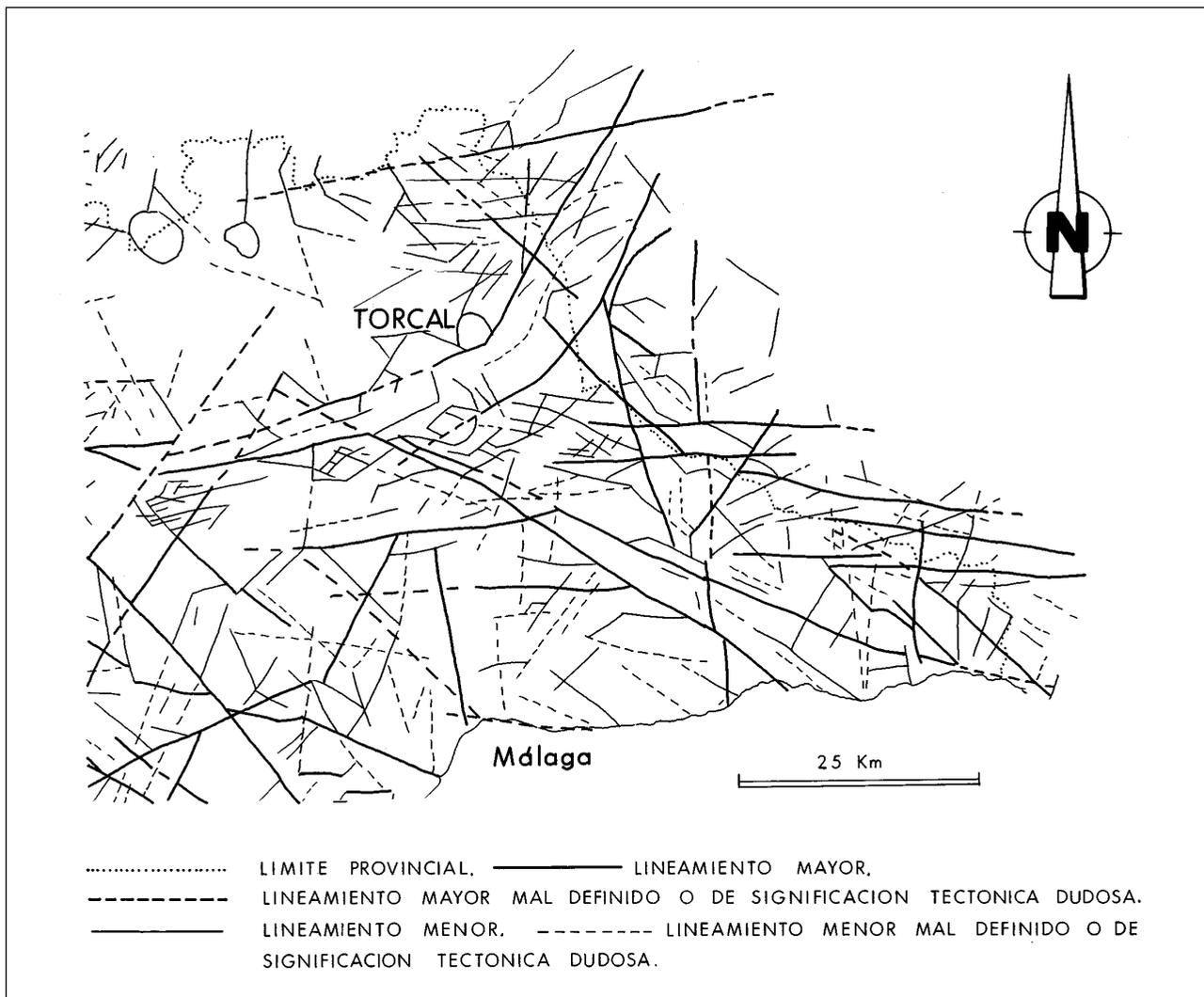


Fig. 4.- Mapa de lineamientos LANDSAT del SE de la provincia de Málaga.

mientos del Torcal hacia el SE en algunas zonas (SO de la Boca del Asno) y deformaciones de la red de fracturas.

Las fases propuestas por Peyre pueden ser discutibles, pero no cabe duda que nos encontramos en una zona con una alta complicación tectónica, cercanos al límite entre las Zonas Externas-Zonas Internas por el sur, y flanqueados por grandes accidentes, con distintos comportamientos a lo largo de una prolongada historia geológica, según han ido cambiando las direcciones de los esfuerzos tectónicos.

A la complicación geodinámica del área, hay que añadir una neotectónica muy reciente y activa que deja sentir sus efectos sobre las formas del relieve y sobre la sismicidad del área (Fig. 5).

Las evidencias más claras de procesos tectónicos muy recientes las encontramos en el NE de la Sierra, junto a la carretera de acceso al macizo, donde se localiza una importante fractura de dirección aproximada NO-

SE, que implica directamente a los depósitos de ladera cuaternarios (Fig. 6); la falla presenta un plano con varios juegos de estrías, uno subhorizontal, más antiguo y con importantes entalladuras, y otro subvertical, menos marcado, que se superpone al primero y se reconoce en unos niveles cuaternarios deformados, significando una elevación del macizo. También se observan evidencias de actividad neotectónica en la parte SE del Torcal; en este sector aparece un importante afloramiento de brechas cuaternarias muy cementadas (potencia del orden de la decena de metros) cuyo buzamiento (algunos grados) es contrapendiente, es decir, en sentido opuesto a la fuente de materiales, lo que testimonia la actividad de una fractura.

Otro aspecto neotectónico, la sismicidad constatable en la zona, actual e históricamente, no es muy importante en cuanto a magnitud de los terremotos, aunque sí ha debido de serlo en tiempos geológicamente no muy lejanos, o, al menos, el área sí que habrá recibido la influencia de fuentes sísmicas cercanas en las que se reconocen terremotos históricos notables; así, las investi-

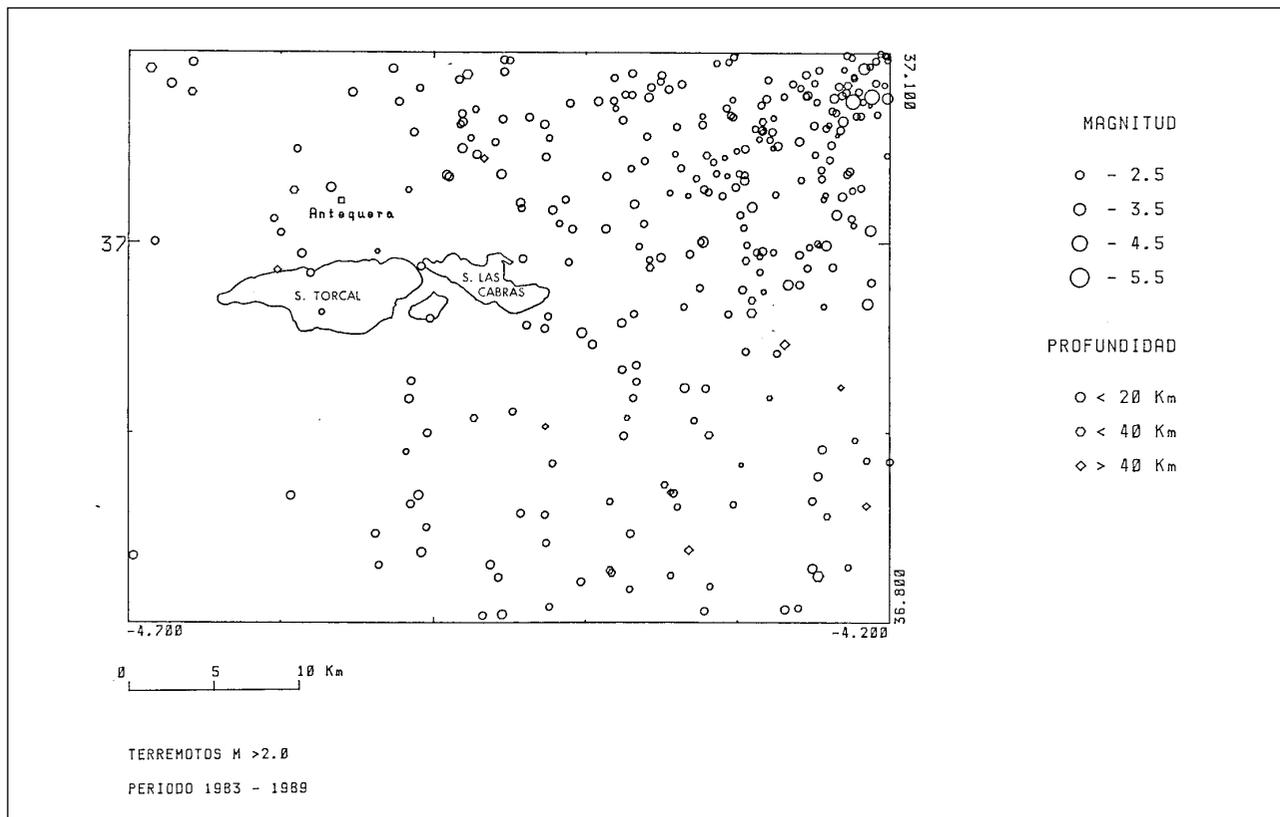


Fig. 5.- Sismicidad del área de Antequera (Fuente: Observatorio Sismológico de la Cartuja, Granada).

gaciones arqueológicas llevadas a cabo por Martín Socas (1986) en la Cueva del Toro (Torcal), revelan un período de ocupación humana para la cavidad que va desde el Neolítico Medio hasta el Bronce Inicial, y se apuntan indicios sobre la ocurrencia de un "cataclismo" (*sic*) a finales de la Edad del Cobre (hace unos 5.000 años). El mismo autor piensa que el fenómeno es generalizado para, al menos, toda la Sierra del Torcal.

FACTORES CLIMÁTICOS

La evolución climática cuaternaria, sobre todo aquella que comprende los últimos 150.000 años, constituye un factor de alta variabilidad para ese mismo intervalo de tiempo con respecto a otros elementos como la litología o la estructura geológica. Intensamente dinámico, el clima ha tenido una especial trascendencia sobre los aspectos morfológicos de la región; la sucesión de períodos glaciares e interglaciares y las variaciones internas de estos mismos períodos, han condicionado la disponibilidad de agua y el régimen de temperaturas como aspectos fundamentales de la dinámica externa.

Para las latitudes consideradas, debemos esperar que los períodos glaciares, aún suponiendo una disminución general de las temperaturas, tuvieran su expresión principal en cambios significativos en el volumen de pre-

cipitaciones. En la mitad meridional de la Península Ibérica, las manifestaciones propiamente glaciares aparecen sólo a partir de altitudes importantes, en macizos montañosos como el de Sierra Nevada. Son mucho más frecuentes los indicios de periglaciario ligados a los momentos más fríos, siendo quizás los "derrubios ordenados" la forma periglaciario más característica del entorno mediterráneo. Estos depósitos comenzaron a estudiarse en Francia a principios de los años 50, recibiendo el nombre de *grèzes litées* o *éboulis ordonnés* (*stratified slope deposits* en terminología anglosajona); se trata de una serie de brechas y arcillas que presentan una cierta ordenación en capas, con distintas proporciones de cantos y matriz, y que se adaptan a las pendientes de las laderas sobre las que se disponen.

En el Torcal, los depósitos de *grèzes litées* aparecen por todas sus vertientes, sobre todo en la parte central y oriental del macizo (Fig. 6). La importancia de este tipo de acúmulos reside en su significación paleoclimática; en general, se asocian los términos más arcillosos con condiciones climáticas más benignas, sin fuertes contrastes en cuanto a temperatura y humedad, y que pueden permitir, incluso, un cierto desarrollo edáfico por meteorización. Por contra, los niveles de brechas tienen un origen crioclástico, ligado a los períodos más fríos, o quizá en una expresión más acertada, de mayor rigor climático, con marcados contrastes de temperaturas, tanto diurnos

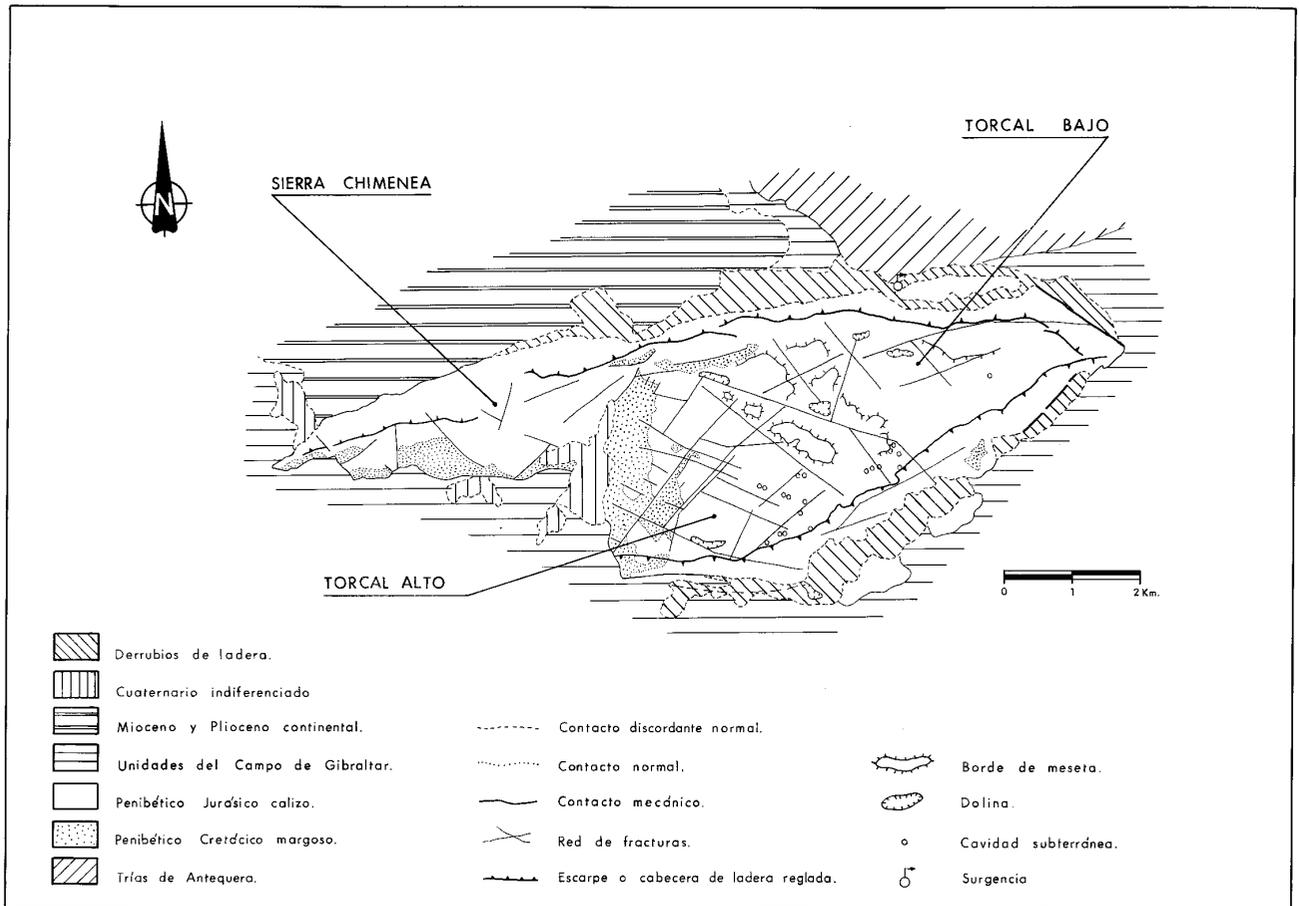


Fig. 6.- Esquema geomorfológico de la Sierra de Chimenea y el Torcal (modificado de Lhénaff, 1981).

como estacionales, que favorecerían los fenómenos de gelivación. Asimismo, los fenómenos de hielo/deshielo (fusión de nieves) y las lluvias primaverales, habrían provocado una abundancia de agua, en momentos determinados, que colaboraría a generar procesos de arroyada, lavado y soliflucción que hoy podemos apreciar en las estructuras sedimentarias de los "derrubios ordenados" del Torcal.

Análisis por difracción de rayos X sobre muestras de arcillas correspondientes a los depósitos de "terra rossa" de la parte superior del Torcal y de los niveles arcillosos de los *grèzes litées* que localizamos en sus vertientes, aluden a una composición mineralógica muy parecida, donde cuarzo y halloysita-caolinita son los elementos principales; illita, esmectita, vermiculita y clorita aparecen como minoritarios. La presencia predominante de halloysita y caolinita nos habla de suelos evolucionados en condiciones más o menos templadas y húmedas. Estas son las condiciones que pueden corresponder a una época interstadial de una glaciación determinada en el entorno que nos movemos o, en un caso más extremo, a un estadio interglaciar. En éste último sentido es como lo interpreta Pezzi (1975, 1977), que señala, para los *grèzes litées* del Torcal, la presencia de un nivel arcilloso interstratificado entre dos generaciones de brechas, unas

cementadas y otras no; este nivel de interrupción en la generación de crioclastos, el autor lo atribuye al último interglaciar (Riss-Würm), de manera que las brechas cementadas pertenecerían al Riss y las no cementadas al Würm. Un análisis más detallado, favorecido por algunas canteras cuyo frente de corte debió aumentar con posterioridad a la época de los estudios citados de Pezzi, permite observar que son varios los niveles arcillosos existentes (al menos tres) y, además, hay investigadores que, para otros sectores cercanos, optan por una asignación cronológica más reciente, que se desarrolla en el marco de las variaciones climáticas del último período glacial: el Würm.

Como vemos, la datación precisa de los "derrubios ordenados" constituye un problema, ya que suelen carecer de materia orgánica, fósiles u otros elementos que permitan dicha datación. A pesar de ello, recientes análisis de algunas muestras de las brechas del Torcal, llevados a cabo en la Universidad de Granada, delatan la presencia de huesos de pequeños roedores que podrían aportar una interesante información cronológica (J.J. Durán, com. personal).

Por otro lado, las brechas presentan diversos grados de cementación, pasando de unas muy cementadas y

compactas a otras de elementos sueltos; las primeras, aparecen fundamentalmente en la base de las series de derrubios, a veces con un gran desarrollo (del orden de la decena de metros de potencia), esencialmente en la vertiente meridional del Torcal. En todo caso, también encontramos niveles de brechas cementadas sobre otros que no lo están, e incluso cambios laterales en la naturaleza de dichos niveles, por lo que el grado de cementación no representa un criterio claro para establecer edades relativas. Los derrubios sin cementar, quizá más modernos, tienen abundancia de matriz arcillosa y gran difusión por todas las laderas del macizo, con potencias muy variables (máximas del orden de los 12 m). Existen en otros lugares de la geografía bética depósitos de *grèzes* donde se encuentran potentes niveles cementados que se superponen y fosilizan a las brechas sueltas (Gutiérrez Elorza y Estévez, 1988, por ejemplo).

Es interesante también destacar la presencia de concreciones calcíticas rellenando multitud de diaclasas en el Torcal, así como intercalándose o superponiéndose a paquetes de brechas poco consolidadas en las vertientes del macizo (esto se aprecia, por ejemplo, en la pista de subida al Torcal Alto, donde los niveles calcíticos alcanzan varios decímetros de espesor y parece que los mismos llegan incluso a englobar, a veces, a las brechas). Esa profusión superficial de depósitos calcáreos, de la cual se distinguen varias generaciones, podría alternarse con la producción de brechas, todo ello dentro de los períodos de mayor contraste de temperatura y humedad, de manera simultánea al lixiviado de la matriz arcillosa de algunos sectores de los derrubios y cementación de los mismos, e incluso, al arrastre por arroyada de los depósitos. Los fenómenos fluvio-nivales tendrían un papel muy especial en todos estos procesos.

Una vez finalizada la época tardiglaciaria, se instaura un clima más cálido y seco que perdura hasta nuestros días, desapareciendo los fenómenos periglaciares e inaurándose un ambiente general de degradación de las formas y depósitos superficiales antes originados. Así, por ejemplo, se observan corrosiones de las concreciones calcíticas en muchos lugares y, probablemente, los importantes acúmulos de bloques que se observan en la parte superior del Torcal, hayan tenido su desarrollo más importante durante el Holoceno.

EL KARST

Aspectos morfológicos

El Torcal de Antequera posee uno de los modelados kársticos más impresionantes de la Península Ibérica. Las formas kársticas superficiales se desarrollan esencialmente en la parte superior del macizo, que constituye, virtualmente, una gran meseta de calizas subhorizontales bien estratificadas, cuyo drenaje es prácticamente endo-

reico, favoreciendo la permanencia del agua en ese sector.

