

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.

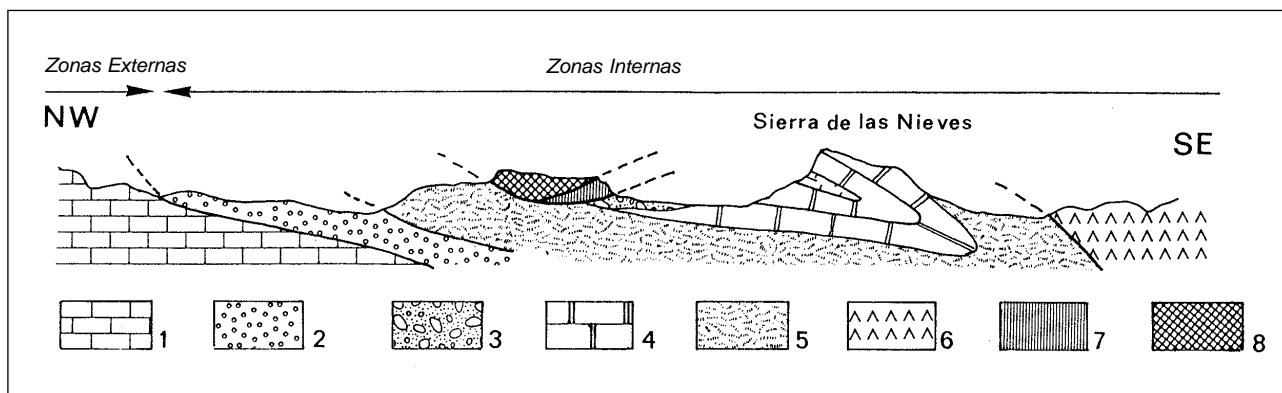


Fig. 1. Dispositivo estructural de las zonas internas y externas de la Cordillera Bética Occidental. 1: Penibético; 2: Flysch Neonumérico; 3: Brecha de la Nava; 4 y 5: Dorsal Bética; 6: Unidad Alpujárride: peridotitas; 7 y 8: Unidades Maláguides.

(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 (Bourgois, 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.

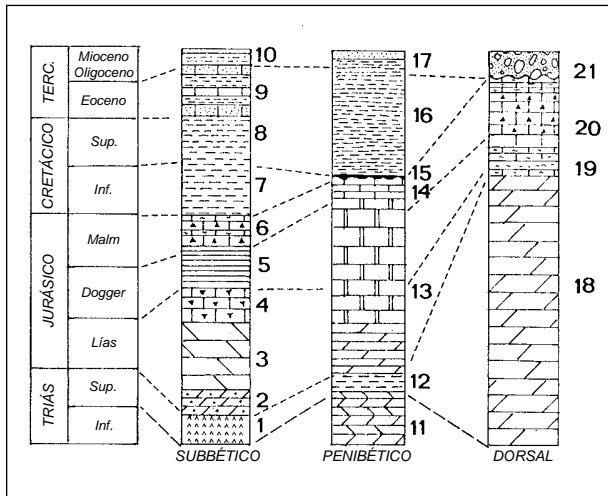


Fig. 2. Columnas litoestratigráficas sintéticas de los dominios subbético, penibético y bético. SUBBÉTICO: 1: Brechas con cemento yesífero; 2: Dolomías cristalinas; 3,4: Serie caliza (dolomítica, con glauconita, con sílex); 5 y 6: Calizas margosas, con sílex y nodulosas; 7, 8: Margocalizas; 9: Calizas 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 Lívar 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 Lívar, 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

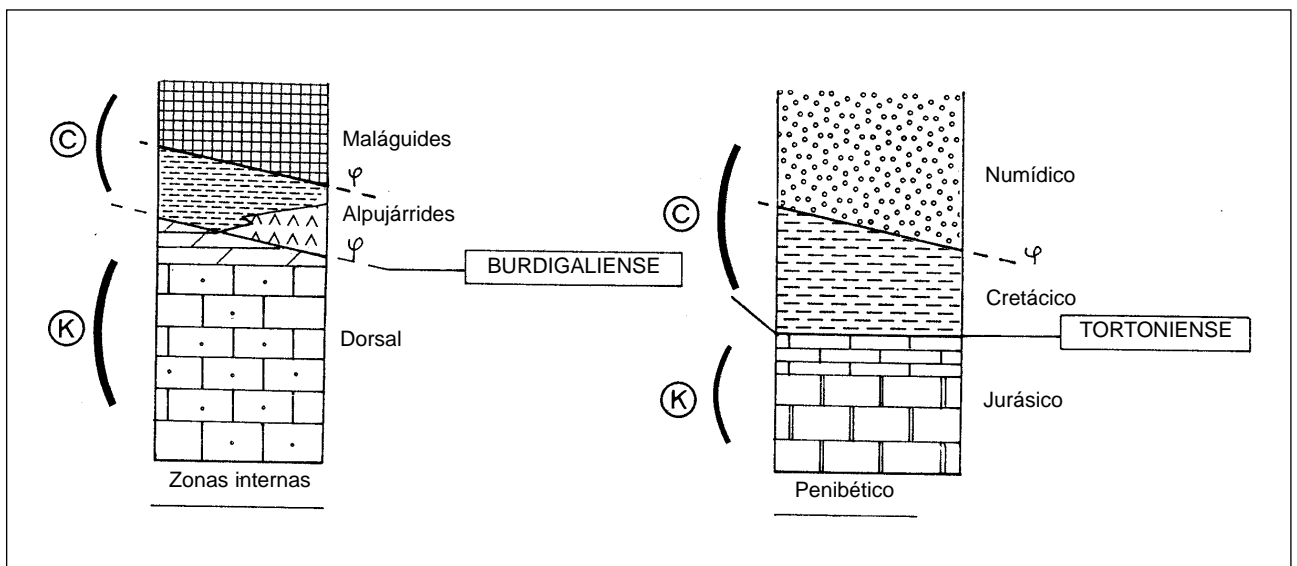


Fig. 3. Los conjuntos karstificables de las serranías de Ronda y Grazalema y su cobertera impermeable. C: Cobertera, K: conjuntos karstificables. Recuadro exterior Burdigaliense: período conteniendo los primeros testimonios del afloramiento de los conjuntos karstificables.

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 Tortoniense 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 canales 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

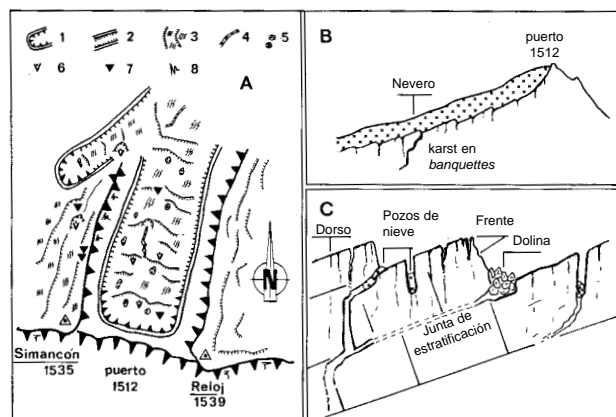


Fig. 4. Los paisajes nivo-kársticos de la Sierra del Endrinal. 1: Nicho de nivación; 2: Valle de nivación; 3: Karst con *banquettes* estructurales; 4: Entalladura nivo-fluvial; 5: Dolinas rocosas; 6: Pozos de nieve; 7: Sima; 8: Fracturas de relajación.