La intensa fracturación de las calizas (diaclasas y fallas), condiciona claramente la circulación de las aguas y el desarrollo de las formas de absorción y transmisión. Exteriormente, observamos un relieve muy accidentado, plagado de dolinas, corredores kársticos, portillos, conjuntos de bloques desordenados, piedras caballerías y otras formas residuales, que conforman un verdadero laberinto difícil de transitar y, al mismo tiempo, de gran belleza plástica. En la terminología local, las dolinas o torcas reciben el nombre de "hoyos" o "corralones", los amontonamientos caóticos de bloques son los "agrios" y los estrechos corredores, muy característicos del Torcal, son los "callejones".

Una prueba concluyente del condicionamiento estructural del karst se refiere al alineamiento de dolinas y cavidades con respecto a la fracturación. En el Torcal, las dolinas se alinean en un 64% según el grupo de fracturas mayores, es decir las de dirección N40-70°E y N110-135°E, guardando un alto coeficiente de correlación entre ambos sucesos (Pezzi, 1979). La ubicación de las cavidades existentes responde al mismo patrón. Son las fracturas más modernas, aquellas formadas durante los últimos 25 m.a., y de éstas las más recientes, las que tienen una especial trascendencia en el desarrollo de los macizos kársticos béticos (Benavente y Sanz de Galdeano, en este volumen).

El factor litológico tiene también una gran trascendencia en las formas que observamos, de manera que, por ejemplo, encontramos un lapiaz mucho más desarrollado en los niveles de calizas oolíticas de la Formación Torcal que en los niveles de nodulosas o de calizas pseudobrechoides, fenómeno que nos habla del mayor contenido en carbonato cálcico de las primeras y, por tanto, su mayor susceptibilidad a la disolución (Pezzi, 1975, 1977). Sin embargo, sobre las formas residuales de la meseta (conjuntos aislados de capas apiladas), observamos que los niveles nodulosos, y sobre todo los brechoides, se comportan como miembros menos competentes que las calizas oolíticas, desapareciendo antes que éstas. Esto origina sucesiones de capas con alternancia de resaltes y entalladuras, donde los resaltes corresponden a calizas oolíticas o nodulosas s.str. y las entalladuras a capas de nodulosas o de calizas brechoides, según las alternancias respectivas. Para este hecho, en principio un tanto contradictorio, Pezzi (1975, 1977) encuentra una explicación en la influencia de los fenómenos periglaciares tipo gelifracción y/o crioclastia, correspondientes a las épocas frías que describíamos en el apartado anterior, a los cuales son más susceptibles las calizas brechoides por su mayor porosidad y presencia de discontinuidades texturales.

En conclusión, para Pezzi, la alternancia de niveles o estratos en la roca que presentan diferencias en cuanto

a la sensibilidad al hielo (gelivación), en función de su composición y textura, ha colaborado a originar las formas kársticas superficiales típicas del Torcal junto con el fenómeno disolución; la "gelivación diferencial" existente entre calizas oolíticas/nodulosas/brechoides, ha hecho que la denudación profundice más en las últimas, dando formas caprichosas que, a veces, se apoyan sobre bases inverosímiles por sus reducidas dimensiones en relación con el elemento que sustentan.

Hoy en día, merece la pena hacer una cierta revisión de estas ideas ya que encontramos ciertos obstáculos a las mismas: en primer lugar, no aparecen restos de depósitos periglaciares en la parte superior del Torcal y, por otra parte, morfologías equivalentes a las del Torcal, sobre los mismos materiales, aparecen a altitudes muy variadas; así, por ejemplo, encontramos una morfología tipo "Torcal" en la Sierra de Utrera, junto a Manilva, en la misma provincia de Málaga, a una altitud de unos 300 m s.n.m. para la cual es difícilmente concebible la existencia de fenómenos periglaciares durante el Cuaternario.

Pezzi (1975, 1977), atribuye la ausencia de depósitos periglaciares en la parte superior del Torcal a que éstos han sido literalmente "tragados" por las dolinas y demás formas de absorción kársticas. Realmente, han llegado a localizarse brechas que parecen ser de origen periglacial dentro de algunas cavidades, pero el volumen de depósitos observados es insignificante comparado con el total que ha debido de ser evacuado, por lo que resulta difícil creer en la explicación de Pezzi como única.

Con todo esto, pensamos que la denudación diferencial de los niveles superiores del Torcal, responde a un fenómeno complejo en el que han podido intervenir de forma combinada procesos como gelivación, erosión eólica e incluso disolución (la mayor porosidad, y por tanto la mayor capacidad de retención de agua, de las calizas pseudobrechoides, quizás compense su menor contenido en carbonato cálcico).

Cabe hacer mención a la existencia de grandes corredores kársticos que discurren paralelos a las grandes fracturas, las cuales condicionan la formación de éstos. Estos corredores pueden tener profundidades de varias decenas de metros y anchuras muy variables, con un fondo relleno de arcillas de descalcificación. Se trata de formas un tanto raras en el ambiente mediterráneo, siendo más bien propias de áreas más húmedas, en relación, muchas veces, con procesos nivales. Esto hace que podamos relacionar el principal desarrollo de los corredores con las importantes acumulaciones de nieve sobre el Torcal que debieron darse durante las épocas glaciares recientes (Pezzi, 1977).

En cuanto a cavidades se refiere, éstas son numerosas, con un claro predominio de las simas sobre las cuevas o cavidades de desarrollo preferentemente horizontal

(la única cavidad de desarrollo propiamente horizontal aparece en la Fuente de la Villa, en la parte inferior del macizo). Estas simas están, muchas veces, ligadas a grietas o fracturas abiertas en las que prácticamente no existen evidencias de disolución y las reconstrucciones litoquímicas son escasas, plagadas de bloques caídos (lo que los espeleólogos llaman "cavidades tectónicas"). Esto es especialmente notorio en el Torcal Alto, mientras que, en el Torcal Bajo, puntualmente, se han localizado algunas cavidades con una presencia significativa de espeleotemas, sin dejar su condición de simas, pero significando un papel más relevante de los procesos de disolución y precipitación química frente a procesos puramente mecánicos.

La exploración de las cavidades del Torcal ha sido y está siendo llevada a cabo, por un lado, por la Sociedad Excursionista de Málaga, a cuya labor se debe el siguiente listado (Ramírez Trillo, 1982):

Cavidad	Desnivel máximo (m)	Longitud proyectada (m)
Sima Azul	-114.86	206.46
Sima de la Unión	-143.63	188.01
Cueva de la Picardía	- 6.23	36.63
Cueva de la Cruz I	- 17.34	27.38
Sima del Moño I	- 26.30	10
Cueva de Marinaleda I	- 11.89	25.12
Sima del Callejón Oscuro I	- 20.84	12.89
Cueva del Toro	- 10	42
Sima de la Mujer	- 81	58
Sima de la Torrecilla	- 44	17
Sima Chozas de los Marranos	- 59	15
Sima Camorro las Motesas	- 56	10
Sima Loca	- 36.35	10.35
Sima M y M	- 29.67	40.59
Sima Tosaires I	- 15.96	16.12
Sima Tosaires II	- 25.85	32.38
Sima Tosaires III	- 18.78	5.98
Sima Marilo	- 42.41	101.19
Sima de los Mosquitos	- 11.36	6.48

Por otro lado, el Grupo de Montaña y Espeleología Tupecaras (Antequera) y la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, mantienen también una actividad investigadora sobre la zona, que ha dado como fruto la localización de la Sima del Navazo Verde (-127 m) y Sima Rasca (González Narbona, 1989; Fernández Sánchez, 1990), que, con sus 240 m de profundidad explorados hasta la fecha, se ha convertido en la segunda cueva en importancia, de desarrollo vertical, de Andalucía (Fig. 7). Como dato de interés, al final de la sima, se localiza un curso de agua activo, hecho que hasta ahora no se había constatado, sobre una cota de -150 m de profundidad aproximadamente. En niveles superiores, llegan a localizarse meandros fósiles, actualmente desfondados, prueba de cierta circulación subhorizontal de aguas.

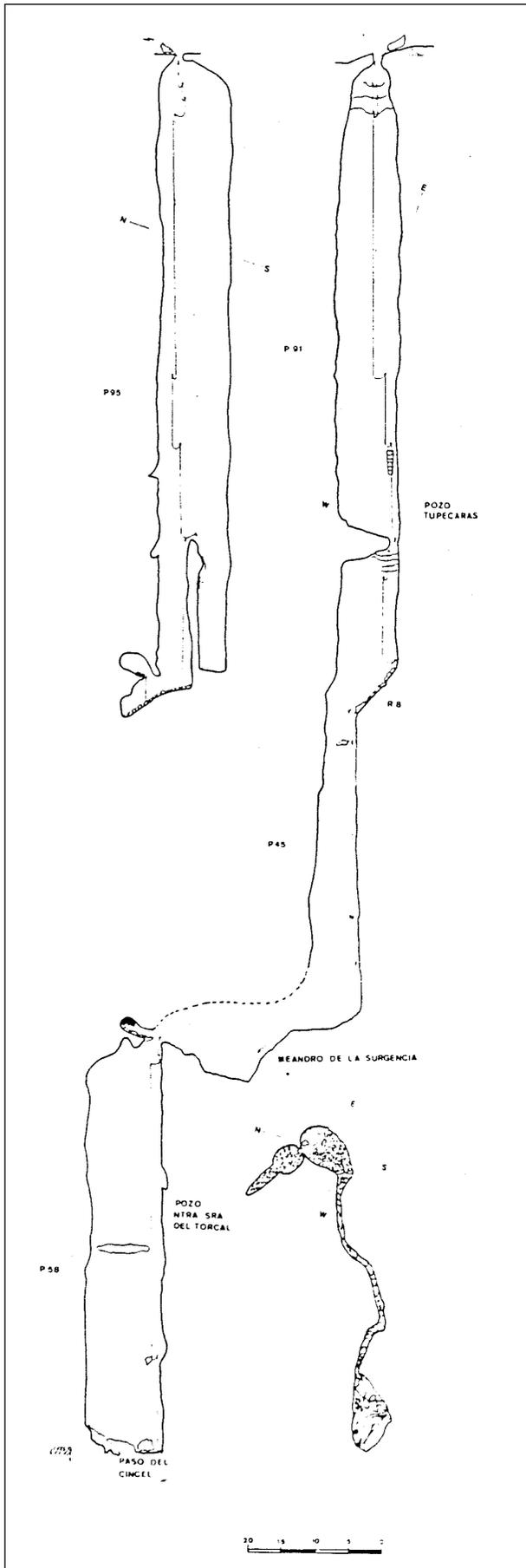


Fig. 7.- Levantamiento topográfico de Sima Rasca (según González Narbona, 1989).

Aspectos hidrogeológicos

El Torcal constituye un acuífero kárstico de límites netos, desarrollado en calizas rodeadas de materiales impermeables o poco permeables (Fig. 8). La mayor parte del agua de las precipitaciones que caen sobre el Torcal queda atrapada en la red endorreica del mismo, que actúa a manera de "embudo" para todo el sistema, de manera que, prácticamente, toda la lluvia útil se transforma en infiltración.

El agua penetra en el macizo a través de las abundantes formas kársticas de absorción superficiales (lapiaz, fisuras y dolinas esencialmente), progresando rápidamente en profundidad hasta ciertos niveles (entre los -150 y los -200 m según los datos espeleológicos).

La circulación se realiza por un medio muy fisurado que hace que el sistema kárstico funcione de una manera más o menos parecida a un medio granular altamente transmisivo, de gran memoria (capacidad de regulación superior a 70 días), en cuanto a su reacción en surgencias, y de reservas apreciables (Pulido, 1989).

Las surgencias del sistema son numerosas y se distribuyen por todo el borde del Torcal en un único nivel (no se localizan surgencias antiguas inactivas a cotas más altas), siendo su caudal de escasa cuantía salvo en el caso del Manantial de la Villa que supone por sí sola el 87% de las salidas del acuífero. Esta surgencia se sitúa al norte del macizo, a 586 ms.n.m., y tiene acceso por la misma carretera que llega hasta el parque. La surgencia es objeto de regulación a través de unos sondeos de los cuales se bombea el agua que abastece algunas explotaciones agrícolas y la ciudad de Antequera.

El modelo kárstico podría semejarse bastante al establecido por Kiraly (1975) sobre un macizo compartimentado en bloques capacitivos, finamente fisurados, y una red de canales transmisivos (fisuras mayores), interrelacionada con los bloques.

Algunos datos climáticos e hidrológicos de interés son los siguientes (IGME, 1983):

- Precipitación media anual: 860 mm/año
- Superficie efectiva del acuífero: 35 km²
- Coeficiente de infiltración: 51-55%
- Recursos: 15.5 hm³/año
- Descarga Manantial de la Villa: 13.5 hm³/año
- Caudal medio Manantial de la Villa: 425 l/s
- Caudal mínimo Manantial de la Villa: dudoso por bombeo
- Caudal máximo Manantial de la Villa: 1.785 l/s

CONCLUSIONES

El llamativo karst superficial del Torcal de Antequera es el sorprendente resultado de una combina-

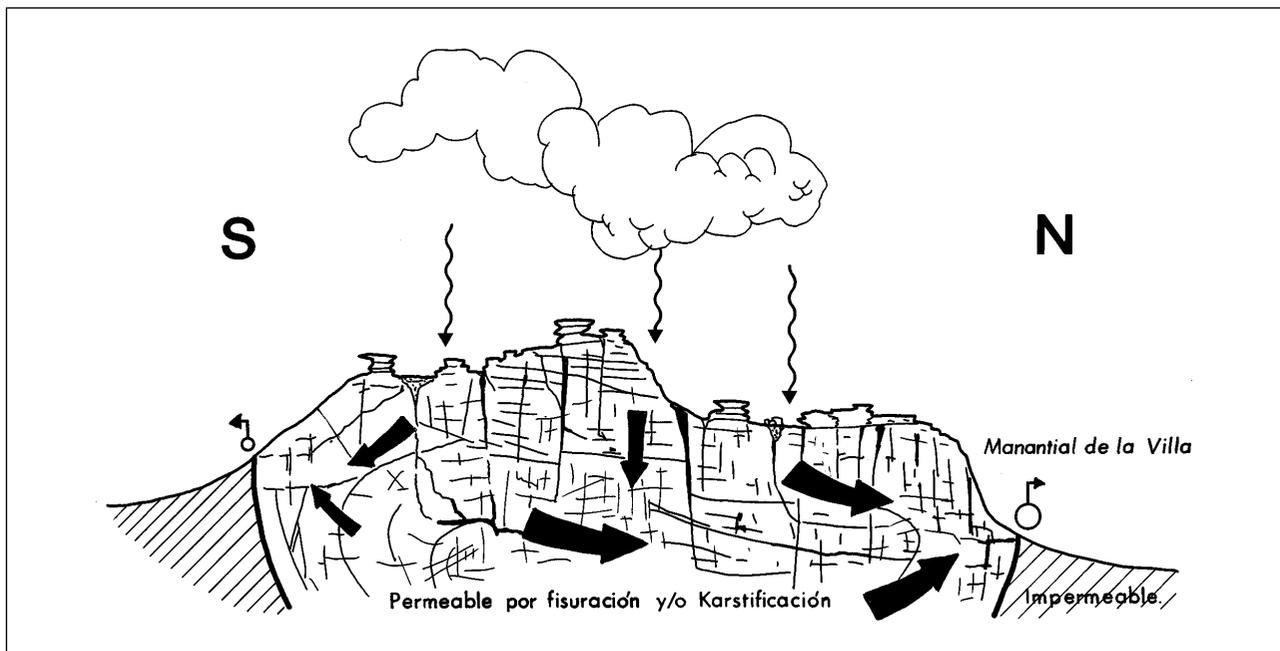


Fig. 8.- Esquema hidrogeológico simplificado del macizo kárstico del Torcal.

ción de factores típicos, cada uno de los cuales juega un papel peculiar y tiene un peso específico propio en la obra final: clima, litología y estructura geológica son esos factores.

Las últimas épocas frías cuaternarias han aportado una disponibilidad de agua y unos fenómenos periglaciares, como la crioclastia, de gran trascendencia. Asimismo, las calizas del macizo han permitido, por sus distintas texturas y contenido en carbonatos, una acción diferencial de los agentes externos (disolución, gelivación y, quizá acción eólica) sobre los estratos, de características alternantes y bien definidos en la parte alta del macizo. La estructura general del Torcal, un pliegue tipo "champiñón", da lugar a una amplia meseta donde se desarrollan las espectaculares formas kársticas, en un régimen prácticamente endorreico. Al mismo tiempo, todas esas formas, por ejemplo los grandes corredores, están configuradas o ligadas al enorme número de diaclasas y fallas de la sierra.

La abundancia de pequeñas cavidades, la existencia de una red subterránea poco jerarquizada, el poco desarrollo de los espeleotemas y de las formas de disolución, el cavernamiento en fisuras, la presencia de un nivel de surgencias único, etc, son aspectos que sugieren una rápida evolución del karst del Torcal, cuyo mayor desarrollo, puede atribuirse a tiempos relativamente recientes dentro de la última glaciación cuaternaria, el Würm.

Las cavidades, numerosísimas, son esencialmente verticales (simas), y la mayor conocida ronda los 240 m de profundidad; sobre los -150 m, aparece un curso de

agua y presencia de meandros, con un cierto desarrollo subhorizontal del cavernamiento.

El comportamiento del acuífero kárstico, es bastante regular en sus respuestas a las precipitaciones, lo cual hace previsible las mismas; además, la capacidad de regulación de las aguas infiltradas es grande y el sistema manifiesta una gran inercia. Esto significa un nivel de fisuración muy importante y una transmisividad alta, con un nivel freático más o menos uniforme para la zona saturada.

Desde el punto de vista espeleológico, todo lo anteriormente expuesto, puede repercutir en la inexistencia de grandes cavidades subhorizontales, al menos penetrables, una vez superadas las simas; este extremo, sin confirmar, no debe desalentar la labor de los deportistas y/o investigadores del mundo subterráneo, para los cuales, con toda seguridad, el Torcal aún guarda muchas sorpresas en lo que queda por explorar, que es mucho.

REFERENCIAS

- FERNÁNDEZ SÁNCHEZ, J.M. (1990): Sima Rasca (Torcal de Antequera, Málaga). *Espeleo-Sur*, 3-6. Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos.
- GONZÁLEZ NARBONA, J. (1989): Sima Rasca (El Torcal, Antequera, Málaga). *Andalucía Subterránea*, 9, 51-64. Federación Andaluza de Espeleología.
- GUTIÉRREZ ELORZA M. y ESTÉVEZ, A. (1988): Depósitos periglaciares en la vertiente septentrional de la Sierra de Lújar. Implicaciones neotectónicas. *Mediterránea*, 7, 95-106.

- IGME (1983): *Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España (Sector Occidental)*. Informe técnico 8. Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- KIRALY, L. (1975): Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. *International Union Geological Sciences*, B, 3, 53-67.
- LHÉNAFF, R. (1981): *Recherches geomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Tesis doctoral. Université de Lille III. Francia.
- MARTÍN ALGARRA, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- MARTÍN SOCAS, D. (1986) :Informe preliminar de la campaña de 1985 en la Cueva del Toro del Torcal (Antequera, Málaga). *Anuario Arqueológico de Andalucía 1985*. Sevilla: Consejería de Cultura de la Junta de Andalucía.
- PEYRE, Y. (1974): *Géologie d'Antequera et de sa Région (Cordillères Bétiques-Espagne)*. Tesis. Université de Paris. Paris: Institute Nationale Agronomique.
- PEZZI, M. (1975): Le Torcal d'Antequera (Andalousie): un karst structural retouché par le périglaciariisme. *Méditerranée*, 2, 23- 27.
- PEZZI, M. (1977): Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Bética. *Cuadernos Geográficos de la Universidad de Granada*. Monografía, 2. 288 p.
- PEZZI, M. (1979): Análisis morfológico del Torcal de Antequera. *Jabega*, 26, 54-64. Diputación Provincial de Málaga.
- PULIDO, A. (1989): Le Torcal d'Antequera: points de vue morphologique et hydrogeologique. Livret-guide de la *Reunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*.
- RAMIREZ TRILLO, F. (1982): III Campamento Social-1981. Torcal de Antequera. *75 Aniversario SEM*, 89-94. Sociedad Excursionista de Málaga.

La laguna de Fuente de Piedra (Málaga), un área endorreica de interés ecológico ligada al karst yesífero-salino

Luis Linares Girela ⁽¹⁾ y Manuel Rendón Martos ⁽²⁾

RESUMEN

Fuente de Piedra es una laguna estacional de aguas salobres que alberga una colonia de aves de singular importancia. La laguna ocupa el sector más deprimido de una cuenca endorreica de 150 km², y a través de ella descargan los acuíferos de la zona. Su origen se relaciona con fenómenos kársticos en materiales yesíferos y salinos del Triás. Se resumen las características físicas y biológicas de este espacio natural y las principales líneas de gestión del mismo.

Palabras clave: Evaporitas, Yesos, Sales, Karst, Laguna de Fuente de Piedra.

ABSTRACT

Fuente de Piedra is a seasonal lake of saline water which shelters a colony of birds of exceptional importance. The lake takes place in the deepest area of an endoreic basin of 150 km² and the aquifers of the zone discharge through it. Its origin is connected with the karstic phenomena in gypsum and saline materials of the Trias. The physical and biological characteristics of this natural space and its principal managing lines are summarized.

Key words: Evaporites, Gypsum, Salts, Karst, Fuente de Piedra lake.

INTRODUCCIÓN

En la mitad norte de la provincia de Málaga aflora una ancha franja de materiales triásicos que constituyen la base estratigráfica de diversas unidades Subbéticas y que, desde el punto de vista litológico, se caracterizan por la abundancia de las facies detrítico-evaporíticas. El yeso aflora ampliamente en superficie, mientras que en profundidad está asegurada también la presencia de halita, que se manifiesta por el elevado número de manantiales salinos (Benavente y Carrasco, 1985; Carrasco, 1986; Carrasco y Benavente, 1986; Escolano y Conejo, 1981).

Estos materiales triásicos presentan una morfología kárstica muy desarrollada, habiéndose catalogado en ellos más de cien cavidades que, aunque no suelen alcanzar profundidades importantes (sólo excepcionalmente se superan los cien metros), sí pueden tener dimensiones notables en sentido horizontal, en algún caso superiores a un kilómetro (Durán y Molina, 1986; Molina, 1982).

Es muy característica en este karst en rocas triásicas la presencia de numerosas y espectaculares formas exokársticas, fundamentalmente torcas y dolinas, que se han originado, en una gran parte, por colapso de cavidades próximas a superficie (Pezzi, 1977; Durán y Burillo, 1985; Durán y Molina, 1986; Calaforra y Pulido, 1989).

Con frecuencia, las circunstancias topográficas, hidrológicas o hidrogeológicas han sido propicias para que en estas depresiones se instalen humedales de carácter permanente o estacional de indudable interés ecológico y paisajístico (lagunas de Campillos, la Ratosa, el Gosque y Salinas, entre otras), mientras que, en ocasiones, el desarrollo y la evolución de los procesos kársticos originan fenómenos de endorreísmo regional que pueden llegar a afectar a extensiones importantes.

Uno de los casos más sobresalientes es el de la cuenca endorreica de Fuente de Piedra, situada al norte de la provincia de Málaga, en la divisoria atlántico-mediterránea. Esta cuenca alcanza unos 150 km² de superficie, y su nivel de base lo constituye la laguna del mismo nombre (Fig.1).

CARACTERÍSTICAS DE LA LAGUNA

Fuente de Piedra es la laguna de mayor superficie de Andalucía (13 km²) y, junto con la de Gallocanta (Zaragoza), el complejo salino-lagunar más extenso de España. Aparte de sus notables dimensiones, posee una serie de peculiaridades que hacen de ella un lugar excepcional desde el punto de vista científico, destacando el hecho de ser en la actualidad el único punto de la Península Ibérica donde se reproduce con regularidad el flamenco rosa (*Phoenicopterus ruber roseus*); la colonia nidificante de Fuente de Piedra es, junto a la existente en La Camarga (Francia), la más relevante de Europa y del Mediterráneo Occidental (Vargas *et al.*, 1983; Rendón, 1986, 1987; Rendón *et al.*, 1991).

⁽¹⁾ INIMA, c/ Compositor Lehnberg Ruiz, 3. 29007 Málaga.

⁽²⁾ Reserva Natural Laguna Fuente de Piedra. Consejería de Medio Ambiente. Apartado nº 1. 29520-Fuente de Piedra (Málaga).

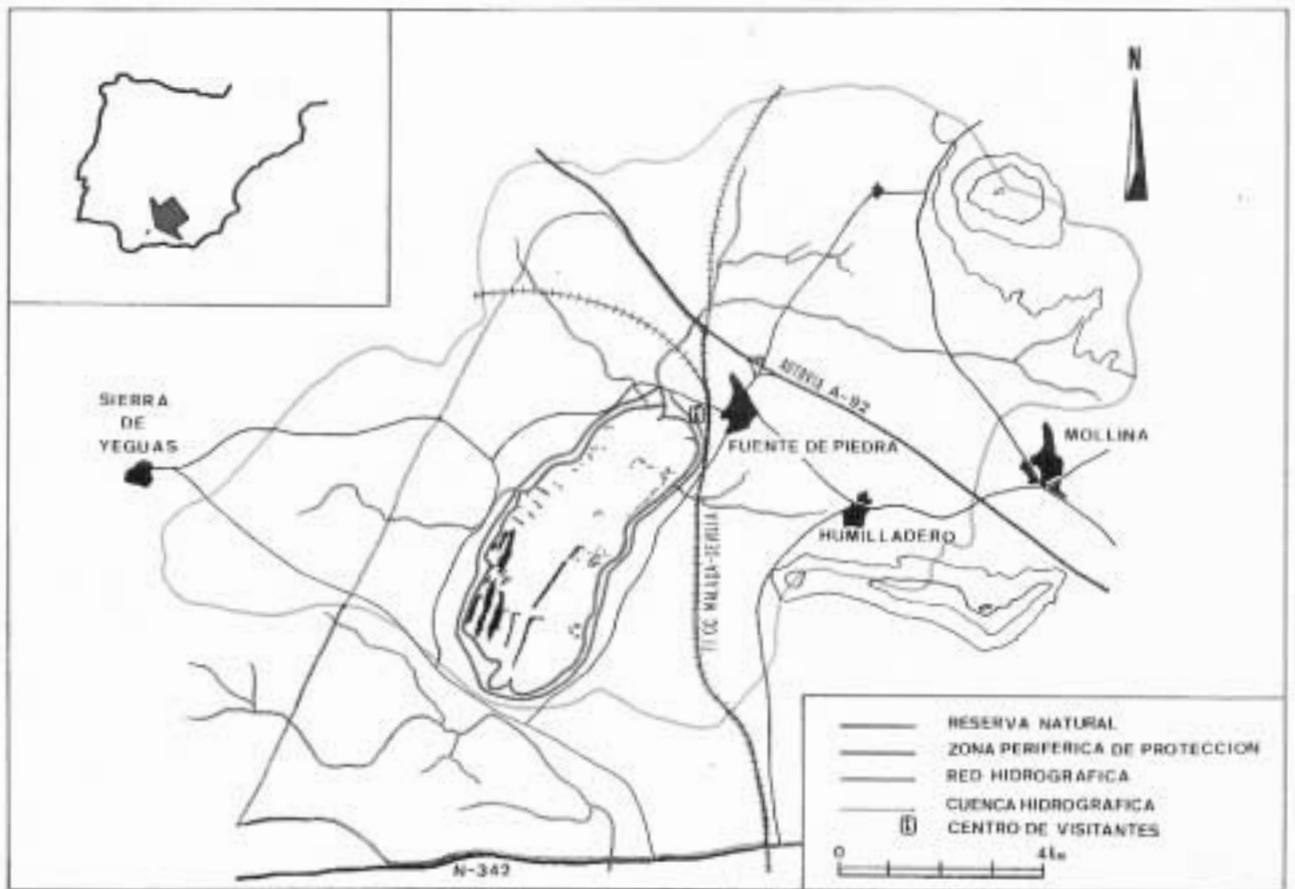


Fig. 1.- Situación geográfica de la laguna de Fuente de Piedra y esquema relativo a la delimitación de la cuenca hidrográfica y zonas protegidas.

La laguna y su entorno forman parte de la Red de Espacios Naturales protegidos de Andalucía, habiendo sido catalogada como Reserva Natural. También ha sido declarada zona húmeda de importancia internacional (Convenio Ramsar, 1983) y Zona de Protección Especial para las Aves (ZEPA) por la CEE (directiva 79/409 de 1988).

La laguna tiene forma elíptica, con ejes de longitud comprendida entre 6,8 y 2,5 km, y un perímetro de 18 km. El fondo es prácticamente horizontal, con pendientes muy suaves, y la lámina de agua difícilmente alcanza los 1,5 m de altura, incluso en las condiciones de recarga más favorables.

Su característica fundamental es que se trata de una laguna estacional, con agua salina de alto contenido en cloruro sódico, lo que propició tradicionalmente la explotación salinera, al menos desde la época de la dominación romana hasta 1951 (Muñoz y García, 1983).

A finales del pasado siglo y para facilitar la explotación de sal, se introdujeron diversas modificaciones en el vaso de la laguna, construyéndose diques, estanques de

evaporación y canales para manejar las aguas de escorrentía superficial que vierten a la laguna, que eran derivadas hasta el extremo sur de la misma, donde, por medio de un túnel, eran evacuadas hasta el arroyo de Las Tinajas, tributario del río Guadalhorce. Este túnel sólo fue operativo en un corto período de tiempo y actualmente se encuentra destruido.

Se puede, por tanto, afirmar que Fuente de Piedra ha sido tradicionalmente manejada por el hombre y que las transformaciones efectuadas a fines del siglo pasado para la explotación salinera, han dejado una serie de islotes donde se sitúan los territorios de cría de los flamencos y larolimícolas.

PAPEL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Hasta hace pocos años, el funcionamiento hídrico de las zonas húmedas continentales se ha venido relacionando casi exclusivamente con la climatología y con la circulación del agua en superficie, minimizando el papel de las aguas subterráneas que, con frecuencia, suele ser desconocido e ignorado en los programas de gestión y

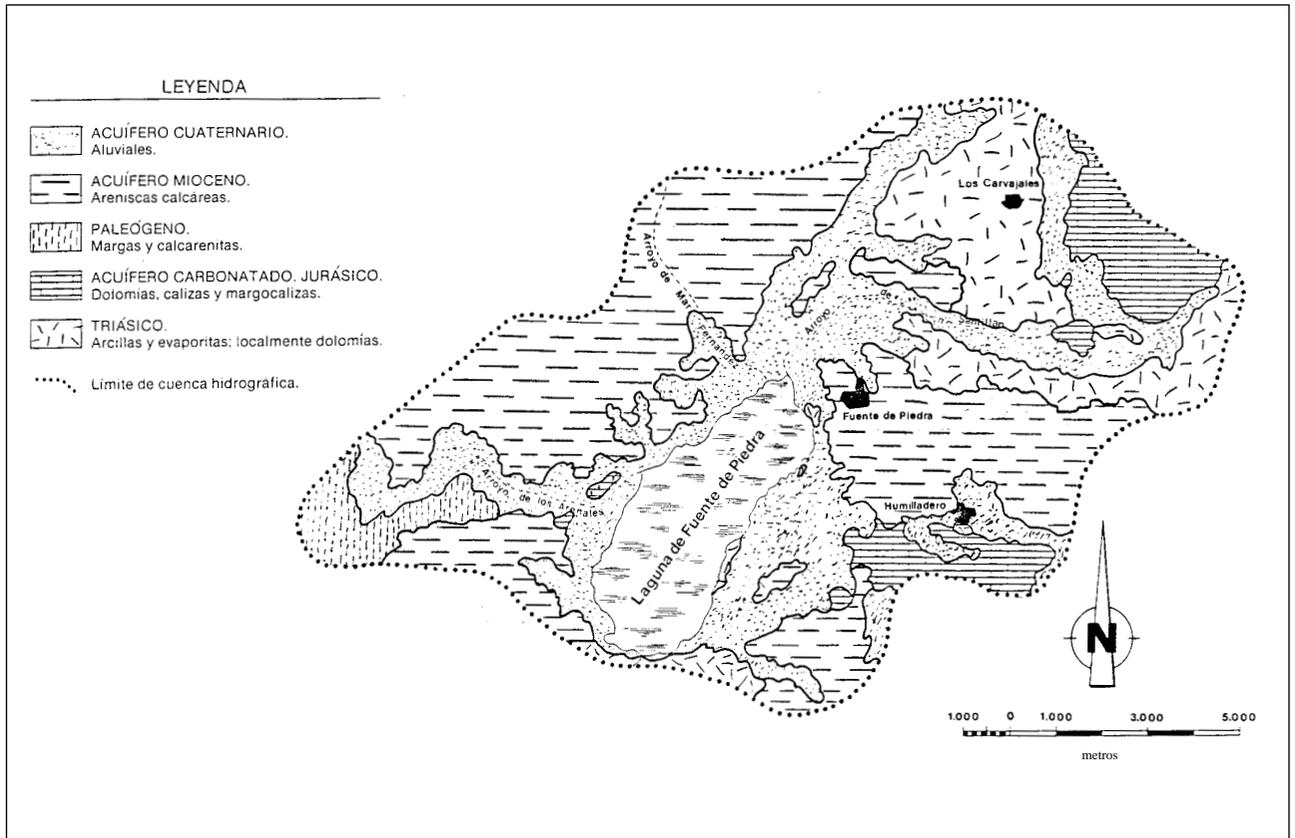


Fig. 2.- Acuíferos de la cuenca de Fuente de Piedra.

manejo de éstas áreas. Modernamente adquieren vigencia y son cada vez más aceptados los modelos de circulación subterránea propuestos por Toth (1963), que explican los flujos ascendentes de agua subterránea en acuíferos libres, atribuyendo a éstos un importante papel en el funcionamiento y en la evolución de los humedales. De acuerdo con estos modelos, la mayoría de estas zonas húmedas pueden ser relacionadas con "zonas de descarga" de sistemas de flujo de aguas subterráneas que incluyen áreas más amplias (Llamas, 1984; González Bernáldez, 1987; González Bernáldez y Montes, 1989).

El caso de la laguna de Fuente de Piedra es un ejemplo notable de este fenómeno, ya que forma parte de un sistema hidrogeológico que ha sido estudiado en detalle desde 1983 (Fig. 2) (IGME, 1984; Dichtl *et al.*, 1986; Linares, 1988, 1990; Diputación de Málaga, 1989).

Los límites de este sistema hidrogeológico coinciden substancialmente con la cuenca superficial que vierte a la laguna, incluyendo los acuíferos carbonatados jurásicos de las sierras de Humilladero y la Camorra, así como los pertenecientes a materiales del Mioceno y del Cuaternario, que ocupan las áreas topográficamente más deprimidas de la cuenca. Estos acuíferos constituyen un único conjunto hidrogeológico, en el cual la circulación subterránea tiene lugar desde los bordes del sistema hacia

el centro de la cuenca, donde, a través de la laguna, se produce su descarga natural. La intensa evaporación que tiene lugar en la laguna, durante la mayor parte del año, favorece un continuo flujo subterráneo hacia ella (Fig. 3).

El Trías es el substrato de la cuenca y sus materiales evaporíticos son responsables de la elevada mineralización del agua de la propia laguna y de los acuíferos de la cuenca. Las facies químicas predominantes en éstos son las cloruradas sódicas, seguidas de las sulfatadas cálcicas, localizándose en el área próxima a la laguna y en su prolongación nororiental, las aguas subterráneas de mayores concentraciones salinas (Fig. 4) (Linares, 1990; Linares *et al.*, 1986).

Los recursos hídricos totales de la cuenca de Fuente de Piedra se han evaluado entre 20 y 24 hm³/año, que se distribuyen entre precipitación directa sobre la laguna (6 hm³/año), escorrentía superficial (6-7 hm³/año) e infiltración de los acuíferos (11-14 hm³/año), de los que llegan a la laguna entre 8 y 11 hm³/año, una vez descontado el consumo por bombeo, evaluado en 3 hm³/año. Estos valores corresponden a un año medio, obtenido de un periodo de veinticinco años, considerado representativo, aunque debe señalarse que, en algunos años, pueden producirse variaciones importantes respecto a estas cifras.

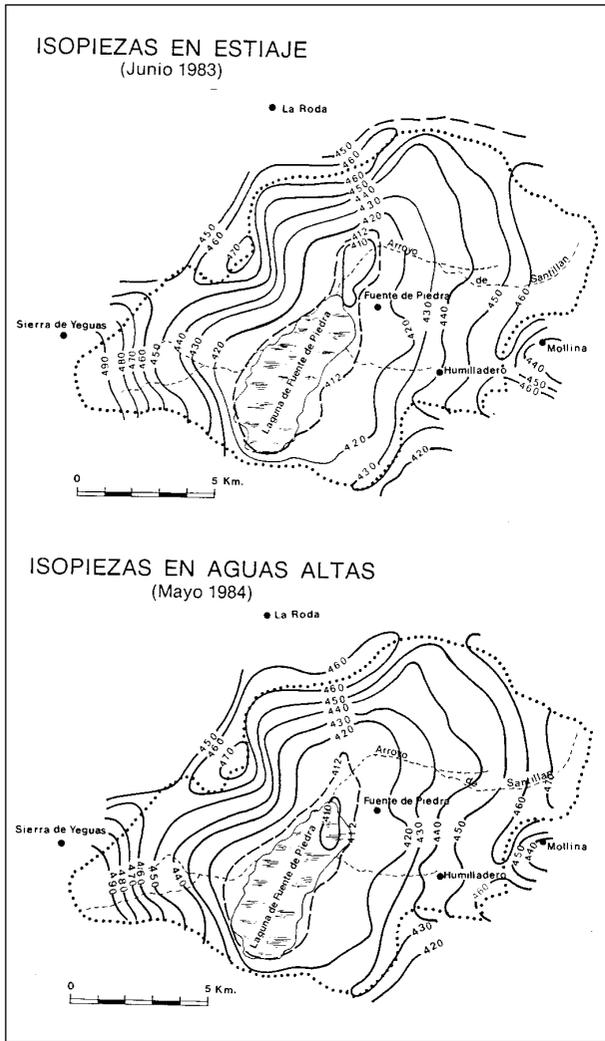


Fig. 3.- Piezometría de la cuenca de Fuente de Piedra.

La superficie piezométrica al final de algunos estiajes presenta las cotas más bajas en el sector de la cuenca donde se concentra la mayor parte de las captaciones; en estas circunstancias, dicha superficie llega a situarse por debajo de la cota de la laguna. Sin embargo, una vez interrumpidos los bombeos y después de las lluvias de otoño, los mínimos piezométricos se localizan en la laguna, recuperando el flujo subterráneo su sentido natural (Fig. 3).

La evolución piezométrica del acuífero presenta un paralelismo evidente con el régimen de precipitaciones de la zona. Sólo localmente se observan áreas muy concretas donde los descensos de nivel pueden estar ligados a bombeos intensos y prolongados (Linares *et al.*, 1989; Linares, 1990).

Por su parte, la laguna, que recibe un aporte prácticamente constante de agua procedente del acuífero, presenta variaciones de nivel que se hallan muy directamente influidas por la intensidad de las precipitaciones y por

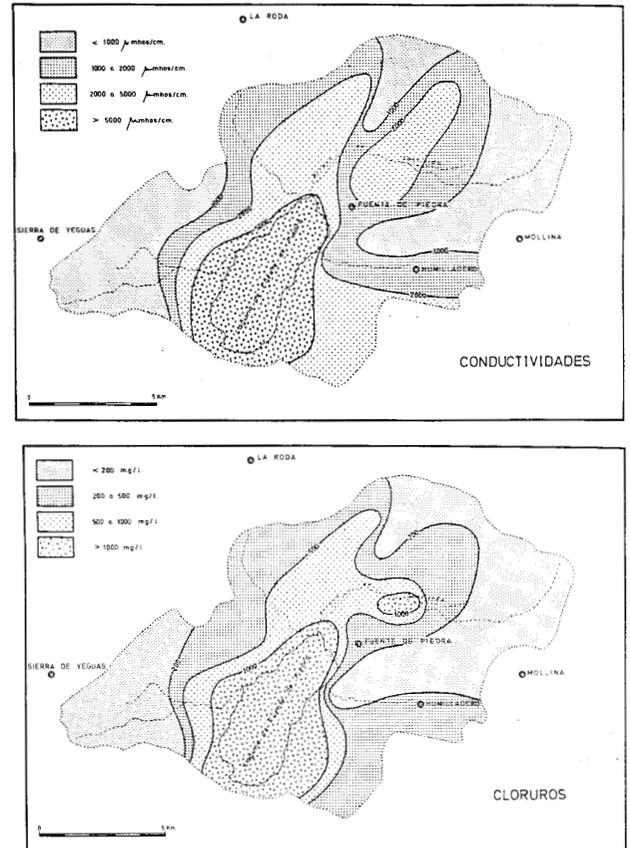


Fig. 4.- Variación de la salinidad de las aguas subterráneas en la Cuenca de Fuente de Piedra (arriba: conductividad eléctrica; abajo: contenido en cloruro).

la tasa de evaporación, fenómenos que tienen una respuesta importante e inmediata en las oscilaciones de la laguna (Linares y del Valle, 1986; Linares, 1990).

GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

La génesis de la laguna y de la propia cuenca de Fuente de Piedra debe relacionarse, sin duda, con procesos kársticos de disolución y subsidencia en los materiales evaporíticos triásicos que constituyen el sustrato de la zona (Lhénaff, 1981).

En la hipótesis más sencilla podría tratarse de la disolución de un importante domo salino existente en el sector de la laguna, paralelamente a lo cual se producirían fenómenos de subsidencia provocada por el colapso de las cavidades formadas.

Otra hipótesis, más compleja, pero que tiene en cuenta un mayor número de fenómenos observados, podría basarse en el modelo que ha sido propuesto para explicar el origen de las depresiones cerradas de Monegros (Martínez Gil *et al.*, 1988; Sánchez *et al.*, 1989). De acuerdo con él, en el inicio del proceso evolutivo habrían de intervenir así mismo fenómenos de disolución kárstica en los materiales evaporíticos triásicos,

originándose depresiones de pequeño tamaño (torcas y dolinas), similares a las que existen en las zonas próximas en elevado número.

Las aguas de lluvia se infiltran a través de ellas, descendiendo hasta alcanzar la superficie piezométrica e incorporarse al flujo subterráneo de la región, mientras que las depresiones evolucionan en sentido vertical y horizontal por avance del propio proceso kárstico.

Cuando el fondo de las depresiones alcanza la superficie piezométrica ya puede considerarse instalada la laguna, la cual se verá sometida a las fluctuaciones estacionales del acuífero que dan lugar a inundaciones y desecaciones periódicas de la depresión.

Al quedar expuesta en superficie la zona saturada del acuífero, empieza a actuar sobre él la evaporación, provocando flujos de agua subterránea que convergen hacia la laguna incluso en sentido vertical, y que pueden contribuir a la disolución de los materiales evaporíticos que se ven afectados por estos flujos.

Este proceso permite que se produzca un avance lateral del área de influencia de las depresiones, mientras que los flujos subterráneos que convergen hacia la laguna impiden que ésta evolucione en profundidad.

Por este mecanismo, las pequeñas depresiones originales pueden llegar a unirse, formando finalmente un área deprimida, extensa aunque poco profunda, sensiblemente coincidente con la superficie piezométrica del acuífero.

Este modelo genético es también coherente con los fenómenos observados en los acuíferos relacionados con la laguna: gradientes hidráulicos convergentes hacia la propia laguna y aguas con concentraciones salinas más elevadas en el sector central de la cuenca, hacia el cual se dirigen los flujos más profundos y de mayor tiempo de permanencia en el subsuelo.

VEGETACIÓN

La vegetación halófila, que aparece en el sector perimetral de la laguna sobre suelos salinos, está condicionada por la variación de los diversos factores ecológicos (duración del encharcamiento, grado de salinidad y textura del suelo), que dan lugar a una zonación horizontal característica (Nieto *et al.*, 1987).

Los tarajes (*Tamarix africana*, *Tamarix canariensis*) son las únicas especies arbóreas que existen en el área perimetral de la laguna.

La banda de vegetación más alejada del agua es el matorral de almajos (*Sarcocornia perennis alpini*) y salicoides (*Suaeda vera*); este matorral lleva como pastizal

terofílico una comunidad de especies suculentas constituida por el tomillo salsero (*Frankenia pulverulenta*), la gramínea *Parapholis incurva* y los denominados "comillos" (*Spergularia niceensis*).

Una cintura de vegetación claramente delimitada es la constituida por el pastizal de especies halófilas formado esencialmente por las gramíneas *Aeluropus littoralis* y *Puccinellia festuciformis*.

La banda de vegetación más cercana al agua y que soporta perfectamente la inundación es una comunidad denominada popularmente como "barrillar", constituida por la sagardilla (*Suaeda splendens*), sosa (*Salicornia ramosissima*) y la gramínea *Halopeplis amplexicaulis*.

Por último, la vegetación que coloniza las aguas del vaso lacustre está constituida por los macrófitos *Ruppia marítima*, *Zannichellia obtusifolia* y *Althenia orientalis*, participando también las algas *Chara vulgaris*, *Chara aspera*, *Chara canescens* y *Tolypella hispánica*. Estas poblaciones son difíciles de localizar si no es en la estación apropiada, y si las condiciones climáticas no han sido favorables.

FAUNA

La fauna más característica de Fuente de Piedra son las aves, de las que se conocen más de 170 especies; dentro de éstas, presentan especial interés las acuáticas: limícolas, láridos, anátidas, grullas y en especial el flamenco (Ramírez *et al.*, 1992; Rendón, 1986, 1987; Rendón *et al.*, 1991; Vargas *et al.*, 1983).

La comunidad ornítica está directamente relacionada con el nivel de agua, la salinidad y la duración del periodo de encharcamiento.

Los años con una precipitación media (470 mm) o inferior permiten la formación de playas de la laguna, favoreciendo la presencia de limícolas: chorlitejos (*Charadrius sp.*), correlimos (*Calidris sp.*), avoceta (*Recurvirostra avosetta*), y otras especies. Por el contrario, los años más húmedos aumenta la presencia de patos nadadores: ánade real (*Anas platyrhynchos*), pato cuchara (*Anas clypeata*), ánade silbón (*Anas penelope*), entre otros, y, si el nivel de la laguna es alto, la laguna es ocupada por especies buceadoras: pato colorado (*Netta rufina*), porrón común (*Aythya ferina*), malvasía (*Oxyura leucocephala*) y somormujos (*Podiceps cristatus*, *Podiceps nigricollis* y *Tachybaptus ruficollis*) (Ramírez *et al.*, 1991).

Esta laguna, de gran importancia para la población de flamencos del Mediterráneo Occidental, acoge de forma regular la única colonia reproductora de la Península Ibérica (Rendón, 1987). A lo largo del año, el número de flamencos en Fuente de Piedra fluctúa como

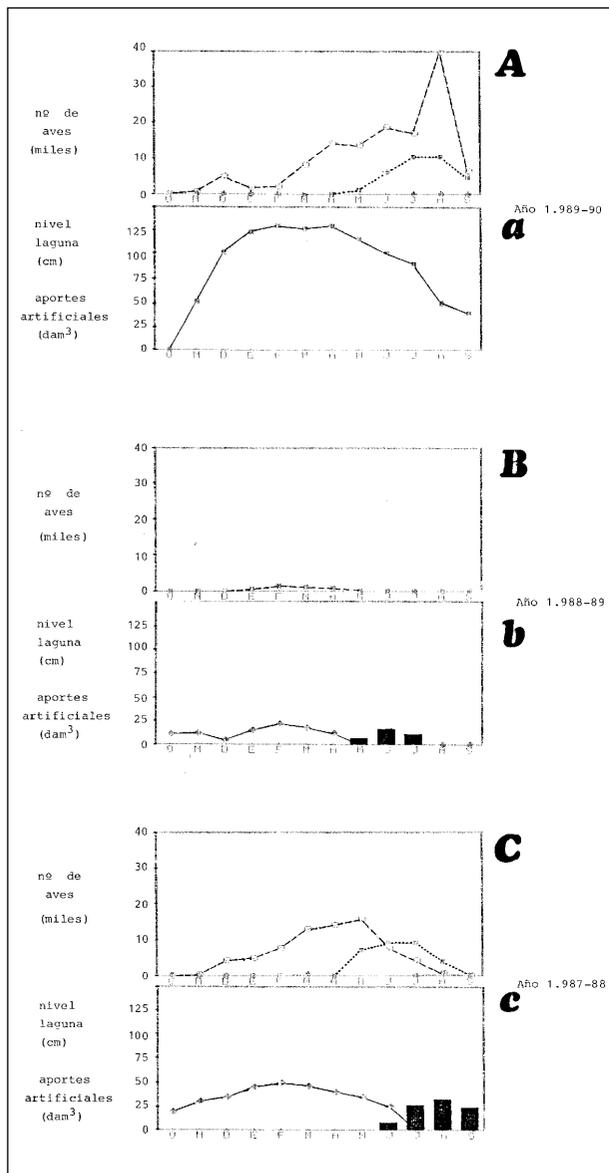


Fig. 5.- Evolución mensual del número de flamencos adultos (-----) y de pollos (.....), durante los años hidrológicos 1989-90 (A), 1988-89 (B) y 1987-88 (C), comparado con el nivel de agua de la laguna (cm) y el aporte artificial de agua (dm³) en los respectivos años (a, b y c).

consecuencia de la fuerte estacionalidad de la laguna. Así mismo, se han detectado importantes variaciones numéricas entre los años de reproducción efectiva y aquellos en los que no se reproducen (Fig. 5). Los años de reproducción se caracterizan por una importante concentración de aves previa al comienzo del periodo reproductor (febrero-marzo), establecimiento de varios miles de ejemplares en la colonia de cría (marzo-mayo) y abandono progresivo de la colonia conforme los pollos tienden a reunirse en la "guardería", donde son alimentados por los adultos (mayo-julio) (Fig. 5, A y C).

En los años de escasas precipitaciones y bajo nivel de agua en la laguna, los flamencos no crían en ella; estos años se caracterizan por la presencia de pocos individuos,

que abandonan Fuente de Piedra al llegar al estiaje (Fig. 5, B) (Rendón *et al.*, 1991).

Para la formación de la colonia de cría de flamencos actúa como factor determinante la intensidad de las precipitaciones al inicio del año hidrológico (octubre-febrero), observándose que la acumulación de los valores registrados hasta marzo repercute de manera decisiva en el éxito reproductor de la especie en Fuente de Piedra (Rendón *et al.*, 1991).

Hasta 1963 no se controla la reproducción de los flamencos en esta laguna (Valverde, 1964). A partir de este año y hasta 1994 se ha comprobado que éstos han criado en dieciocho ocasiones.

Como dato significativo cabe señalar el éxito de reproducción de la colonia de flamencos durante 1988 (9.347 pollos nacidos de una colonia de 12.500 parejas) y 1990 (10.417 pollos nacidos de una colonia de 13.300 parejas), cifras que constituyeron un récord en el Mediterráneo Occidental.

GESTIÓN DEL AGUA

Siendo el agua el factor primordial que condiciona la existencia de las zonas húmedas, es importante llevar a cabo la investigación y el seguimiento de las relaciones entre los procesos ecológicos y el funcionamiento hidrogeológico e hidroquímico de los sistemas palustres, como base de los programas de gestión y conservación que se desarrollan en ellos (González Bernáldez, 1987; González Bernáldez y Montes, 1989).

En el caso de Fuente de Piedra se ha pretendido proteger la totalidad del espacio hidrológicamente relacionado con la laguna, después de que, por los estudios del Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE) (IGME, 1984), fueran definidos con precisión los límites de la cuenca superficial y del sistema hidrogeológico que descarga subterráneamente en la laguna. Sobre la base de este trabajo, la Agencia de Medio Ambiente (AMA), comunicó a los organismos competentes en materia de aguas, los límites del área de influencia y la obligación de cumplir la Ley 1/1984 de 9 de enero, por la que el Parlamento Andaluz creó la Reserva Integral. Con esta actuación se consigue disponer de un marco legal adecuado que permite el control y gestión de los recursos de toda la cuenca y cualquier nueva solicitud para extraer agua del acuífero de la laguna es informada por el Patronato de la Reserva.

Por otra parte, el ITGE, en colaboración con la AMA, y posteriormente, con la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, ha dotado a la Reserva Natural de la Laguna de Fuente de Piedra y a su cuenca, de la infraestructura de control necesaria para realizar el seguimiento de los principales parámetros



Fig. 6.- Vista aérea de la laguna de Fuente de Piedra en junio de 1991.



Fig. 7.- Flamencos en la laguna de Fuente de Piedra.

hidrológicos: evaporación, precipitación, escorrentía superficial hacia la laguna, control piezométrico mensual de 60 puntos distribuidos en la cuenca, registro continuo de variaciones piezométricas en puntos significativos, y control estacional de la calidad de las aguas subterráneas en 30 puntos.

También se mantiene un control de las extracciones en la cuenca, por parte de la guardería ambiental, comunicando a los organismos competentes toda nueva captación que no haya sido informada favorablemente por el Patronato de la Reserva Natural.

En relación con el mantenimiento de las colonias reproductoras de aves, durante el periodo de estiaje se aporta artificialmente agua a la laguna desde pozos cercanos a la misma, para garantizar la permanencia de aquellas, fundamentalmente las de flamencos, que suelen estar en plena reproducción en este periodo (Fig. 5). Los aportes de agua se realizan a partir del momento de la desecación natural de la laguna, inundando unas 5 ó 6 hectáreas en las proximidades de la colonia de cría, junto al Dique Central, lo que permite el normal desarrollo de los pollos. En los últimos años (1979, 1982, 1984, 1985, 1986, 1987, 1988 y 1990) el éxito reproductor de la colonia de flamencos de Fuente de Piedra ha sido posible gracias a los aportes artificiales de agua.

Finalmente, debe señalarse que para la conservación de esta laguna y de las comunidades vegetales y animales que sustenta, es imprescindible mantener la línea actual de progresivo conocimiento del sistema hídrico que la origina. Las investigaciones llevadas a cabo hasta el momento sobre el funcionamiento hidrogeológico de Fuente de Piedra y su entorno, unidas a las actuaciones del ITGE, de la Junta de Andalucía y de la Confederación Hidrológica del Sur de España, permiten disponer tanto de la información básica, como de los instrumentos legales necesarios para garantizar la conservación de este excepcional enclave ecológico, cuya existencia está ligada a los fenómenos de disolución de los materiales evaporíticos triásicos.

REFERENCIAS

- BENAVENTE, J. y CARRASCO, F. (1985): Influence of evaporite karst in the streamwater quality of Guadalhorce river (Andalucía, Spain). *Le Grotte d'Italia*, 4, XII, 39-48.
- CALAFORRA, J. M. y PULIDO, A. (1989): Les gypses triasiques de Fuente Camacho et ses alentours. *Réunion Franco-Espagnole sur les Karsts Méditerranéens d'Andalousie Occidentale*. Livret Guide, 65-82.
- CARRASCO, F. (1979): Captación de manantiales salinos subacuáticos en el fondo de embalses: manantial de Meliones. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, IV, 465-479. Pamplona.
- CARRASCO, F. (1986): *Contribución al conocimiento de la cuenca alta del río Guadalhorce: el medio físico. Hidrogeoquímica*. Tesis doctoral. Universidad de Granada. 465 p.
- CARRASCO, F. y BENAVENTE, J. (1986): Estimación de la aportación salina al río Guadalhorce en el sector de Bobadilla-Gobantes (provincia de Málaga). *II Simposium Agua en Andalucía*, I, 273-277. Granada.
- DICHTL, L.; LINARES, L. y VALLE, M. (1986): Hidrogeología de la laguna de Fuente Piedra y su entorno (provincia de Málaga). *II Simposium Agua en Andalucía*, II, 357-366. Granada.
- DIPUTACIÓN DE MÁLAGA (1989): *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga*. 151 99. Málaga.
- DURÁN, J.J. y BURILLO, J. (1985): Triassic gypsum karst of the "Loma del Yesar" (Archidona, Málaga, Southern Spain). *Le Grotte d'Italia*, 4, XII, 237-246.
- DURÁN, J.J. y MOLINO, J.A. (1986): Karst en los yesos del Triás de Antequera (Cordilleras Béticas). *Karstologia. Memoires*, 1, 37-46.
- ESCOLANO, A. y CONEJO, R. (1981): Eliminación y explotación del manantial salino de Meliones (Málaga) para evitar la salinización del río Guadalhorce. *I Simposium Agua en Andalucía*, I, 469-486. Granada.
- GONZÁLEZ BERNÁLDEZ, F. (1987): Las zonas encharcables españolas: el marco conceptual. En *Bases científicas para la protección de los humedales en España*, 9-30. Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Madrid.
- GONZÁLEZ BERNÁLDEZ, F. y MONTES, C. (1989): *Los humedales del acuífero de Madrid (Inventario y tipología basada en su origen y funcionamiento)*. Canal de Isabel II, Madrid 92 p.
- IGME (1984): *Estudio hidrogeológico de la cuenca de Fuente de Piedra (Málaga)*. (inédito).
- LHÉNAFF, R. (1981): *Recherches geomorphologiques sur les*

- Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Tesis doctoral. Universidad de Lille. 713 p.
- LINARES, L. (1988): La laguna de Fuente de Piedra (Málaga). Hidrogeología y evolución del acuífero relacionado con ella. *International Symposium Hydrology of wetlands in semiarid and arid regions*. 99-102. IAH-AMA. Sevilla.
- LINARES, L. (1990): *Hidrogeología de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 343 p.
- LINARES, L.; LÓPEZ, J.A. y RUBIO, J.C. (1989): Consecuencias hidrogeológicas de la explotación de los acuíferos en la cuenca de Fuente de Piedra (Málaga). *La Sobreexplotación de Acuíferos*, 561-575. AIH- AEHS. Almería.
- LINARES, L.; RIVERA, A. y TRENADO, L. (1986): Hidroquímica de los acuíferos de la cuenca de Fuente de Piedra (Málaga). *II Simposium Agua en Andalucía*, II, 113-124. Granada.
- LINARES, L. y del VALLE, M. (1986): Relaciones entre la laguna de Fuente de Piedra y la piezometría de los acuíferos en la cuenca de Fuente de Piedra (Málaga). *II Simposium Agua en Andalucía*, II, 345-355. Granada.
- LLAMAS, M.R. (1984): Notas sobre peculiaridades de los sistemas hídricos de las zonas húmedas. En *Las zonas húmedas de Andalucía*, 75-85. Monografía Dirección General de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía y MOPU.
- MARTÍNEZ GIL, F.J.; SÁNCHEZ, J.A.; de MIGUEL, J.L. y SAN ROMÁN, J. (1988): El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la cuenca del Ebro como proceso de movilización y transporte de sustancias en disolución. Sus implicaciones en el aporte de sulfatos. En *Sistemas lacustres del margen ibérico de la cuenca del Ebro*, 57-79. Zaragoza.
- MOLINA, J.A. (1982): Los karst en yesos de la provincia de Málaga. Avance. *Publicación Commemorativa del 75 Aniversario de la Sociedad Excursionista de Málaga*, 95-112.
- MUÑOZ, F. y GARCÍA, A.R. (1983): *Historia de Fuente de Piedra*, Madrid. 206 p.
- NIETO, J.M.; CABEZUDO, B.; SALVO, A. y LÓPEZ, R. (1987): Espacios de interés natural de la provincia de Málaga: I. Reserva Integral de la laguna de Fuente de Piedra. *Jábega*, 57, 76-80.
- PEZZI, M. (1977): *Morfología kárstica del sector central de la Zona Subbética*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Cuadernos Geográficos. Monografía 2, 289 p.
- RAMÍREZ, J.M.; RENDÓN, M. y VARGAS, J.M. (1992): Reproducción e invernada de la Malvasía (*Oxyura leucocephala*) en lagunas endorreicas de la provincia de Málaga. *Oxyura*, 6, 1, 55-65.
- RENDÓN, M. (1986): La reproducción del flamenco en Fuente de Piedra (España). *Flamingo Research-Specialist Group Newsletter*, 3, 6-8.
- RENDÓN, M. (1987): Situación actual de la colonia de flamencos (*Phoenicopterus ruber roseus*) en la laguna de Fuente de Piedra. *II Jornadas Ibéricas sobre Estudio y Protección de zonas húmedas* 153-161. FAT. Diputación de Valencia. Bétera, Valencia.
- RENDÓN, M.; VARGAS, J.M. y RAMÍREZ, J.M. (1991): Dinámica temporal y reproducción del flamenco común (*Phoenicopterus ruber roseus*) en la laguna de Fuente de Piedra (sur de España). *Reunión técnica sobre la situación y problemática del flamenco rosa (Phoenicopterus ruber roseus) en el Mediterráneo Occidental y África Noroccidental*. AMA, 135-153 .
- SÁNCHEZ, J.A.; MARTÍNEZ GIL, F.J.; de MIGUEL, J.L. y SAN ROMÁN, J. (1989): Hidrogeoquímica de la zona endorreica de las lagunas de Monegros, provincias de Zaragoza y Huesca. *Boletín Geológico y Minero*, 100, 5, 160-169.
- TOTH, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68, 16, 4795-4811.
- VALVERDE, J.A. (1964): La reproducción de flamencos en Andalucía en el año 1.963. *Ardeola*, 9, 55-65.
- VARGAS, J.M.; BLASCO, M. y ANTÚNEZ, A. (1983): Los vertebrados de la laguna de Fuente de Piedra (Málaga). *Monografías ICONA*, 28. 228 p.