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 Lívar, una de cuyas surgencias (emergencia de Jimera de Lívar) 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 Lívar, 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

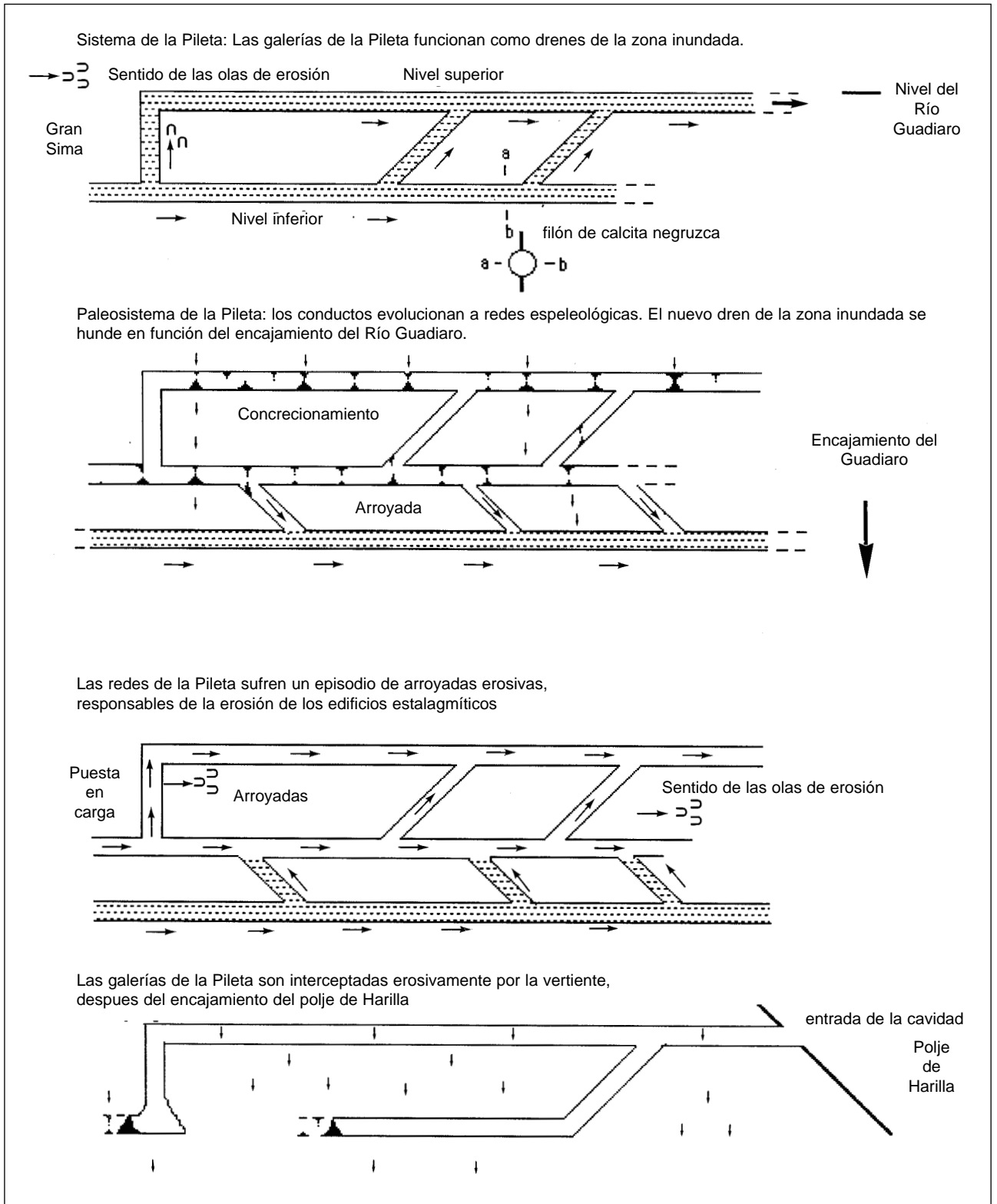


Fig. 5. Evolución esquemática de las galerías de la Cueva de la Pileta.

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-

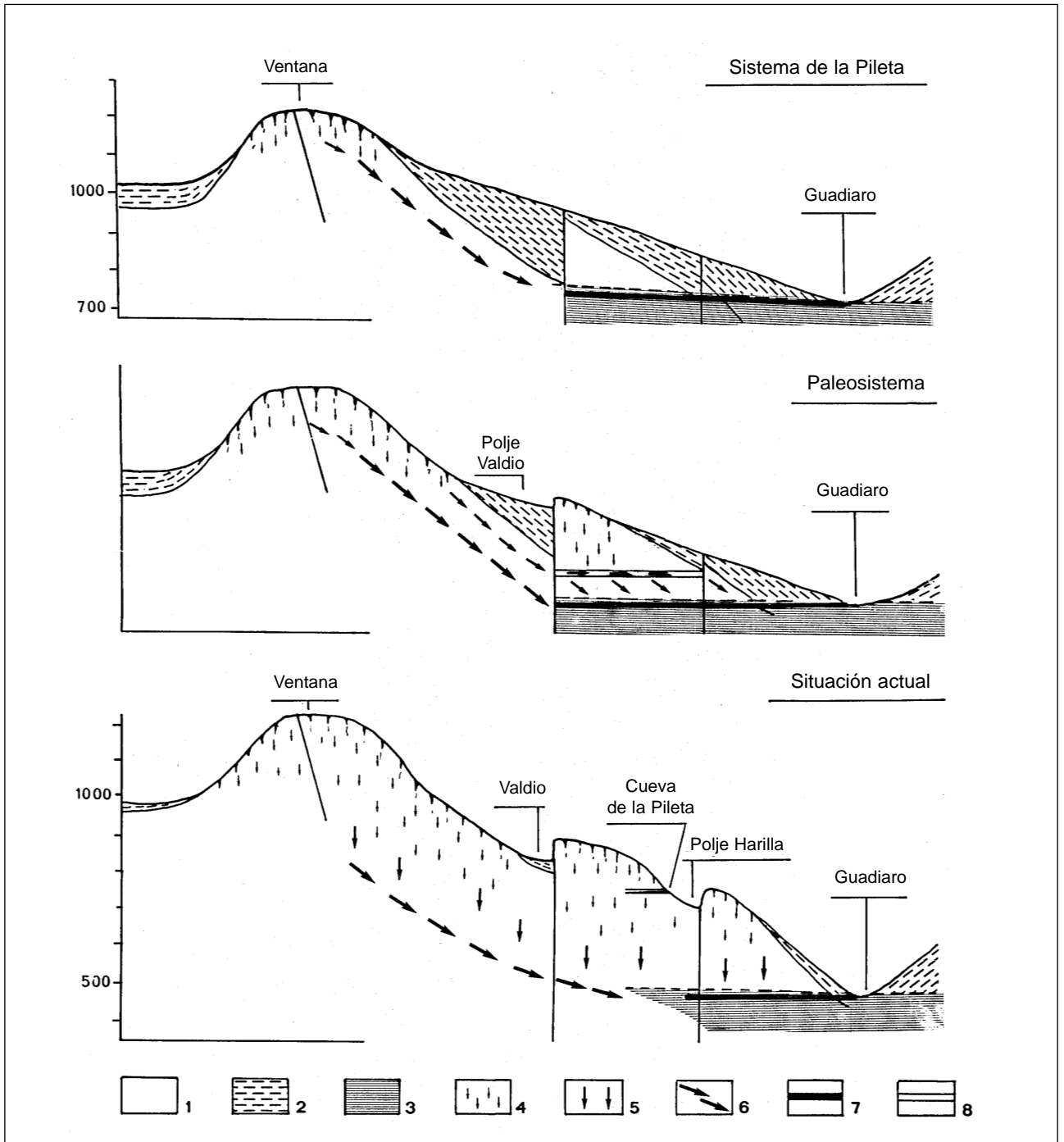


Fig. 6. Evolución esquemática del Sistema de la Pileta en su medio morfoestructural y en función del encajamiento del Río Guadiaro. 1: Calizas penibéticas; 2: Margocalizas cretácicas; 3: Zona kárstica saturada; 4: Zona de infiltración kárstica; 5: Zona de arroyada kárstica; 6: Colector (arroyada); 7: 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 m³/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 Hundedero-Gato, es posible retener las características siguientes:

- A medida que se realiza la travesía, desde Hundedero 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 Hundedero-Gato: la aproximación hidrogeológica

Parece paradójico querer presentar el funcionamiento actual del complejo subterráneo Hundedero-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 m³/s se filtraron hacia la red subterránea de Hundedero-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 Hundedero-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 Hundedero-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 Hundedero-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 Hundedero. 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 Hundedero-Gato

Por el estudio hidrogeológico se sabe que la red espeleológica Hundedero-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 atestiguan 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

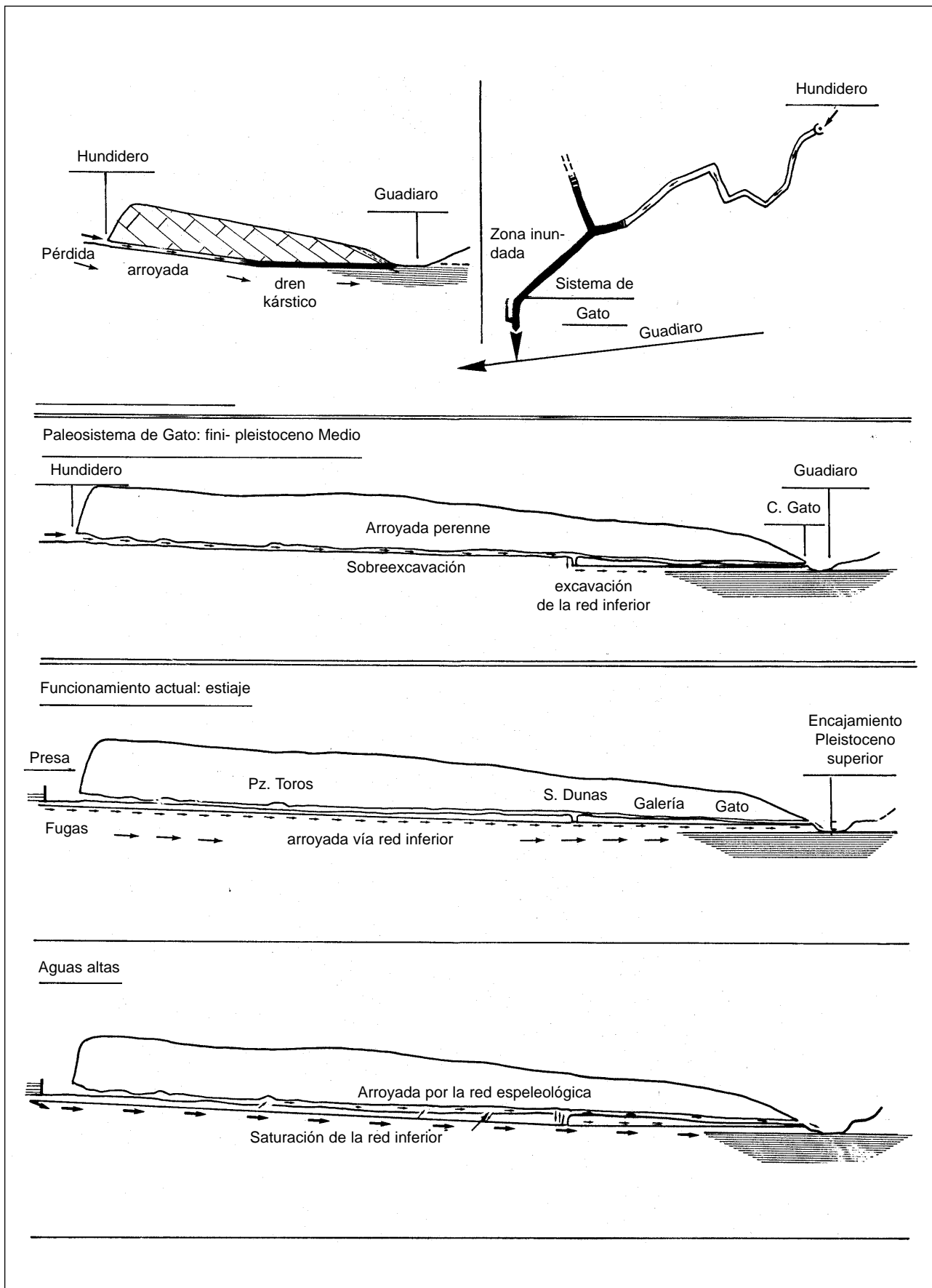


Fig. 7. Esquema evolutivo del complejo subterráneo Hundidero-Gato. A: Sistema de Gato. Las galerías de Gato funcionan como drenes de la zona inundada, relacionada con la red de Hundidero (arroyada). B: El valle del Guadiaro recorta el Sistema de Gato, que evoluciona hacia una red espeleológica.

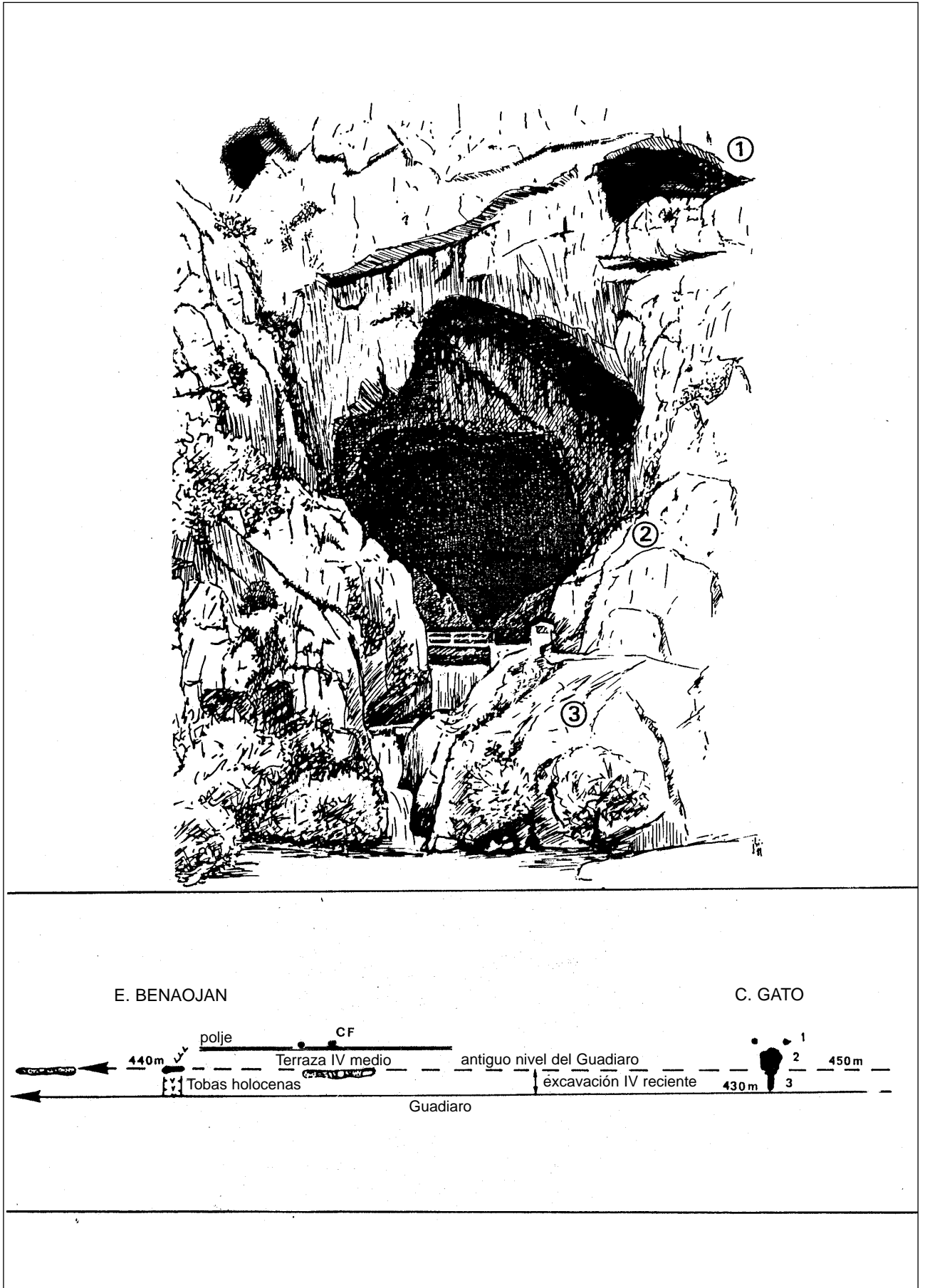


Fig. 8. Aspectos morfológicos y posición morfogénica de la Cueva del Gato: 1: Entradas superiores. 2: Entrada de la cueva. 3: Garganta de enlace.