Consideraciones sobre el karst de Nerja

Francisco Carrasco ⁽¹⁾, Juan José Durán ⁽²⁾, Bartolomé Andreo ⁽¹⁾, Cristina Liñán ⁽¹⁾ e Iñaki Vadillo ⁽¹⁾

RESUMEN

En este trabajo se describen las características geológicas e hidrogeológicas del entorno de la cueva de Nerja, se hacen algunas consideraciones geocronológicas en función de las dataciones absolutas efectuadas y se analizan la geoquímica de las aguas de infiltración y la dinámica de la karstificación. La cueva de Nerja es una cavidad en el conjunto del vasto afloramiento de mármoles alpujárrides que constituye Sierra Almijara, está situada por encima del nivel piezométrico (zona no saturada) del acuífero carbonatado, y constituye un punto de drenaje antiguo, donde la funcionalidad del karst es muy limitada en la actualidad

Palabras clave: Mármol alpujárride, Cueva de Nerja, Geocronología, Hidrogeología.

ABSTRACT

In this work, the geological and hydrogeological characteristics of the area round of the Nerja cave, are described, some geochronological conclusions have been made with the data obtained from absolute dating and the geochemistry of the infiltration waters and the dynamic of the karstification are analyzed. The cave of Nerja is a cavity in the outcrops of alpujarride marbles that make up Sierra Almijara. The cave is situated above the piezometric level (non saturated zone) of the carbonated aquifer and constitutes a point of old drainage where the functioning of the karst is actually very limited.

Key words: Alpujarride marbles, Cave of Nerja, Geochronology, Hydrogeology.

INTRODUCCIÓN

La Cueva de Nerja está situada a unos 3 km al este de la localidad del mismo nombre, en el extremo oriental de la provincia de Málaga, cerca del límite con la de Granada, en un margo geográfico dominado por la agreste Sierra Almijara al norte y el mar Mediterráneo al sur (Fig.1).

Fue descubierta en enero de 1959 por un grupo de jóvenes de las localidades de Maro y Nerja. Durante un año sólo se conocieron lo que hoy se denominan Galerías Turísticas, es decir, la parte visitable de la cavidad, que aproximadamente representa un tercio del total de la misma. Desde entonces se practicaron continuas exploraciones espeleológicas que dieron como resultado el descubrimiento de las llamadas Galerías Nuevas o Altas, aunque todas realmente están a una cota muy parecida a las anteriores.

En total, se conocen actualmente casi 5 km de salas y galerías, que ocupan un volumen superior a los 300.000 m³. La espectacularidad de sus salas, con abundantes y variadas concreciones (estalactitas, estalagmitas, columnas, coladas y excéntricas) la convierten en uno de los

máximos exponentes del patrimonio kárstico andaluz. Todo ello, junto con la situación geográfica, en un enclave turístico por excelencia, hacen de ella uno de los monumentos naturales más visitados de toda la Costa del Sol y, al mismo tiempo, una importante fuente de riqueza para la comarca.

Pero al margen de esta importancia económica, la cueva presenta un claro interés científico, pues constituye un excelente registro fósil de su propia historia evolutiva, así como de la arqueología y de la evolución paleoclimática y neotectónica de la región.

ENTORNO GEOLÓGICO

Los relieves carbonatados que constituyen Sierra Almijara pertenecen al complejo Alpujárride de la cordillera Bética, concretamente al manto del mismo nombre (Sanz de Galdeano, 1986, 1989 y 1990a) o Alpujárride Intermedio (Martín-Algarra, 1987). Avidad y García-Dueñas (1980) y Elorza y García-Dueñas (1980), englobaron los mármoles donde se excava la cueva en la denominada por ellos unidad de Las Alberquillas y ésta, a su vez, en el manto de la Herradura.

Al sur de los relieves carbonatados, en la franja costera (Fig.1), afloran los esquistos alpujárrides y, discordantes sobre ellos, los materiales plio-cuaternarios (Fourniguet, 1975; Guerra y Serrano, 1993).

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga. 29071 Málaga.

⁽²⁾ Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

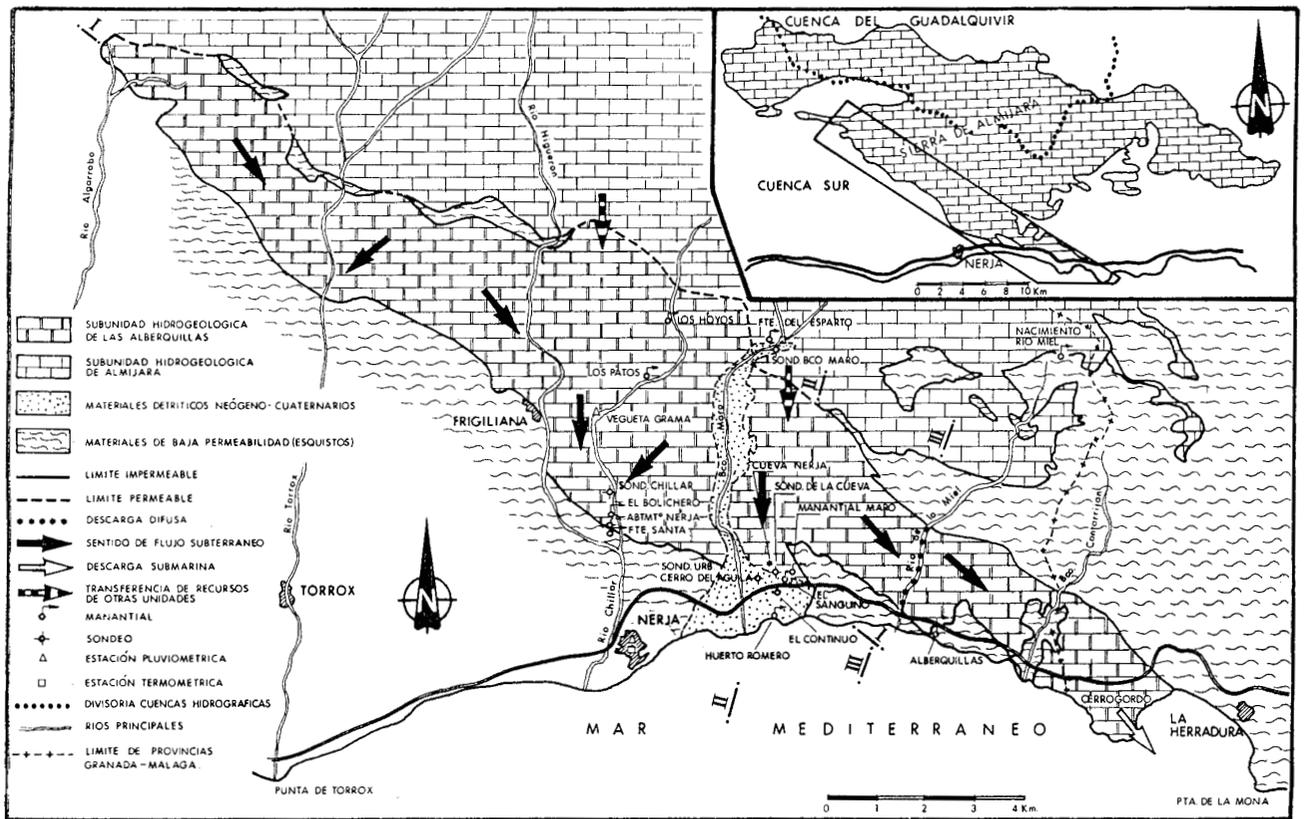


Fig.1.-Esquema geológico-hidrogeológico del entorno de la cueva de Nerja (modificado de SGOP, 1991).

Estratigrafía

En la región de Nerja la serie estratigráfica alpujárride está constituida por un conjunto inferior de metapelitas y otro superior de mármoles (Sanz de Galdeano, 1986, 1989, 1990a; Andreo *et al.*, 1993), representados en el esquema cartográfico de la Fig.1. Las metapelitas pueden alcanzar hasta 1000 m de espesor y son, fundamentalmente, esquistos oscuros en la base y claros hacia techo, atribuidos al Paleozoico y al Trías inferior, respectivamente. Esta secuencia pasa gradualmente hacia arriba, a través de unos niveles de transición de calcoesquistos, cuarcitas, mármoles y esquistos, a una potente serie marmórea.

Los mármoles de la base, en los que se desarrolla la cueva, pueden llegar a tener los 400 m de espesor. Son de naturaleza dolomítica, de color blanco o gris, muy diaclasados, a menudo de aspecto sacaroideo y su edad es Trías medio. Por encima de ellos aparece un nuevo tramo, cuya potencia en el área de estudio varía entre 30 y 100 m, constituido por mármoles, mayoritariamente calizos, con intercalaciones de calcoesquistos, atribuidos al Trías superior.

Dentro de los materiales pliocuaternarios se han podido diferenciar tres conjuntos litoestratigráficos prin-

cipales, dos de los cuales pertenecen al Plioceno y el tercero al Pleistoceno (Andreo *et al.*, 1993; Guerra y Serrano, 1993). El conjunto inferior Plioceno, aparece basculado hacia el mar unos 15-20° de media y está constituido por brechas nutridas de cantos de esquistos o de mármol (según el área fuente) depositadas en ambientes continentales, que pasan, hacia el sur y hacia arriba en la serie, a microconglomerados depositados en medio marino, con abundantes lamelibranquios. Este conjunto inferior, claramente transgresivo, está jalonado por una superficie de discordancia sobre la que se apoya, subhorizontal, el conjunto superior Plioceno formado por microconglomerados con restos de lamelibranquios, similares a los del conjunto inferior, que pasan, lateralmente hacia el norte y hacia arriba en la serie, a brechas y conglomerados depositados en ambientes fluviales.

El conjunto superior Plioceno muestra una tendencia regresiva manifiesta y termina con una discordancia erosiva sobre la cual se depositó el conjunto Pleistoceno en abanicos aluviales. Dicho conjunto está constituido esencialmente por brechas, alimentadas en su mayor parte por cantos de mármol embebidos en una matriz rojiza muy cementada ("brechas mortadela" de Lhénaff, 1981), y por los travertinos de Maro y de la desembocadura de Arroyo de la Miel. En la parte superior de estas brechas se han realizado dataciones absolutas que indican

una edad del tránsito Pleistoceno medio-Pleistoceno superior (Durán *et al.*, 1993).

Tectónica

El afloramiento del manto de Almirajara que hay entre Frigiliana y la cueva de Nerja presenta una geometría prácticamente tabular, buzante al sur unos 15-20° de media (Fig. 2). Sin embargo, la estructura es algo más compleja hacia el este, donde aparecen los esquistos de la base del manto de Almirajara cabalgando a los mármoles de su propia serie, que afloran en varias ventanas tectónicas de pequeñas dimensiones. Se trata, por tanto, de una duplicación de dicho manto en este sector.

La estructura geológica anterior ha sido afectada por fallas de desgarre y/o normales de dirección NO-SE como las que limitan Sierra Almirajara al oeste y al sur, jalonando el contacto entre los esquistos y los mármoles (Fig. 1), que han provocado movimientos verticales durante el Plioceno. Estas fallas y los sistemas de diacla-

sas asociados, según esta orientación y según la conjugada (NNE-SSO), han desempeñado un importante papel en la karstificación del macizo (Sanz de Galdeano, 1993).

En los materiales pliocuaternarios también se han dejado notar los efectos de la neotectónica, como lo demuestra el basculamiento del conjunto inferior Plioceno o la existencia de materiales lacustres inclinados en el conjunto Pleistoceno. La propia acumulación de brechas y conglomerados en los abanicos aluviales del sector costero indica que el borde sur de Sierra Almirajara se ha estado levantando hasta el Pleistoceno superior de acuerdo con las dataciones absolutas practicadas (Durán *et al.*, 1993).

GEOCRONOLOGÍA

Se han realizado dataciones absolutas a una serie de muestras recogidas en el interior de la cueva, pertenecientes a carbonatos de precipitación química, estalactitas, estalagmitas, coladas y capas calcíticas. Los métodos

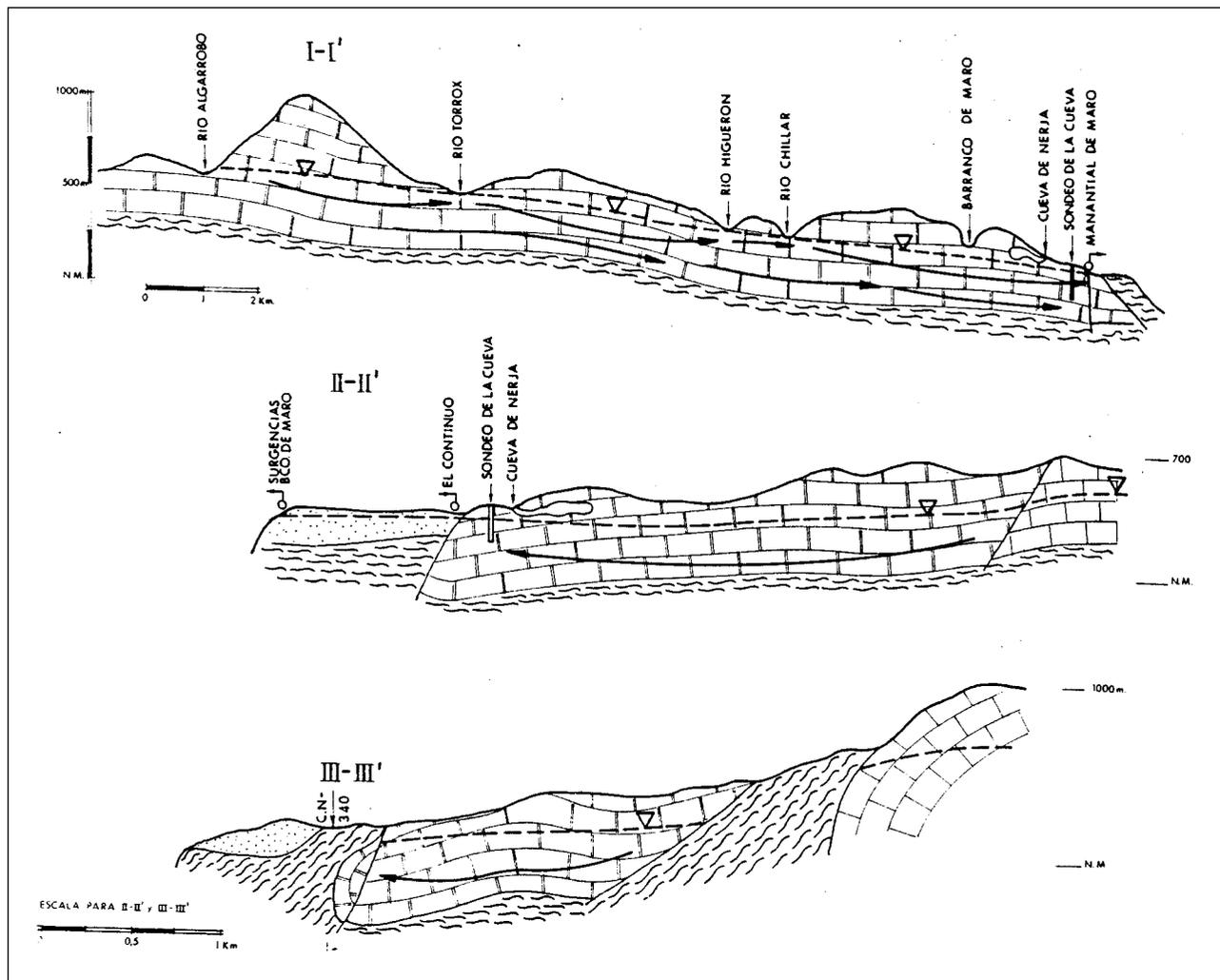


Fig.2.- Cortes hidrogeológicos del entorno de la cueva de Nerja (ver situación en la Fig.1).



Foto 1 - Relieve de los materiales carbonatados alpujárrides de la vertiente meridional de Sierra Almirajara. El sector de topografía más llana está constituido, en su mayor parte, por materiales pliocuaternarios. En primer término, el travertino de Maro (Foto: A. Sanchidrián).



Foto 2 - Gran columna de la Sala del Cataclismo en la Cueva de Nerja (Foto: A. Sanchidrián).

de datación utilizados han sido el de Electrón Spin Resonance (E.S.R.) y series de Uranio (Th/U) (Durán *et al.*, 1993; Durán, 1996).

Se considera que el inicio del periodo de karstificación que dio lugar al origen de la cueva de Nerja se remonta con total seguridad, como mínimo, al Pleistoceno Superior, al haberse datado espeleotemas de

más de 800.000 años de antigüedad. Es posible que la génesis de la cavidad se remonte al Plioceno Superior e incluso a momentos anteriores.

Del análisis global de los resultados geocronológicos obtenidos en los espeleotemas se obtienen con claridad seis generaciones o fases de crecimiento en torno a las siguientes edades (Durán, 1996):

La más antigua se sitúa en torno a los 800.000 años B.P. quizás correspondiente a algunos momentos cálidos del final del Pleistoceno Inferior o principios del Pleistoceno Medio, en los que los máximos de temperatura podrían ser un momento óptimo para la génesis de importantes volúmenes de espeleotemas que marcan esta generación.

Otras generaciones se sitúan en torno a los 350.000 B.P. y 260.000 B.P. El cuarto periodo está comprendido entre 180.000 B.P. y 110.000 B.P., con un máximo neto hacia 150.000 B.P. El periodo siguiente se encuentra comprendido entre 100.000 B.P. y 60.000 B.P., con un máximo absoluto hacia 85.000 B.P. y, por último, una etapa netamente holocena.

Estos periodos de generaciones de espeleotemas coinciden con épocas de temperaturas relativamente elevadas y caracter húmedo y están en concordancia con los estadios paleoclimáticos cálidos deducidos de los isótopos del oxígeno en el registro marino profundo por Shackleton y Opdyke (1973).

HISTORIA GEOLÓGICA

Existen pocos datos que sirvan como jalones cronológicos bien establecidos acerca de los materiales alpujárrides del entorno de la cueva. Así, los esquistos que hoy constituyen la base de la serie alpujárride debieron corresponder a una secuencia más o menos pelítico-arenosa depositada, durante el Paleozoico, en un área situada en el Mediterráneo occidental. Sobre ella se depositaron, durante el Trías, los sedimentos carbonatados, actualmente mármoles, que forman los relieves de Sierra Almirajara. No se tiene constancia de que se depositaran otros sedimentos mesozoicos ni terciarios en el dominio Alpujárride de esta región.

Dentro de la orogenia alpina se produjo el metamorfismo que transformó las arcillas en esquistos y los carbonatos en mármoles.

Antes del Aquitaniense superior se produjo la estructuración en mantos de las zonas Internas de la cordillera Bética y a partir de este momento se inició la deriva hacia el oeste, como un terreno exótico, hasta su colisión con el margen suribérico a finales del Burdigaliense inferior (Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano 1990 b).

A comienzos del Burdigaliense medio ya se habían configurado las principales estructuras de plegamiento y cabalgamiento que conforman la cordillera a escala regional. Desde entonces comenzó el rejuego, como fallas normales, de las superficies que hasta entonces habían sido de cabalgamiento y, además, se formaron fallas de desgarre de escala plurikilométrica, como las que jalonan los bordes oeste y sur de Sierra Almirajara. A partir de entonces, dicha sierra quedó emergida y los mármoles que la constituyen en condiciones de ser karsificados.

En la cuenca de Nerja los materiales neógenos más antiguos que afloran en superficie son de edad Plioceno, aunque en el fondo marino debe existir un registro más completo. Hacia el Plioceno inferior se produjo el depósito de las brechas del conjunto inferior Plioceno en abanicos aluviales que, lateralmente hacia el sur, pasaban a un medio marino somero donde se depositaban microconglomerados y arenas. Todos ellos sufrieron, simultánea y/o posteriormente a su sedimentación, un basculamiento que dió lugar a la discordancia intrapliocena.

El área donde se producía la sedimentación marina se mantuvo, aproximadamente, en la misma posición durante el Plioceno medio-superior, quizás con la excepción del sector de arroyo de la Miel, hasta que el mar empezó a retirarse y comenzaron a depositarse los conglomerados y brechas rojas continentales. Es muy posible que para esta época ya existiera, por lo menos, una parte de lo que hoy se conoce como cueva de Nerja.

Durante el Pleistoceno se instalaron en la región abanicos aluviales (como los de Frigiliana, Nerja y Maro), que depositaron extensos afloramientos de brechas, constituidas mayoritariamente por cantos de mármoles de Sierra Almirajara. Ello pone de manifiesto que el levantamiento del relieve ha continuado prácticamente hasta la actualidad.

Mientras tanto en el interior de la cueva, ya existía una importante sedimentación litoquímica que, probablemente, se vió afectada por un movimiento sísmico ocurrido hace unos 800.000 años (Durán *et al.*, 1993). La formación de espeleotemas ha continuado desde entonces, con un ritmo mayor en los episodios climáticos cálidos.