- 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

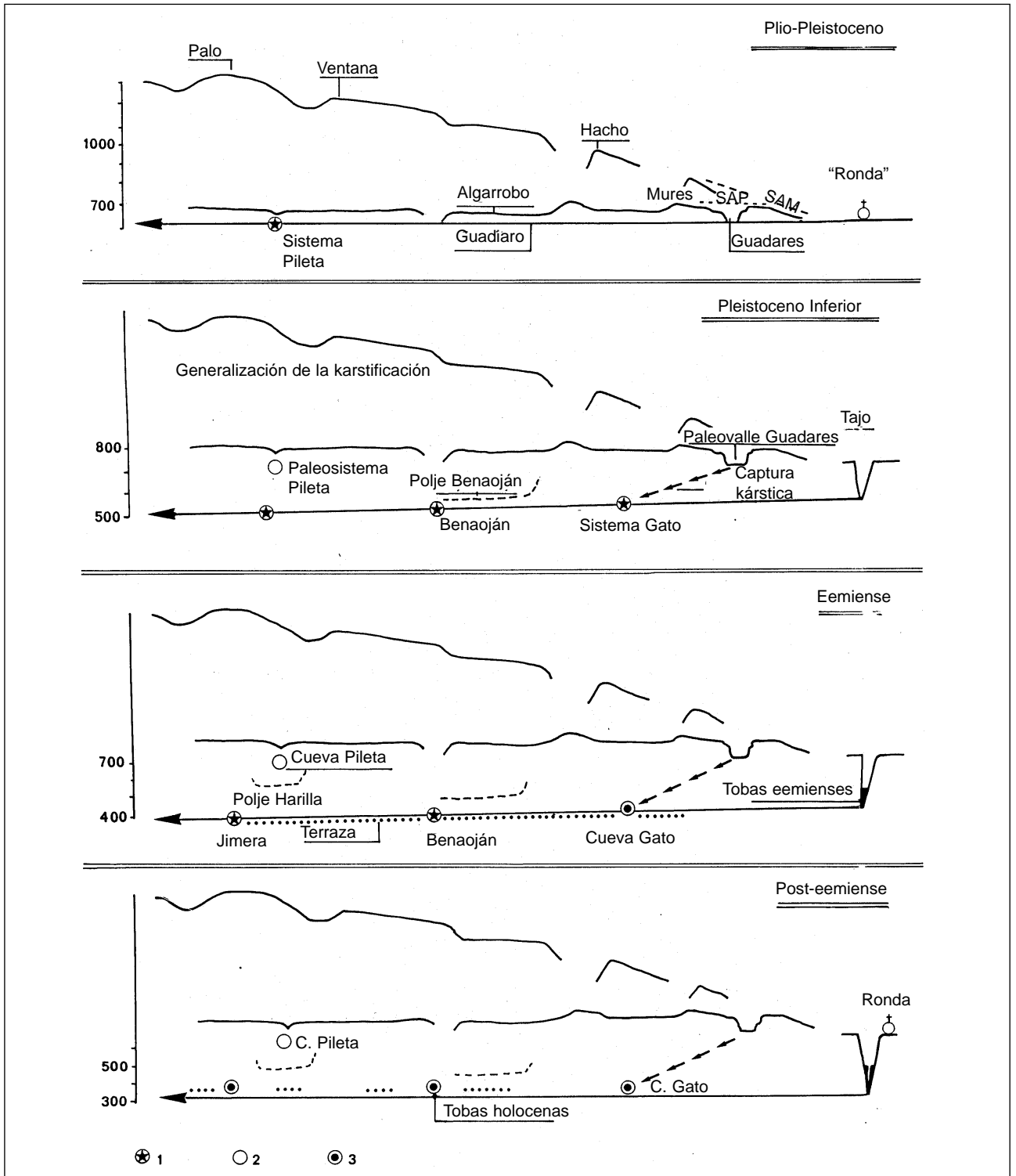


Fig. 9. Las etapas de hundimiento del Guadiaro y las estructuraciones del drenaje kárstico dependiente del nivel de base del Guadiaro. 1: Drenaje de la zona inundada; 2: Paleodren kárstico evolucionado hacia una red espeleológica; 3: Paleodren recortado por el valle del Guadiaro y continuando su funcionamiento 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-

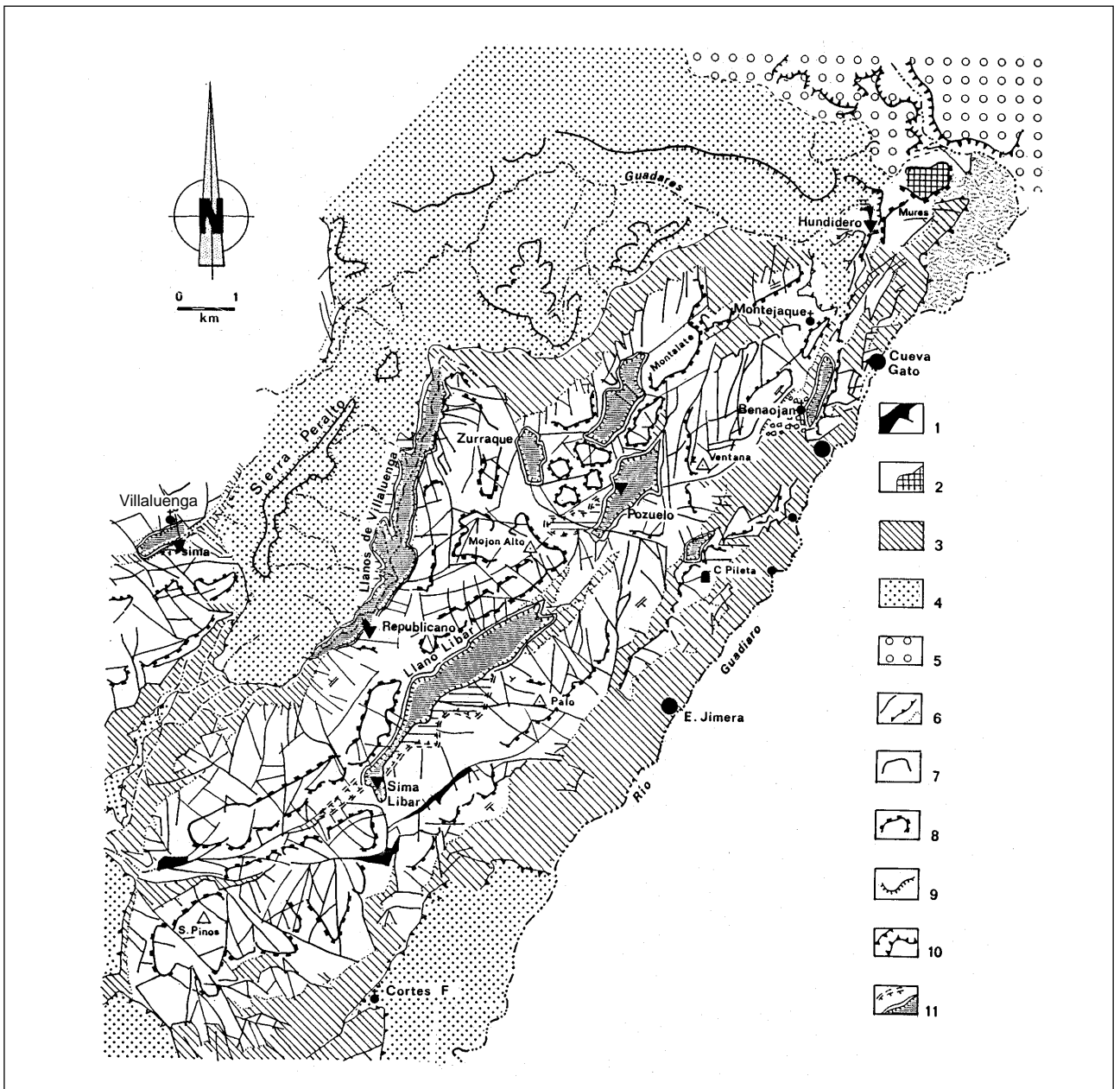


Fig. 10. Poljes y dispositivo litoestructural de la Sierra de Líbar. 1: Arcillas retienses; 2: Dolomías y calizas jurásicas; 3: Margocalizas cretácicas; 4: Areniscas numídicas; 5: Molinas tardomesinienses; 6: Fractura, Contacto anormal; 7: Reborde de meseta o de colina convexa; 8: Escarpe ligado a falla; 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-

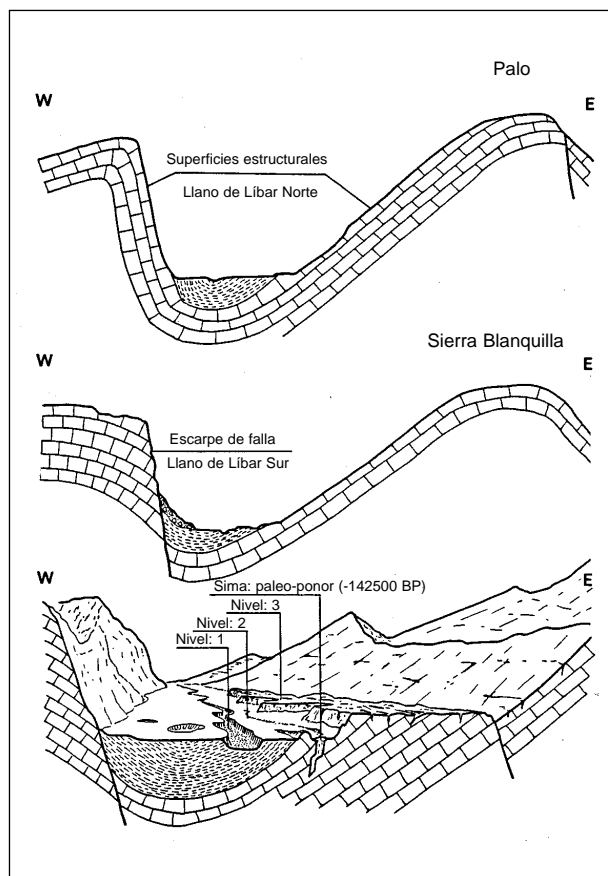


Fig. 11. Cortes geológicos seriados del polje de Lívar.

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

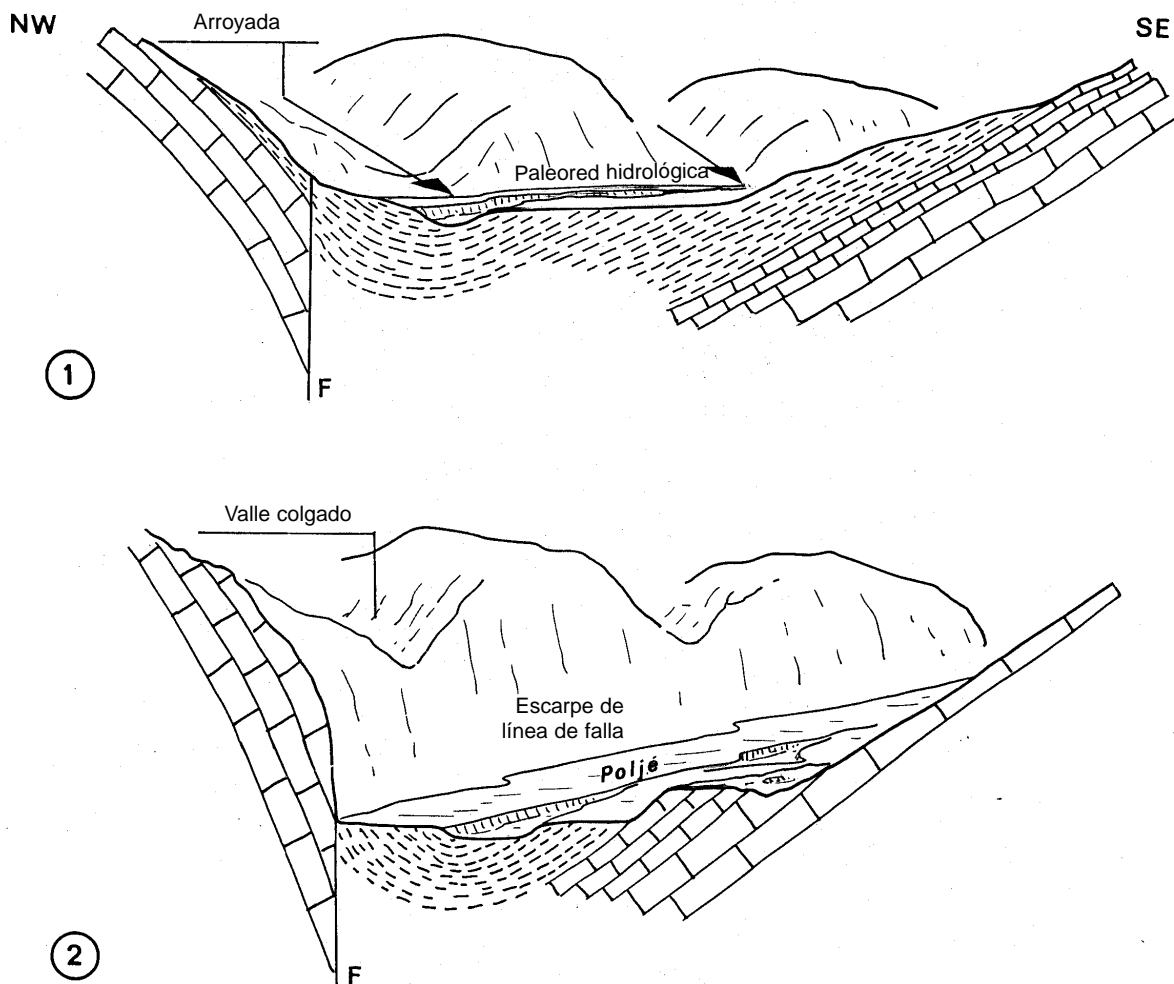


Fig. 12. Esquema de evolución de los valles colgados del Llano de Lívar. 1: Funcionamiento de los valles en relación con una paleored hidrológica; 2: valles colgados por encima del polje, después de la erosión de las margocalizas cretácicas. Erosión del escarpe de la línea de falla que constituye el 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.

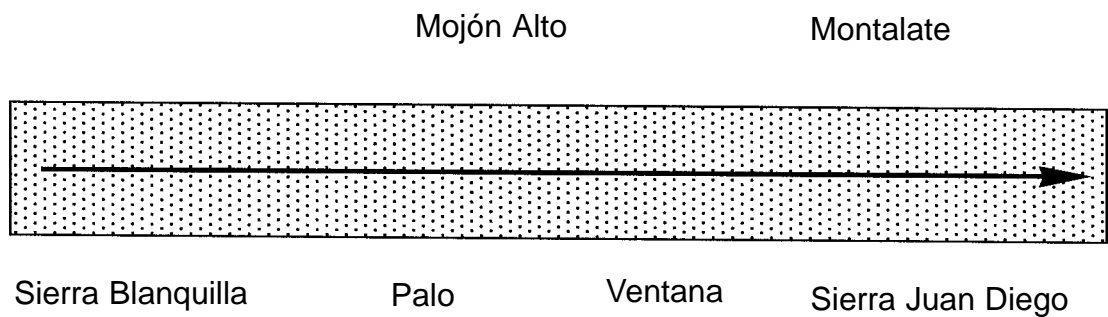
2.- La depresión de Lívar tenía entonces un drenaje incierto: o no estaba, o estaba drenada muy parcialmente en superficie (hacia el N), y no estaba todavía eficazmente drenada por el karst subterráneo. La extensión de

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.

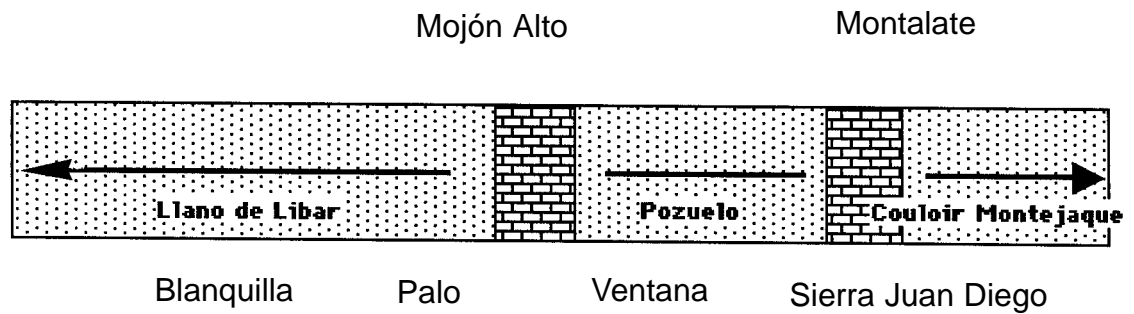
La organización progresiva del drenaje subterráneo hacia la surgencia de las Buitreras, de la cual depende el Llano de Lívar (Delannoy, 1989), es responsable del desarrollo de las infiltraciones kársticas. Esta mejora inexorable del drenaje kárstico conlleva la ruptura gradual de la colmatación superficial.