A finales del Pleistoceno se formaron los travertinos existentes en la región, relacionados con las aguas saturadas en calcita que, por aquel entonces, debió llevar el manantial de Maro. Para esta época ya existía el acantilado de la playa de Maro, o al menos parte del mismo, sobre el cual se formó el travertino.

El relleno de la cueva con materiales procedentes del exterior se inició hace, aproximadamente, unos 20.000 años, durante el tránsito Pleistoceno-Holoceno (Jordá-Pardo *et al.*, 1990).

MARCO HIDROGEOLÓGICO

El afloramiento carbonatado de Sierra Almirajara pertenece al sistema acuífero número 41, definido por el IGME (1983) con el nombre de "Calizas y dolomías de la Sierra Almirajara-Sierra de Lújar". Dentro de la clasificación establecida por el SGOP (1988), se encuentra en la unidad hidrogeológica Tejada-Almirajara-Guájares. Concretamente, la cueva de Nerja, se ha formado en los mármoles del extremo meridional de la Sierra Almirajara que tradicionalmente se ha denominado como acuífero de las Alberquillas (Fig.1).

La alimentación de este acuífero se realiza, principalmente, por la infiltración de parte del agua de lluvia caída directamente sobre el afloramiento de los materiales permeables. También hay una parte de las entradas al acuífero que procede de la infiltración de las aguas de escorrentía en el curso medio-alto de los ríos que lo surcan.

Según otros trabajos previos (Ollero Robles *et al.*, 1988; SGOP, 1991; Fernández del Río *et al.*, 1992; Andreo y Carrasco, 1993b), el flujo subterráneo regional se realiza de noroeste a sureste (Figs. 1 y 2), aunque hay diferencias de la cota piezométrica en determinados sectores, como en el río Chíllar, que ponen de manifiesto la existencia de heterogeneidades en el acuífero.

Actualmente, la descarga tiene lugar de forma natural por los manantiales que hay en su borde meridional, entre los que destaca el de Maro, y a través de las captaciones existentes. Precisamente en relación con la surgencia de Maro, durante el Pleistoceno superior, se ha depositado el afloramiento travertínico situado en los acantilados de la línea de costa. Además, hay una aportación del acuífero hacia el curso bajo de los ríos que lo atraviesan, sobre todo en épocas lluviosas. Dentro de las salidas deben incluirse también las descargas subterráneas desde los mármoles hacia las formaciones pliocuaternarias y, eventualmente, de éstas al mar, o bien directamente submarinas puesto que los mármoles conectan con el mar en el extremo oriental del acuífero.

Como consecuencia del levantamiento tectónico producido, la cueva ha quedado colgada por encima de la zona saturada (Fig. 2), de modo que las partes más bajas de la cavidad se encuentran varios metros sobre el nivel piezométrico actual. Así, la cueva de Nerja se convierte en un lugar privilegiado para el estudio directo de la infiltración aunque, lógicamente, puede ser poco representativa del conjunto de la zona no saturada del acuífero.

LAS AGUAS DE LA ZONA SATURADA DEL ACUIFERO

Sólamete se consideran dos puntos de agua relacionados con la zona saturada del acuífero, que están

situados en el entorno inmediato de la cueva (Andreo y Carrasco, 1993a, Carrasco *et al.*, 1995 y 1996): el manantial de Maro y el sondeo que abastece las instalaciones de aquella.

Hidrodinámica

El manantial de Maro es actualmente el principal punto de descarga natural del acuífero, con un caudal medio de 364 l/s, para el periodo comprendido entre 1991 y 1997. Está situado a una distancia aproximada de 800 m al este de la entrada a la cueva y surge a una cota de 120 m s.n.m., es decir, 10 m por debajo de las partes más profundas de aquella. El hidrograma del manantial refleja un rápido incremento del caudal como respuesta a la entrada de las lluvias en el acuífero, lo que pone de manifiesto un cierto grado de karstificación funcional del sistema (Fig. 3).

El sondeo de la cueva se encuentra a una distancia de 70 m al sur de su entrada. El nivel piezométrico se sitúa a la cota de 104 m s.n.m. y el dinámico a 7 m s.n.m. para un caudal de bombeo de 2 l/s. Estos datos contrastan con el elevado caudal del manantial de Maro e indican que el sector de la cueva tiene una cota piezométrica más baja y que el drenaje subterráneo hacia el manantial se realiza desde un sector más septentrional.

Hidrogeoquímica

Las aguas drenadas por el manantial de Maro son de facies bicarbonatada a sulfatada cálcico-magnésica, presentan una temperatura media ligeramente superior a

19°C y una conductividad media de 703 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Sin embargo, las aguas del sondeo son bicarbonatadas cálcicas, con una conductividad media de 652 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La evolución temporal de algunos de los parámetros analizados en las aguas del manantial (Fig. 3), ponen de manifiesto un efecto de dilución coincidente con el aumento de caudal originado por las lluvias. Con motivo de la crecida de finales de 1995, la conductividad del agua pasó desde 850 a 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, es decir la mineralización del agua disminuyó a la mitad. Por lo tanto, el manantial de Maro presenta una escasa inercia y un bajo poder regulador, en definitiva, un régimen de descarga típicamente kárstico, lo cual está en consonancia con las observaciones hidrodinámicas antes realizadas.

LAS AGUAS DE LA ZONA NO SATURADA (CUEVA DE NERJA)

En este caso se ha dispuesto de un control sistemático en varios puntos de la cueva, tanto de los caudales de goteo como de la composición química de las aguas. Romero *et al.* (1991) realizaron, con anterioridad a este trabajo, varios muestreos preliminares fundamentalmente en algunos puntos de goteo de las Galerías Turísticas.

Los caudales de goteo

En general son muy bajos en toda la cueva. Desde octubre de 1991 hasta mayo de 1992, los caudales medios de diez puntos de goteo importantes varían entre 0,38 cm^3/min . y 1,63 cm^3/min .

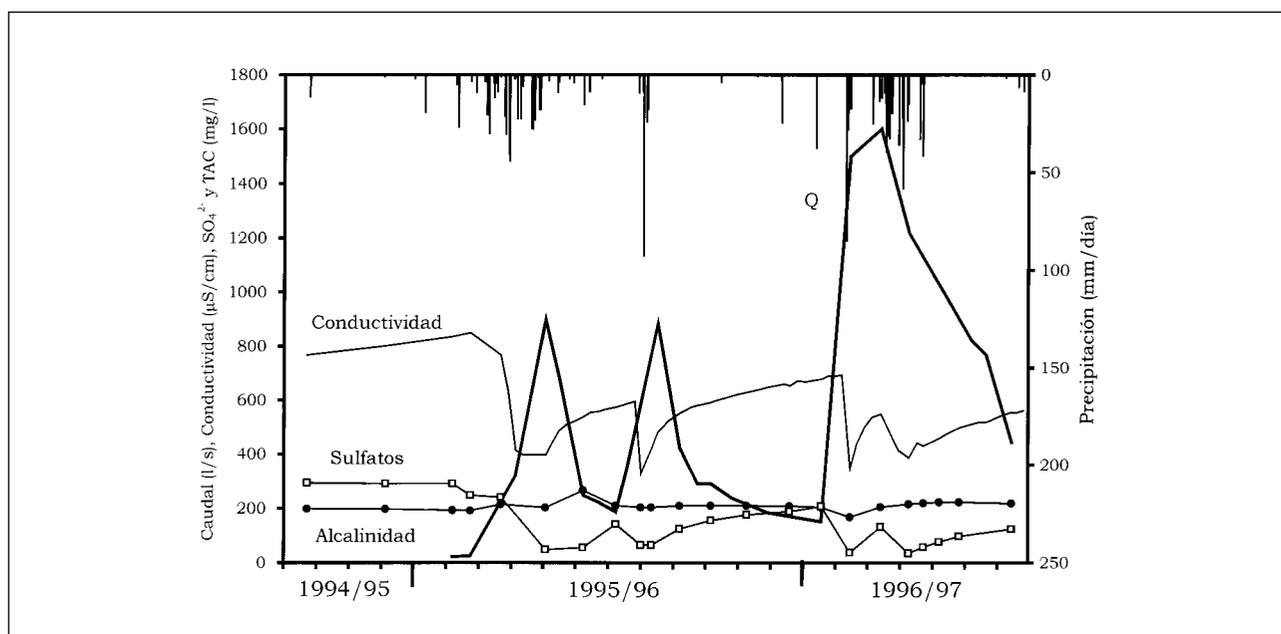


Fig.3.- Hidrograma del manantial de Maro y evolución temporal de algunos parámetros hidroquímicos

En un periodo más amplio, 1992-1996, se ha medido el caudal de goteo en el Rincón del Órgano, situado en la zona visitable de la cueva, este goteo ha variado entre 0 y 308 cm³/día, con un valor medio de 50 cm³/día. (Carrasco *et al.*, 1996). El hidrograma del punto de goteo presenta caudales bajos en invierno y primavera y valores más altos en verano (Fig. 4). La tendencia se interrumpe en los meses de Enero y Febrero de 1996, cuando se registra una crecida como consecuencia de las abundantes lluvias ocurridas a finales de 1995.

A la vista de la evolución antes descrita puede indicarse que existe una circulación lenta del agua de lluvia a través de los mármoles que hay encima de la cueva, produciéndose un desfase estacional desde la entrada de la precipitación hasta su salida por los puntos de goteo. Es decir, se trata de un sistema muy inercial, que tarda mucho en responder ante la lluvia y, por tanto, presenta un gran poder modulador de la señal de entrada (precipitación). No obstante, cuando tienen lugar lluvias abundantes se produce un aumento rápido de caudal.

Hidrogeoquímica de las aguas de infiltración

Las aguas de infiltración son de facies bicarbonatada magnésico-cálcica (Fig. 5), debido a la naturaleza dolomítica de los mármoles por los que circulan, con una conductividad media variable entre 392 y 547 µS/cm, según los puntos (Andreo y Carrasco, 1993b; Carrasco y Andreo, 1993). La temperatura media de estas aguas es más baja en la zona visitable (18,6 - 18,9 °C) que en la no visitable (entre 19,2 y 20 °C), debido probablemente a la proximidad de la primera a las entradas naturales de la cueva.

Hay otro tipo minoritario de aguas drenadas por los puntos de goteo de la parte más externa de la cavidad (entrada primitiva), que tienen una facies mixta entre bicarbonatada y sulfatada cálcico-magnésica (Fig. 5) y una mayor conductividad media (1148 µS/cm). Ello se debe a que son aguas procedentes del sondeo de la cueva, utilizadas para regar el jardín y posteriormente gotean en el interior de la cavidad.

Parámetros del sistema calco-carbónico

Dentro de la cueva, la presión parcial del CO₂ (pCO₂) es mayor en las aguas de las Galerías Turísticas (entre 0,13 y 0,22 % de media), que en las de las Galerías Altas donde raramente pasa el 0,1 %, por tanto, más próxima a la atmosférica (0,03-0,04 %). Esto puede deberse a la influencia de los visitantes en las primeras, sobre todo en la época estival (Andreo y Carrasco, 1993b).

La pCO₂ de las aguas del punto de goteo denominado "entrada primitiva" es más elevada (0,43 %) porque están en relación con el jardín, provisto de un horizonte edáfico y ocupado por un gran número de plantas.

Por lo que respecta a la zona saturada del acuífero, la pCO₂ del manantial de Maro tiene un valor medio de 0,29 %, con escasas variaciones estacionales significativas.

Prácticamente todas las muestras de agua tomadas en el interior de la cueva tienen un índice de saturación en calcita (dpH) superior a 0,5, es decir, están sobresaturadas en calcita, y además son incrustantes. Se trata, por tanto, de aguas características de una infiltración lenta,

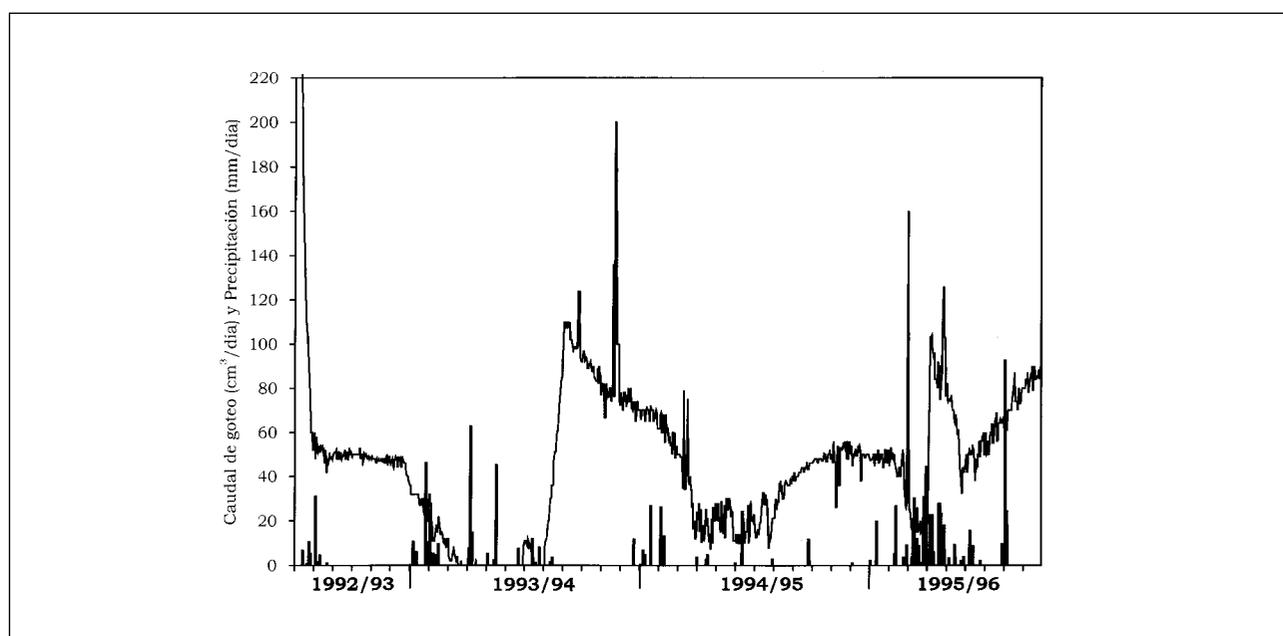


Fig.4.- Evolución temporal de los caudales de goteo en el Rincón del Órgano, zona visitable de la cueva de Nerja.

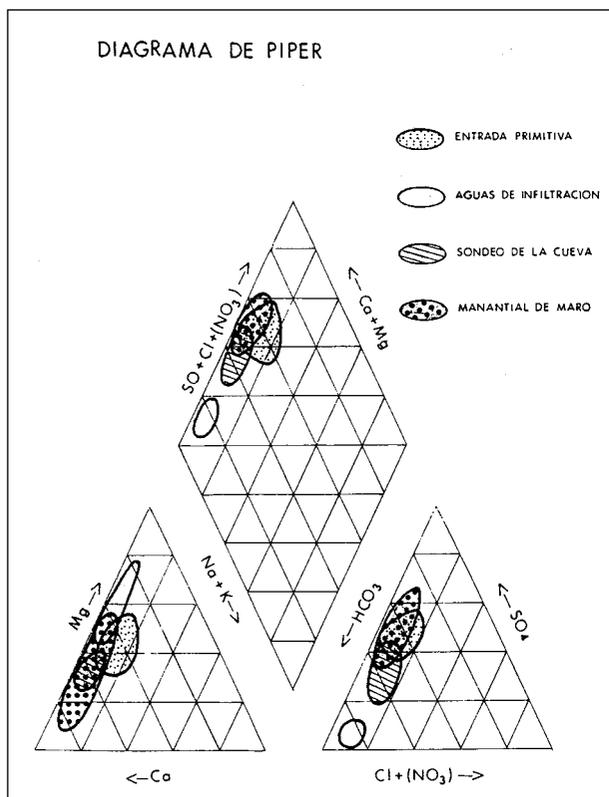


Fig.5.- Representación gráfica de las aguas muestreadas pertenecientes al sector meridional de Sierra Almirajara

sometidas a un flujo difásico (con intercambios agua-aire en las fisuras de la roca) que controla las variaciones en los componentes del sistema calcocarbónico. Por este motivo la poca actividad kárstica que hay en la cueva, en relación con las aguas de infiltración, queda limitada a la escasa y lenta formación de espeleotemas por precipitación de carbonato cálcico (Andreo y Carrasco, 1993b).

Las aguas drenadas por el manantial de Maro, que constituyen la salida natural del acuífero, presentan un dpH medio de 0,12, con valores más bajos en los periodos de mayor caudal.

CONCLUSIONES

La cueva de Nerja se ha excavado sobre los mármoles blancos dolomíticos que constituyen la base de la formación carbonatada alpujárride en la Sierra Almirajara. En el entorno de la cueva de Nerja la estructura geológica es tabular, ligeramente buzante al sur, y está afectada por fallas de desgarre y/o normales de dirección NO-SE, cuya actividad ha perdurado, como mínimo, hasta el Pleistoceno medio-superior.

La génesis de la cueva de Nerja se remonta, como mínimo, al Pleistoceno inferior, al haberse datado en su interior espeleotemas de más de 800.000 años de antigüedad; es posible que se remonte al Plioceno superior, e

incluso a momentos anteriores. Existen, al menos, seis generaciones o fases de crecimiento coincidentes con épocas de temperaturas relativamente elevadas y carácter húmedo.

Desde el punto de vista hidrogeológico la cueva se encuentra varios metros por encima del nivel piezométrico, es decir en la zona no saturada del sector meridional de Sierra Almirajara. Este acuífero se recarga fundamentalmente a partir del agua de lluvia y su principal punto de descarga natural es el manantial de Maro, con un caudal medio de 364 l/s (para el periodo 1991-97)

El estudio del hidrograma del manantial de Maro y el control sistemático de la composición química de sus aguas, ponen de manifiesto rápidas respuestas ante las precipitaciones y, por tanto, un cierto grado de karstificación funcional. Estas circunstancias no se observan en los puntos de goteo del interior de la cavidad, que presentan caudales insignificantes y, en general poco variables, al igual que ocurre con la composición química de sus aguas. Por tanto, el epikarst de la cueva es muy inercial, es decir, tarda mucho en responder a las lluvias.

En definitiva, la cueva de Nerja, es una cavidad dentro del conjunto de la zona no saturada del acuífero del sector meridional de Sierra Almirajara y la alimentación a la zona saturada se realiza desde otros lugares del acuífero. La cueva representa un punto de descarga antiguo, donde actualmente la actividad kárstica queda reducida a la lenta formación de espeleotemas porque la escasa cantidad de agua que gotea en su interior está saturada de carbonato cálcico.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Patronato de la Cueva de Nerja y constituye una contribución al Proyecto IGCP 397 de la UNESCO.

REFERENCIAS

- ANDREO, B; CARRASCO, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1993): Estudio geológico del entorno de la Cueva de Nerja. En F. CARRASCO (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3, 25-50.
- ANDREO, B. y CARRASCO, F. (1993a): Estudio hidrogeológico del entorno de la Cueva de Nerja. En F. CARRASCO (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja* 3, 163-187.
- ANDREO, B. y CARRASCO, F. (1993b): Estudio geoquímico de las aguas de infiltración de la Cueva de Nerja. En F. CARRASCO (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja* 3, 299-328.
- AVIDAD, J. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1980): *Mapa geológico a escala 1:50.000*, Hoja nº 1055 (Motril), I.G.M.E., Memoria explicativa, 36 p.
- BAKALOWICZ, M. (1979): *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse Doctorale Université Paris VI. 269 p.