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

Red hidrográfica primitiva



Evolución post - Plio Pleistocena: Emergencia de los umbrales calcáreos



Evolución del polje de Líbar

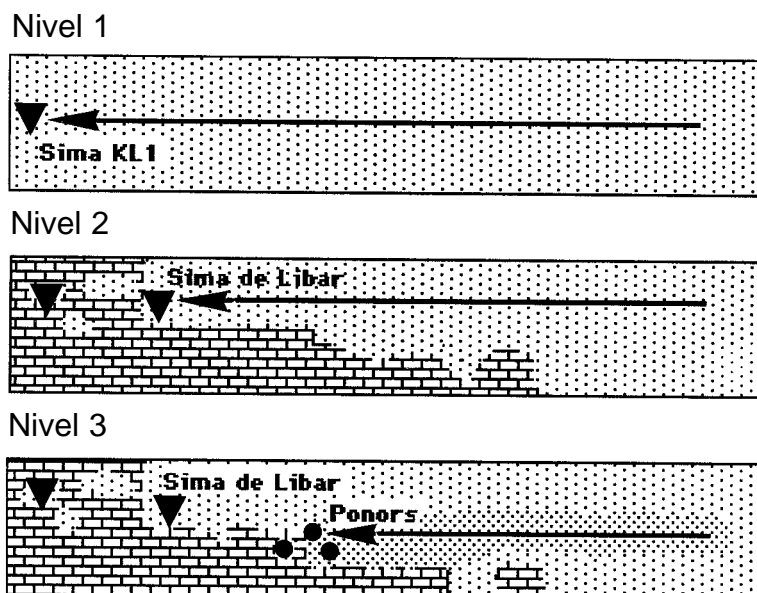


Fig. 13. Esquema de evolución global del polje de Líbar.

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 (sobreevacación 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 desfundan 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.

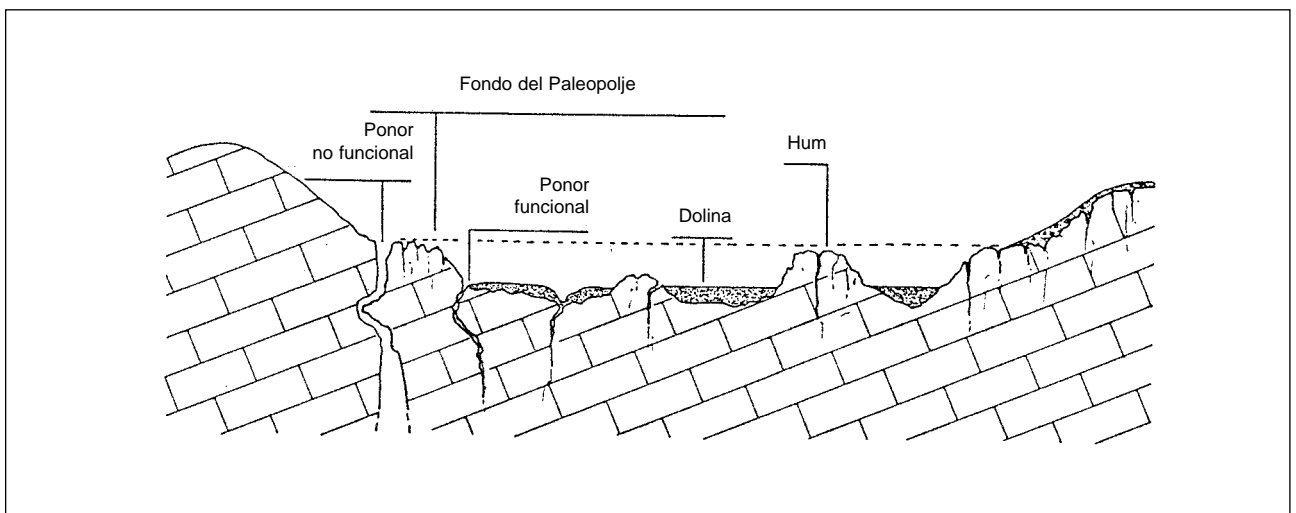


Fig. 14. Corte sintético de una depresión cerrada de la Sierra de las Nieves.

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 alpujarride, 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

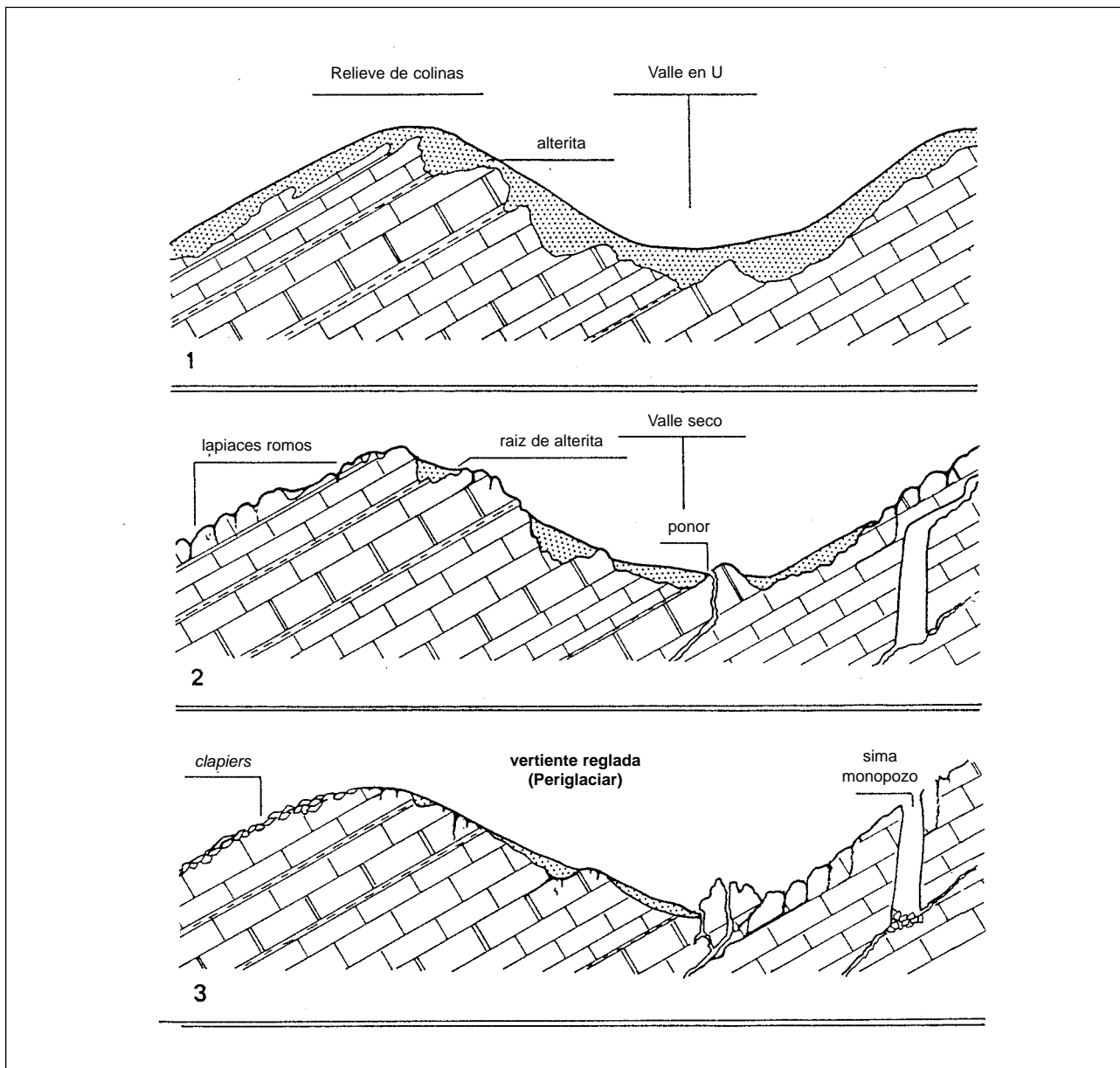


Fig. 15. Evolución esquemática del relieve de colinas de la Sierra de las Nieves.

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 clástica 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-

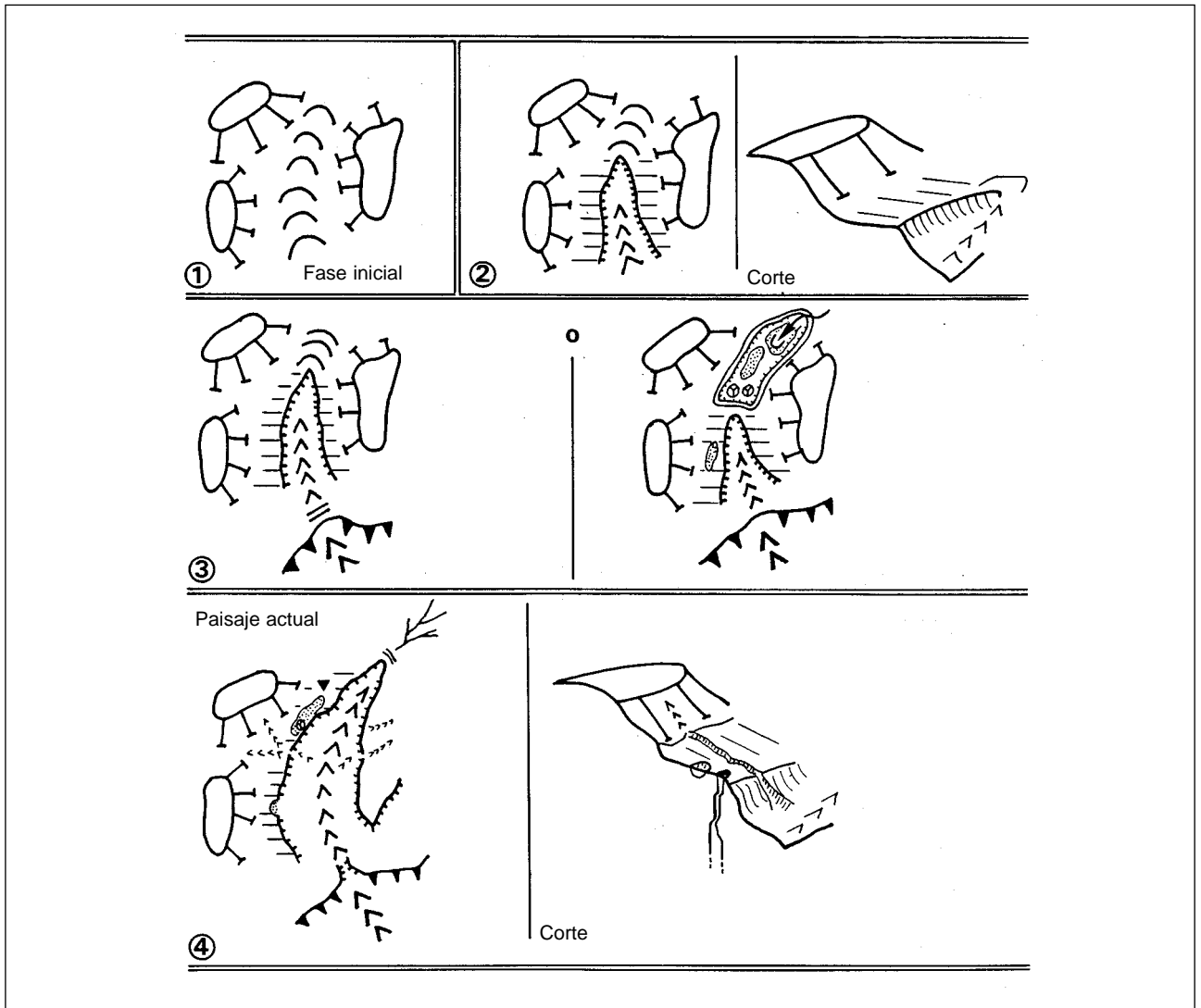


Fig. 16. Evolución esquemática de los valles en U, en V y con fondo plano de la Sierra de las Nieves.

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 paleomorfológicas 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 monozos 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 monozos 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-

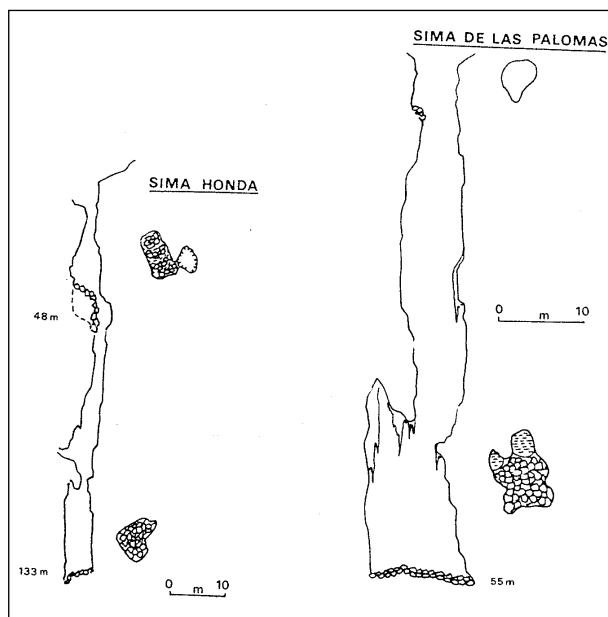


Fig. 17. Dos cavidades verticales erosionadas de la Sierra de las Nieves.

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

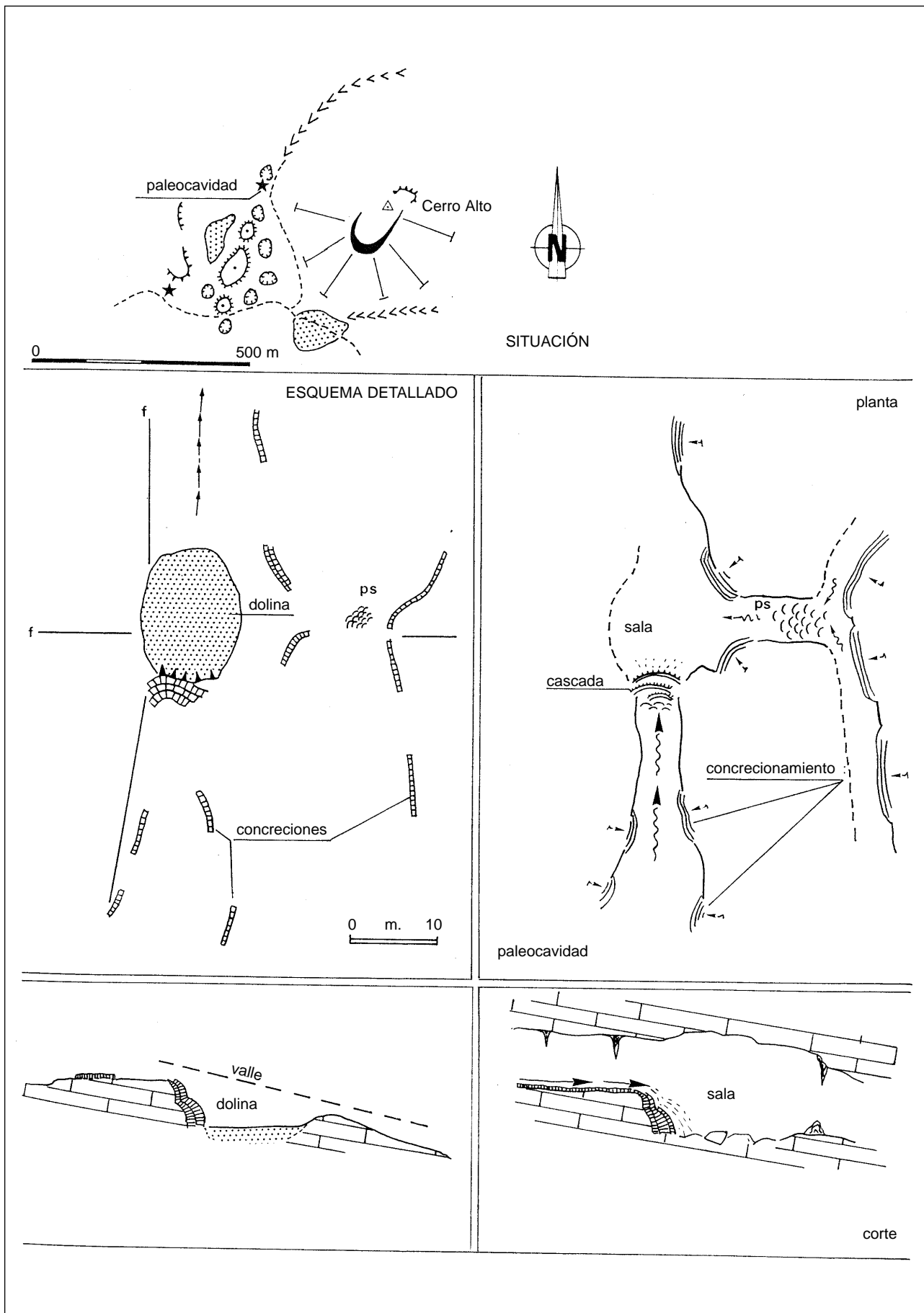


Fig. 18. Evolución esquemática de la cavidad erosionada del valle del Cerro Alto (Sierra de las Nieves).