- CARRASCO, F. y ANDREO, B. (1993): Características geoquímicas de las aguas de infiltración de la Cueva de Nerja (Málaga). *Geogaceta* 14, 9-12.
- CARRASCO, F.; ANDREO, B.; BENAVENTE, J. y VADILLO, I. (1995): Chemistry of the water in the Nerja Cave System (Andalusia, Spain). *Cave and Karst Science*, 21, 27-32.
- CARRASCO, F.; ANDREO, B.; LIÑÁN, C. y VADILLO, I. (1996): Consideraciones sobre el funcionamiento hidrogeológico del entorno de la Cueva de Nerja (provincia de Málaga). *Recursos hídricos de regiones kársticas*, 249-263.
- DURÁN, J.J. (1996): Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: Contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo Occidental. Tesis doctoral. Univ. Complutense. 409 p.
- DURÁN, J.J.; GRÜN, R. y FORD, D. (1993): Dataciones geocronológicas (métodos ESR y series de uranio) en la Cueva de Nerja. Implicaciones evolutivas, paleoclimáticas y neotectónicas. En F. CARRASCO (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3, 233-248.
- ELORZA, J.J. y GARCÍA-DUEÑAS, V. (1980): *Mapa geológico a escala 1:50.000*, Hoja nº1054 (Vélez-Málaga), I.G.M.E. Memoria explicativa, 59 p.
- FERNÁNDEZ DEL RÍO, G.; CASTILLO, E.; DELGADO-PASTOR, J. y VILLALOBOS-MEJÍA, M. (1992): Evaluación de recursos hídricos de las Sierras Tejeda y Almijara (Málaga-Granada). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, 15, 241-256.
- FOURNIGUET, J. (1975): *Néotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de la Sierra Nevada. Andalousie (Espagne)*. Thèse 3^{er} cycle. Université d'Orleans, 234 p.
- GUERRA, A. y SERRANO, F. (1993): Análisis estratigráfico de los materiales neógeno-cuaternarios de la región de Nerja. En F. CARRASCO (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3, 55-90.
- IGME (1983): *Sistema Acuífero nº 41, calizas y dolomías triásicas de la Sierra Almijara-Sierra de Lújar*: Informe técnico nº 10.
- JORDÁ-PARDO, J.F.; AURA-TORTOSA, J.E. y JORDA-CERDÁ, F. (1990): El límite Pleistoceno-Holoceno en el yacimiento de la Cueva de Nerja (Málaga). *Geogaceta*, 8, 102-104.
- LHÉNAFF, R. (1981): *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro-occidentales (Espagne)*, Thèse de 3^{er} cycle, Université de Lille, 713 p.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): *Evolución Geológica Alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Sector Occidental)*. Tesis doctoral. Univ. Granada, 1.368 p.
- OLLERO ROBLES, E.; GARCÍA-GARCÍA, J.L. y ALCAIN MARTÍNEZ, G. (1988): Características hidrogeológicas del acuífero carbonatado costero de Las Alberquillas. *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros (TIAC'88)*, 3, 439-453.
- ROMERO, P.; BORREGO, J.J.; DE VICENTE, A.; MORÍNIGO, A.; MARTÍNEZ-MANZANARES, E.; ARRABAL, F.; FLORIDO, J.A.; AVILES, M.; CORNAX, R.; CODINA, J.C. y ARCOS, M.L. (1991): Estudio microbiológico y químico de las aguas de la Cueva de Nerja. En F. MARÍN y F. CARRASCO (Eds.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 2, 45-109.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1986): Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almijara (Zone Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Estudios Geológicos*, 42, 281-289.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1989). Estructura de las Sierras Tejeda y Cómputa (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2, 77-84.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990a): Estructura y estratigrafía de la Sierra de los Guájares y sectores próximos (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, 46, 123-134.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1990b): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1993): La fracturación en el entorno de la Cueva de Nerja. En F. CARRASCO (Ed.). *Trabajos sobre la Cueva de Nerja*, 3, 95-114.
- SCHOELLER, H. (1962): *Les eaux souterraines*. Masson, 642 p.
- SGOP (1988): *Estudio 07/88 de síntesis de las unidades hidrogeológicas del territorio peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características*. Servicio Geológico de Obras Públicas.
- SGOP (1991): *Estudio hidrogeológico de las Sierras Tejeda, Almijara y Guájares (Málaga y Granada)*. Servicio Geológico de Obras Públicas.
- SHACKLETON, N.J. y OPDYKE, N.D. (1973): Oxygen isotope and paleoclimatic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.

La Gruta de las Maravillas (Aracena, Huelva)

Joaquín del Val ⁽¹⁾, Juan José Durán ⁽²⁾ y Federico Ramírez ⁽³⁾

RESUMEN

Se comentan brevemente las características de esta espectacular cavidad, desarrollada en mármoles de edad precámbrica. Se discute el origen del color azul de los aragonitos existentes. El contenido en Cu (183 ppm) parece ser el motivo principal de la coloración de los espeleotemas azules. Los análisis ponen de manifiesto que las aguas de la cueva tienen una alta mineralización, siendo especialmente ricas en sulfatos.

Palabras clave: Karst, Rocas precámbricas, Espeleotemas coloreados, Gruta de las Maravillas, Aracena, Huelva.

ABSTRACT

The characteristics of this spectacular cave developed in precambrian marbles are briefly commented. The origin of the blue colour of the existing aragonites are also discussed. The content of Cu (183 ppm) seems to be main reason for the colour of the blue speleothems. The analyses show highly mineralized waters in the cave, being specially rich in sulphates.

Key words: Karst, Precambrian rocks, Coloured speleothemes, Gruta de las Maravillas, Aracena, Huelva.

INTRODUCCIÓN

La Gruta de las Maravillas se encuentra bajo el casco urbano de la localidad de Aracena, en la sierra del mismo nombre, al norte de la provincia de Huelva. Geológicamente se encuadra en la zona de Ossa-Morena, incluida en el Macizo Ibérico o Hespérico (Fig. 1).

Las rocas carbonatadas que aparecen en el Macizo Hespérico, exceptuando en la Zona Cantábrica, se presentan en escasa extensión y con poca potencia, en comparación con otros grandes dominios geológicos peninsulares. Suelen aflorar en bandas estrechas, deformadas y rotas (por tanto, sin gran continuidad de afloramiento), y generalmente limitadas a muro y techo por series impermeables. Normalmente se trata de calizas y dolomías muy recristalizadas o mármoles. Los sistemas kársticos que aparecen son, a menudo, pequeños y aislados y con ausencia de morfologías exokársticas. Suelen ser, en sentido hidrogeológico, poco activos, inactivos o fósiles. Sin embargo, aparecen algunas manifestaciones espeleológicas de extraordinario interés: Rey Cintolo (Lugo), Cueva del Águila (Ávila), Cueva de Castañar de Ibor y de Maltravieso (Cáceres), así como la propia Gruta de las Maravillas (del Val y Hernández, 1989).

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

La Sierra de Aracena se encuentra en el dominio meridional de Sierra Morena Occidental (Bard, 1969). En ella aparecen materiales precámbricos, paleozoicos y granitos hercínicos, además de pequeños depósitos cuaternarios ligados fundamentalmente a la red fluvial actual.

La región presenta una orografía abrupta, con alineaciones montañosas asociadas a ciertas litologías (rocas carbonatadas y vulcanitas ácidas). La red hidrográfica se estructura en tres cuencas diferentes (Odiel, Guadalquivir y Guadiana), presentando gran desarrollo y fenómenos de intensa disección.

Las rocas carbonatadas que ocupan mayor extensión son dolomías y calizas marmorizadas, de edad Cámbrico Inferior (Apalategui *et al.*, 1984), con potencias entre 250 y 400 m. Presentan karstificación funcional y han dado origen, en sus surgencias, a travertinos de hasta decenas de metros de espesor. Estos han quedado actualmente colgados con respecto al nivel de disección fluvial actual y son testigos de un sistema hidrogeológico más importante que el actual (Díaz del Olmo y Alvarez, 1987). Los más conocidos son los travertinos de la Peña de Arias Montano, en la localidad de Alájar, donde se han explorado más de cuarenta fenómenos cavernosos y se han encontrado restos arqueológicos y antropológicos de gran interés.

La Gruta de las Maravillas se desarrolla en márm-

⁽¹⁾ Investigaciones Geológicas y Mineras. S.A. (INGEMISA). Sevilla

⁽²⁾ Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGE). Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid.

⁽³⁾ GES de la Sociedad Excursionista de Málaga. República Argentina, 9. 29016-Málaga.

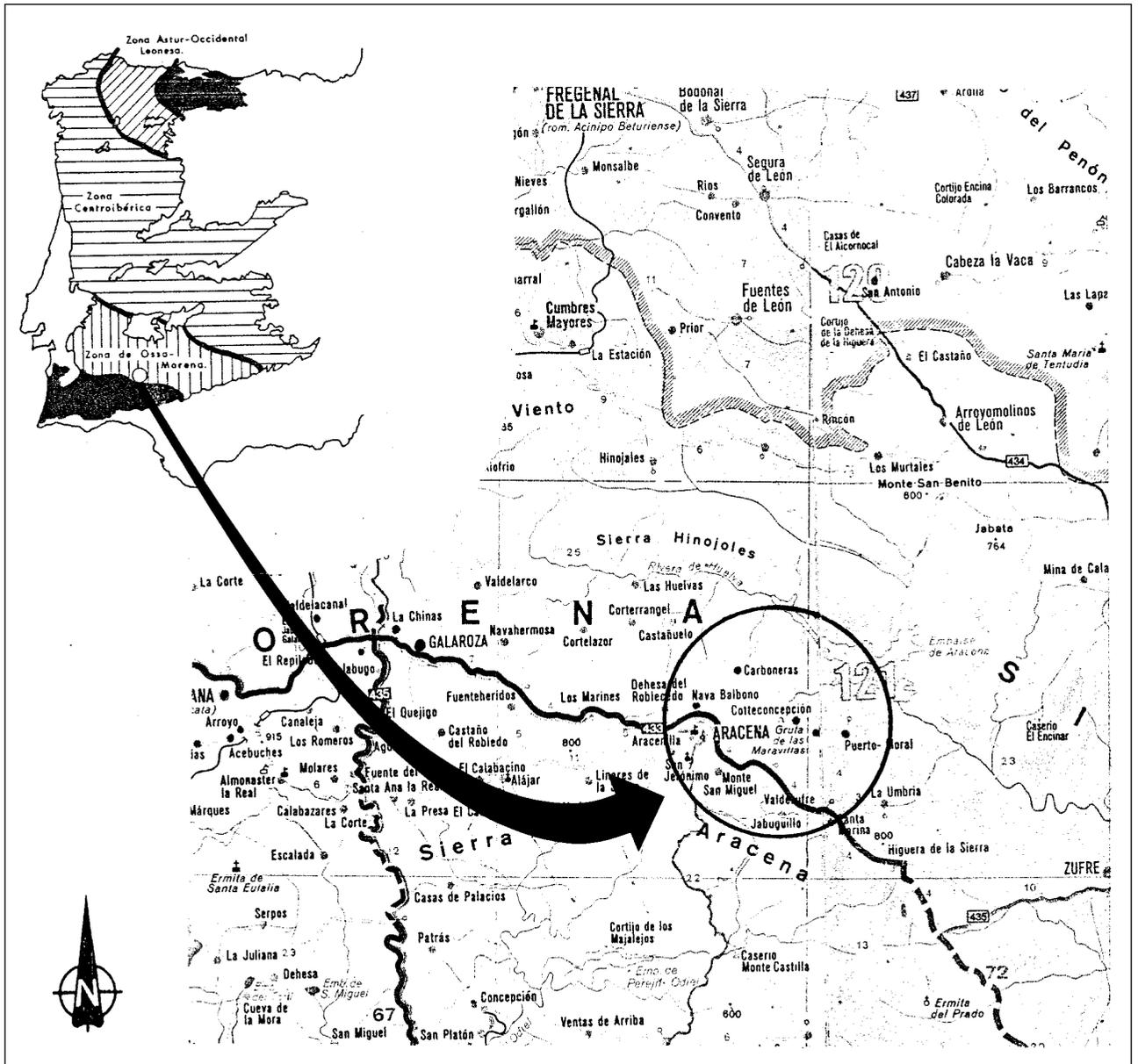


Fig. 1. Situación de la Gruta de las Maravillas, en la localidad de Aracena.

les de edad Precámbrica, con disposición homoclinal en torno a N120°E y buzamiento de 40°N, con un espesor máximo de cerca de 200 m (Apalategui *et al.*, 1984). Este lentejón carbonatado, se presenta como una pequeña banda de unos 700 m de largo y 150 de ancho, y conforma el cerro donde se desarrolla la cavidad. Aparece intercalado entre un conjunto de gneises feldespáticos y en contacto con granitos. Hacia el NO, este queda interrumpido por una fractura que pone a los mármoles en contacto con metavulcanitas. Al Este, esta banda vuelve a aflorar con tamaño y características geométricas similares. En el cerro del Castillo, donde se desarrolla la cueva, no aparece ninguna morfología exokárstica relevante.

LA CAVIDAD

Al contrario de lo que ocurre con otras cavidades turísticas de indiscutible interés existentes en nuestro país, son prácticamente ausentes los trabajos realizados en esta cueva, tanto científicos como de divulgación. El Grupo de Exploraciones Subterráneas de la Sociedad Excursionista de Málaga levantó la topografía de la Gruta en 1988 y en un trabajo sobre el karst en el conjunto del Macizo Hespérico (del Val y Hernández, 1989) se hace referencia explícita a ella.

Estos últimos autores presentan un diagrama de

segmentos rectilíneos de la cavidad, de donde se deduce su estrecha relación con la dirección de la estratificación. Ampliando éste con la representación de fracturas y diaclasas medidas en el interior de la cueva (Fig. 2) se deduce el fuerte condicionante de la estratificación en la dirección del cavernamiento, aspecto que ha sido comprobado en otras cavidades existentes en el Macizo Hespérico.

Discusión sobre el origen del color azul de los aragonitos de la cavidad

La Gruta de las Maravillas es muy rica en espeleotemas de diversos tipos y orígenes. Destacan las relaciones con aguas termales (geysermitas), y las excéntricas de aragonito de color azul.

El origen del color azul de los aragonitos y, en general de las distintas coloraciones de los espeleotemas, han sido motivo de interés en éstas y otras muchas cuevas del mundo. Tal y como analizan y discuten la cuestión Hill y Forti (1986), el motivo del color de los espeleotemas es mucho más complejo de lo que se pensaba, ya que hay un gran número de factores que pueden condicionar la coloración: cristalinidad, compuestos orgánicos complejos, contaminantes superficiales, cantidades

de iones metálicos traza, así como sus estados de oxidación, etc. Es, además, de enorme dificultad distinguir entre el color originado bien por iones metálicos que se encuentran en solución sólida en la retícula cristalina de los minerales, bien por concentración de metales en los límites de los granos minerales, o bien por la aparición de determinados tintes orgánicos.

Las excéntricas de aragonito azul de la Gruta de las Maravillas (compuesto, según análisis de difracción de rayos X, por aragonito como mineral principal y calcita como accesorio) presentan las siguientes cantidades, en ppm, de los elementos que se citan: Zn: 1630; Ba: 100; P: 291; Ag: 1,5; Cu: 183; Pb: 50; Cr: 3; Ni: 87; As: 2000; Co: 8; Mo: 800; Sr: 270. Este análisis ha sido realizado por Plasma DCP y fluorescencia de rayos X.

Aún tomando, por lo dicho anteriormente, estos resultados con la debida precaución, parece deberse al contenido de cobre el color azul de estos espeleotemas, como distintos autores corroboran. Así, por ejemplo se ha encontrado para helictitas azules de una cueva francesa (Cabrol, 1978) que este color estaba causado por el cobre, determinando un umbral mínimo de este metal para dar la coloración azul entre 50 y 100 ppm, sensiblemente inferior al resultado obtenido por nosotros. En este

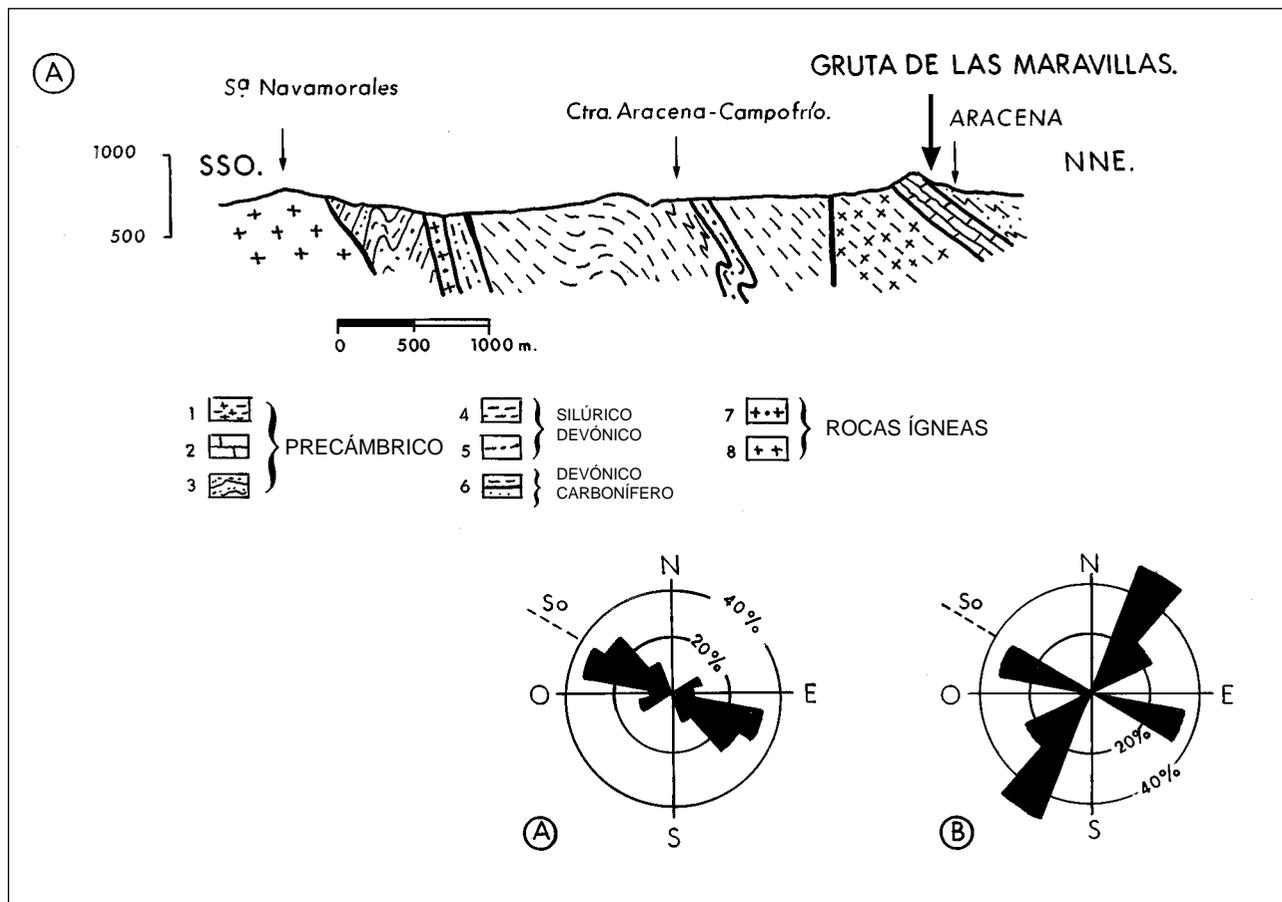


Fig. 2. Corte geológico y diagramas de orientación con intervalos angulares de 20° de: A: Segmentos rectilíneos de la cavidad. B: Fracturas y diaclasas medidas en el interior de la cueva. En ambos diagramas, S₀ es la dirección de la estratificación.

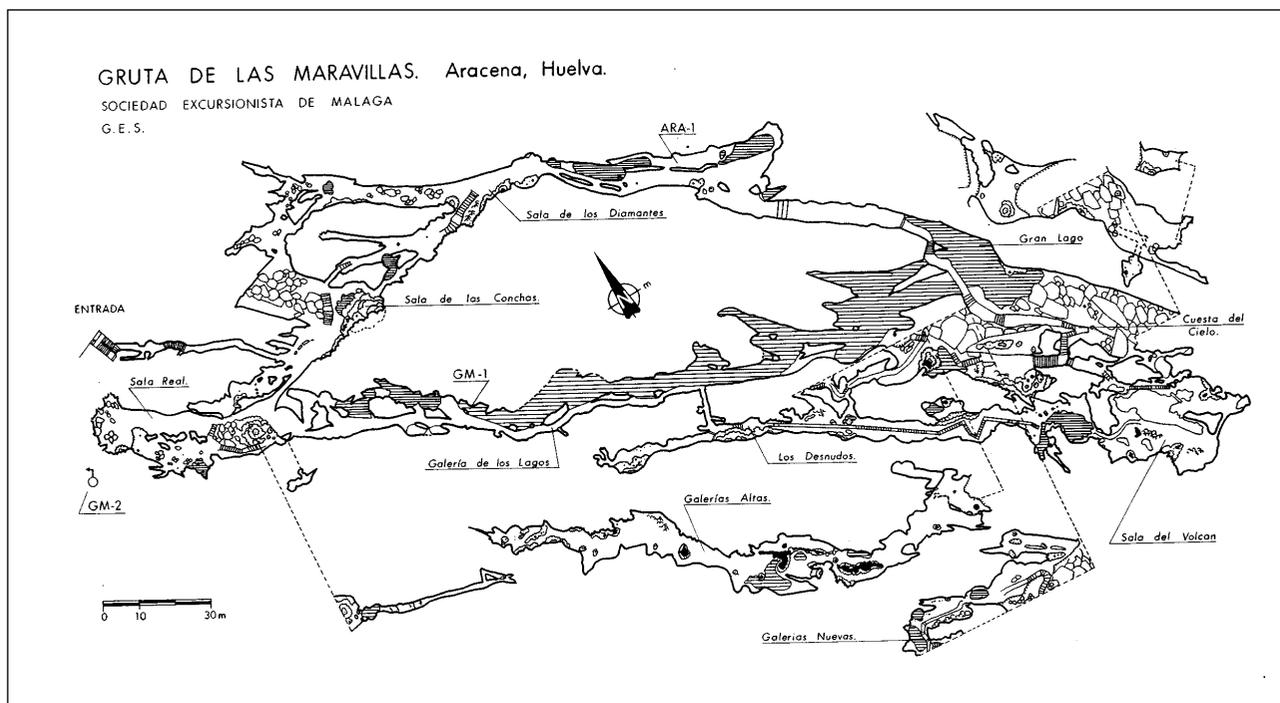


Fig. 3. Topografía de la cueva, con la situación de las muestras de agua (GM-1 y GM-2) y la muestra analizada de aragonito azul (ARA-1).

mismo sentido Eraso (1977) ha referido que pequeñas cantidades de cobre (200 ppm) son suficientes para dar tonos azules y verdes al aragonito, valor muy similar al obtenido para la Gruta de las Maravillas. Aunque parece apuntarse esta cantidad de Cu (183 ppm) como el motivo principal del color azul, no conviene olvidar otros trabajos, como el realizado en una cueva de Cerdeña, en el que se demuestra que el cobre no es la causa de la coloración azul de los aragonitos. (Cervellati *et al.*,1971). Sin embargo, también hay que considerar que ciertos cationes metálicos, entre los que figura el cobre, pueden reemplazar al calcio y actuar como agentes colorantes (White, 1981). Quizá los elevados valores de Zn también contribuyan a la coloración.

Es destacable la aparición también de estalagmitas azules en la Gruta, además de las excéntricas cenitales y parietales.

Otras características de la cueva

La cavidad, situada en el casco urbano de Aracena y acondicionada para el turismo, tiene un desarrollo longitudinal superior a los 1.200 m. De forma general se pueden distinguir, al menos, dos niveles: las galerías altas y las de los lagos. Presenta grandes dimensiones en sus secciones, con alturas que superan los 30 m. Además aparecen numerosos lagos, que sufren variaciones estacionales de nivel.

Se han analizado dos muestras de agua, una en el

interior y otra en el exterior de la cavidad, (ver Fig. 3), recogidas en enero de 1988, con los siguientes resultados:

	GM-1	GM-2
Conductividad a 25°C	518 Micromohs/cm	270 Micromohs/cm
pH	7,1	7,1
Sodio	15 mg/l	35 mg/l
Potasio	3 mg/l	5 mg/l
Amonio	0,11 mg/l	0,09 mg/l
Magnesio	10 mg/l	15 mg/l
Calcio	87 mg/l	114 mg/l
Cloruros	26 mg/l	55 mg/l
Sulfatos	40 mg/l	45 mg/l
Bicarbonatos	236 mg/l	282 mg/l
Carbonatos	0,0 mg/l	0,0 mg/l
Nitratos	46 mg/l	90 mg/l
Nitritos	0,0 mg/l	0,0 mg/l
Fosfatos	0,6 mg/l	0,10 mg/l
Sílice	27,4 mg/l	44,8 mg/l
Sólidos disueltos	491,1 mg/l	686 mg/l

Los análisis muestran unas aguas relativamente mineralizadas, destacando una alta concentración de sulfatos. El aumento en la concentración de sólidos disueltos en la muestra GM-2 (situada a la salida de la cavidad) parece indicar un enriquecimiento en ellos debido a una disminución en la velocidad del agua, lo que supone un incremento del tiempo de contacto del agua con la roca.

Por último, cabe citar que numerosas diaclasas se presentan rellenas de limonita y ésta aparece también diseminada en pequeños niveles a favor de la estratificación. Posiblemente, estos óxidos de hierro tengan su origen en la presencia de sulfuros de hierro y cobre, lo que

explicaría al tiempo la presencia de sulfatos en el agua y de cobre en los espeleotemas. Conviene destacar que las excéntricas de aragonito azul se desarrollan cerca de las diaclasas con limonita.

AGRADECIMIENTOS

Los análisis por difracción de rayos X, Plasma DCP y fluorescencia de rayos X, así como los análisis de las muestras de agua, han sido realizados en los laboratorios del ITGE.

REFERENCIAS

APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO, M. y ROLDÁN, D.J. (1984): *Mapa geológico y memoria explicativa de la Hoja 681 (14-27), Aracena*. IGME, Madrid.

BARD, J.P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentales (Espagne)*. Tesis Faculté Sciences Montpellier. 397 p.

CABROL, P. (1978): Contribution à l'étude du concrétionnement carbonaté des grottes du sud de la France, morphologie, génèse, diagenèse. *Mémoires Recherches Géologiques Hydrogéologiques*, 12. Université Montpellier. 275 p.

CERVELLATI, R.; FORTI, P. AND ZAVATTI, R. (1971): L'aragonite azzurra sarda. *Speleol. Emiliana*, 2, 3, 17, 43-60.

DÍAZ del OLMO, F. y ÁLVAREZ, G. (1987): La Peña de Arias Montano: tuf holoceno en Sierra Morena (Alájar, Huelva). *II Jornadas Patronato S? de Huelva*, 93-104. Huelva: Diputación Provincial.

ERASO, A. (1977): Ionic migrations in a karstic environment. *Proceedings VII International Congress of Speleology*, 170-175. Sheffield.

HILL, C.A. y FORTI, P. (1977): Gave minerals of the world. *National Speleological Society*. Humtsville. 238 p.

WHITE, W.B. (1981): Reflectance spectra and color in speleothems. *Natl. Speleol. Sre. Bulletin*, 43, 20-26.

VAL, J. del y HERNÁNDEZ, M. (1989): El karst en el Macizo Hespérico. En J.J. DURÁN y J. LÓPEZ-MARTÍNEZ (Eds.). *El Karst en España*, 217-229. Monografías 4, Sociedad Española de Geomorfología, Madrid.

El sistema kárstico en yesos de la cueva del agua (Sorbas, Almería)

José María Calaforra ⁽¹⁾ y Francisco Sánchez-Martos ⁽¹⁾

RESUMEN

El sistema de la Cueva del Agua, con más de 6.700 m de desarrollo, constituye el ejemplo más extraordinario de karstificación en yesos de la Península Ibérica. Se desarrolla en una gran dolina de 1,5 km², con numerosos puntos de entrada. El sistema está controlado netamente por la fracturación con dirección predominante N150°-160°E, retocada por fracturas N40°-50°E. En su interior, se reconocen distintas etapas y sectores con evolución geomorfológica diferenciada, que depende esencialmente de la presencia de intervalos margosos interestratificados en la serie yesífera.

Palabras clave: Yesos, Cavidades, Espeleología, Geomorfología

ABSTRACT

The Agua Cave karst system, which is about 6.7 km long, is the most important gypsum cave in Spain. It is in relation with a doline of about 1.5 km² with one hundred sink-holes of access inside. The system is controlled by fractures N150°-160°E and N40°-50°E. We have recognized a differential geomorphological evolution in accordance with the presence of interbedded marginal levels in the gypsum series that control the geomorphological features of this cave.

Key words: Gypsum, Caves, Caving, Geomorphology.

INTRODUCCIÓN

El Sistema de la Cueva del Agua se encuentra enclavado en la zona norte del afloramiento yesífero de Sorbas, en el sureste de la provincia del Almería (Fig. 1). Con sus más de 6,7 km de recorrido, se sitúa como el mayor complejo kárstico en yesos de España. La cavidad se desarrolla en yesos miocenos, que alcanzan una potencia máxima de 120 m, siendo su principal característica la presencia de intervalos margosos interestratificados que afectan decisivamente a la morfología de las cavidades allí desarrolladas (Calaforra, 1986; Pulido y Calaforra, 1996; García Sánchez *et al.*, 1987; Sánchez Martos, 1990).

El descubrimiento de la cavidad data de 1973, explorándola inicialmente el SECAM, de Almería. Sin embargo no es hasta 1977-78 cuando se realiza la primera topografía (aproximadamente 1.700 m de desarrollo) por el SIS de Terrassa (Noguera *et al.* 1978). En 1985 el Espeleo-Club Almería reinicia los trabajos en la cavidad con una nueva topografía, que arrojó una cifra de 2.500 m. Posteriormente (1988-actualidad), se conecta la red activa con las redes adyacentes (tramo S0-21, S0-28, Sistema V3-V4, Sistema Abejas). Un reflejo del aumento en el conocimiento de la red subterránea aparece reflejado en el número de puntos de acceso. Así mientras que hasta 1984 sólo se conocían 3 accesos, en la actualidad se

tienen catalogadas 22 entradas al sistema (Ayuso *et al.*, 1990).

RED SUBTERRÁNEA

El Sistema Cueva del Agua corresponde con la red de galerías subterráneas que se desarrollan en una gran depresión endorreica de 1.5 km² de extensión. La característica más sorprendente de ésta depresión la constituye el gran número de pequeñas dolinas que presenta en su interior; más de 100 han sido catalogadas, lo que supone una densidad muy apreciable.

La red subterránea presenta un complejo entramado de galerías subhorizontales a las que se accede mediante pozos verticales, con profundidades inferiores a 20 m. El manantial que drena el sistema tiene un caudal que oscila desde menos de 1 l/s hasta 1 m³/s, pero con una inercia notable en el descenso de caudales. En épocas de crecida, el drenaje se produce por dos puntos: el manantial de las Viñicas y la surgencia S0-21, ésta última actuando como *trop-plein*. Estos dos puntos son los accesos horizontales al sistema.

La traza de la cavidad se dirige desde el punto de drenaje del sistema (manantial de las Viñicas) en dirección NO, hasta acercarse al Sistema de las Abejas, del que sólo le separa un sifón. Con los datos topográficos que se poseen actualmente, la cavidad se ve desplazada del eje central de la depresión, donde la densidad de dolinas es mayor, hacia el borde este, hasta conectar con el

⁽¹⁾ Departamento de Hidrogeología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Almería Espeleo-Club Almería. La Cañada, 04120 - Almería.

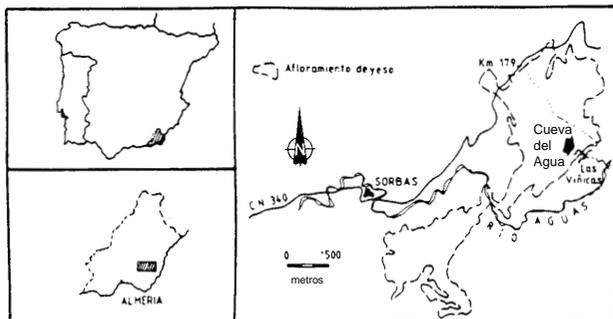


Fig. 1. Localización geográfica del karst en yesos de Sorbas y de la Cueva del Agua.

Sistema de las Abejas (Fig. 2). Es en este sector donde aparecen la mayoría de las entradas verticales al sistema, debido a que las cavidades, en este sector, intersectan dos o tres niveles yesíferos.

El desarrollo de la cavidad está netamente controlado por la fracturación. En este sentido en Calaforra *et al.* (1990), se realiza un análisis de la fracturación detectada en superficie y en recorridos subterráneos, junto con medidas de longitudes rectilíneas de las galerías. Estos resultados reflejan dos máximos muy marcados; un máximo absoluto que coincide con la dirección N150°-160°E, de diferente magnitud según el área considerada (Fig. 2). Los resultados obtenidos a partir de las direcciones de galerías muestran una dispersión significativa en cuanto a los datos obtenidos, de forma que aparece un nuevo máximo representado por la dirección N40°-50°E. En este sentido, la dirección predominante a lo largo de la cavidad (N-150°-160°) sufre desplazamientos, de un modo sucesivo, en la dirección N40°-50°E. Estos desplazamientos son especialmente visibles en las galerías de los tramos más cercanos al manantial de las Viñicas. La cercanía al escarpe yesífero, controlado en este área por fracturas N40°-50°, ha debido jugar un papel importante en el trazado de la galería principal.

GEOMORFOLOGÍA

De acuerdo con el desarrollo en profundidad de la cavidad y la diferente tipología de las dolinas se pueden distinguir tres sectores: área de cabecera, área central y área de descarga (Calaforra *et al.*, 1990).

El área de cabecera es el único sector donde se atraviesan en profundidad hasta dos niveles yesíferos; y en consecuencia, dos intervalos margosos antes de acceder al último y potente nivel yesífero que alberga el gran entramado de galerías principales. La mayor parte de las galerías, se desarrollan en materiales margosos, mientras que los niveles yesíferos permanecen casi inalterados por la acción meteórica. Sus características morfológicas indican un flujo vadoso, donde los procesos erosivos son claramente dominantes, y los fenómenos de disolución muy reducidos.

Las galerías presentan unas secciones triangulares típicas, provocadas por la presencia del interestrato margoso. El estrato yesífero inferior constituye la verdadera 'barrera impermeable' sobre la que se desarrolla inicialmente la galería. En él aparece un pequeño curso meandriforme que nos conducirá a niveles inferiores por medio de un pozo. Los espeleotemas que encontramos en estas galerías son frecuentemente yesíferos, representados por estalactitas, formadas por la percolación del agua a través de pequeñas fisuras del estrato yesífero superior, muy cercano a la superficie.

El área central coincide en superficie con la zona de cotas más bajas de la depresión endorreica, donde se alcanza la densidad más alta de sumideros y dolinas. En su mayor parte son dolinas de disolución que en profundidad corresponden con pozos que nos conducen a las galerías principales del sistema tras atravesar un único estrato yesífero.

Hemos diferenciado dos tipologías distintas en cuanto a las secciones de las galerías, diferenciación que responde a la evolución de la cavidad. Donde existen dos ramas, una con flujo hídrico constante, y otra que funciona a modo de *trop-plein*.

El tramo activo, claramente controlado por fracturas y diaclasas, presenta una morfología freática relictica, retocada por una fase actual que ha reprofundizado las galerías hasta un nivel 4 ó 5 m más bajo. Las galerías muestran frecuentemente secciones circulares con un meandro encajado en su parte central que permite el acceso a las zonas actualmente inundadas de la cavidad. Los espeleotemas son escasos, y en su mayoría carbonatados, apareciendo frecuentemente corroídos por la condensación del vapor de agua.

En el tramo *trop-plein* se conserva la morfología freática retocada por episodios quimiogénicos posteriores, que dieron lugar a una gran profusión de espeleotemas. Los espeleotemas yesíferos han ido sustituyendo paulatinamente a los carbonatados que originariamente tapizaban la galería.

En el área de descarga, el retroceso del cantil ha provocado importantes procesos graviclásticos que seccionan las galerías y que quedan patentes en el impresionante caos de bloques que da acceso a su interior. La presencia de abundantes espeleotemas calcáreos junto con una ausencia total de espeleotemas yesíferos, son las características más definitorias de este tramo.

AGRADECIMIENTOS

Quisiéramos que quedará patente, en este trabajo, la gran labor previa realizada durante años por los miembros del Espeleo-Club Almería, tanto desde el punto de vista de la investigación como de la protección del karst

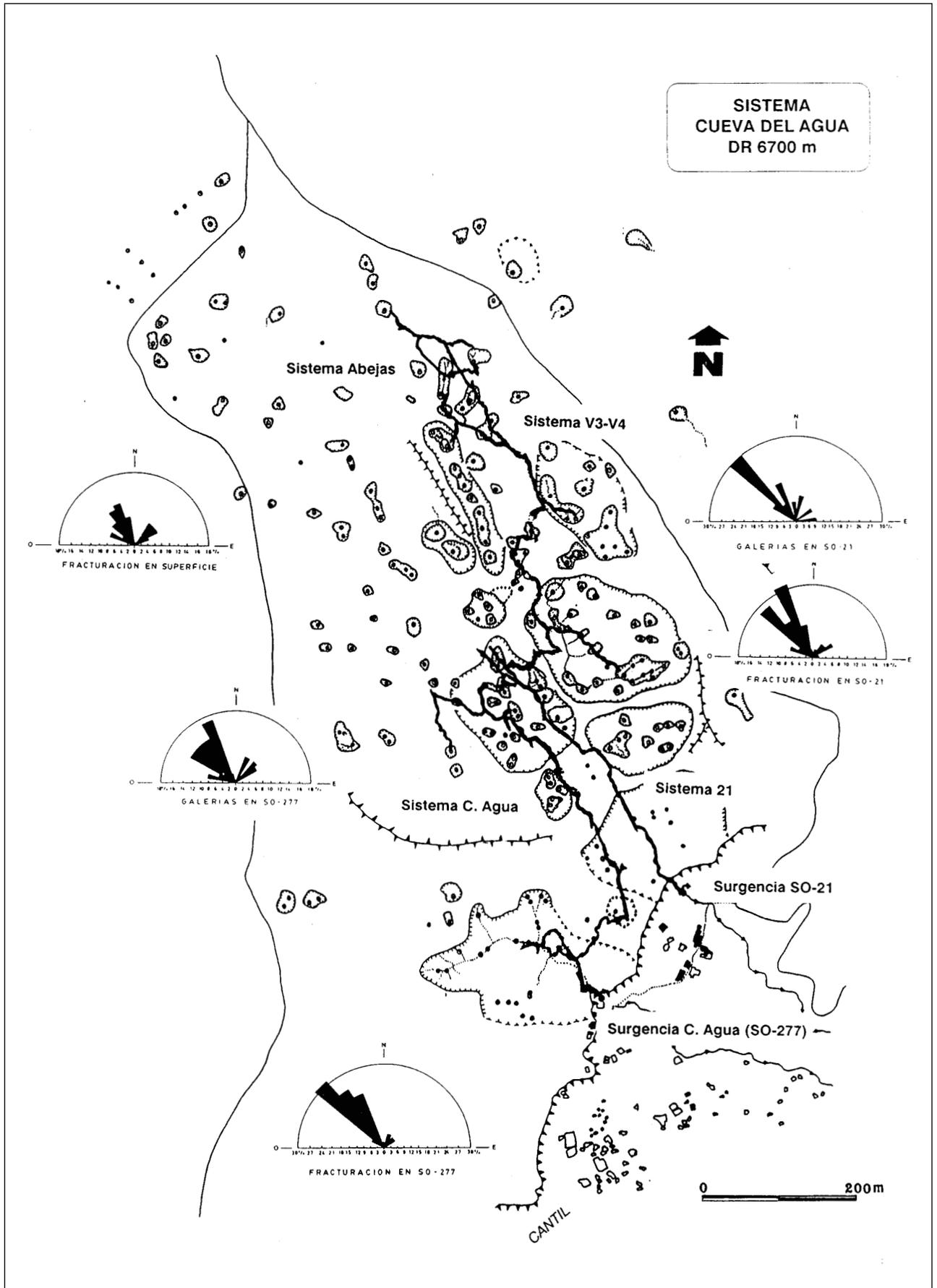


Fig. 2. Esquema geomorfológico del sector de la Cueva del Agua y trazado de la red subterránea de galerías del sistema (topografía Espeleo-Club Almería).

en yesos de Sorbas. Sin su labor hubiese sido imposible siquiera iniciar este artículo.

REFERENCIAS

AYUSO, I.; CALAFORRA, J.M.; GARCÍA SÁNCHEZ, J.; SENEN, J.; THIBAUT, A. y TORRES, A. (1990): Estado actual de las exploraciones en el karst en yesos de Sorbas (Almería). *V Congreso Nacional de Espeleología*. (en prensa).

CALAFORRA, J.M. (1986): Ideas preliminares sobre el funcionamiento hídrico del karst en yesos de Sorbas. *Lapiaz*, 15, 16-21.

CALAFORRA, J.M.; SÁNCHEZ MARTOS, F. y MONTERO, A. (1990): Geomorfología y estructura del sector de la Cueva del Agua,

karst en yesos de Sorbas (Almería). *V Congreso Nacional de Espeleología*. (en prensa).

GARCÍA SÁNCHEZ, J.; MONTERO, A.; SÁNCHEZ MARTOS, F. y TORRES, A. (1987): La Cueva del Agua, ejemplo de sistema activo en los yesos de Sorbas. *Andalucía Subterránea*, 7, 15-39.

NOGUERA, M. e INDURAIN, J. (1978): El carst en guixos de la conca de Sorbas (Almería). *Recull de Treballs Espeleològics*, SIS, 6, 37-45. Terrassa.

PULIDO, A. y CALAFORRA, J.M. (1986): Formas kársticas en los yesos de Sorbas (Almería). Estudios sobre Geomorfología del Sur de España. *Reunión COMTAG*. Universidad de Murcia.

SÁNCHEZ MARTOS, F. (1990): Yesos de Sorbas, paisajes subterráneos. *Vida Silvestre*, 68, 66-70. ICONA.