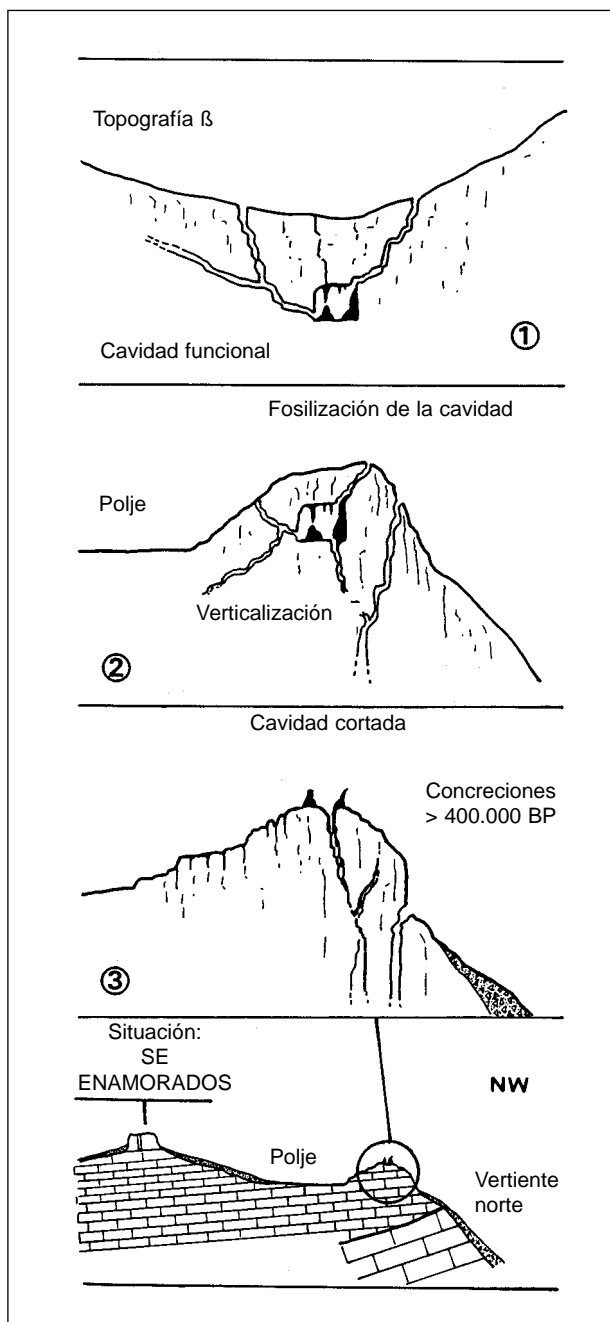


Fig. 19. Evolución esquemática de la cavidad erosionada Enamorados-Gazpacho.

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 distensiva (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-Yunqueira. 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 Yunqueira-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).

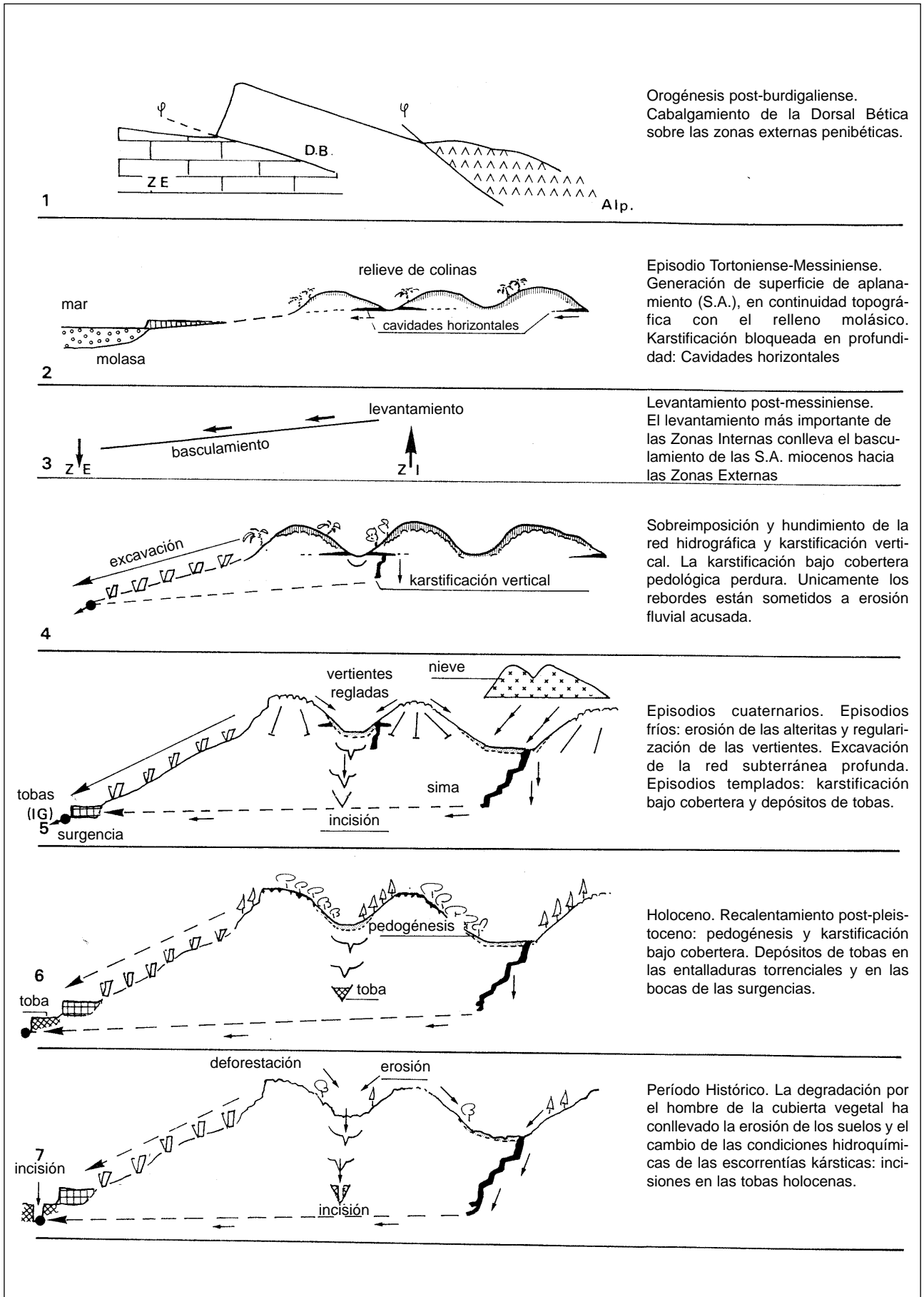
- El estudio del karst de superficie y subterráneo ha permitido poner en evidencia, durante el Pleistoceno Medio y Superior, un hundimiento del karst. Este se marca, por una parte, por el encajamiento de depresiones en los poljes "iniciales", lo que ha conllevado un escalonamiento de los ponors, y, por 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 aplana-
miento (S.A.), en continuidad topogr-
fica con el relleno molásico.
Karstificación bloqueada en profundi-
dad: Cavidades horizontales

Levantamiento post-messiniano.
El levantamiento más importante de
las Zonas Internas conlleva el bascu-
lamiento de las S.A. miocenos hacia
las Zonas Externas

Sobreimposición y hundimiento de la
red hidrográfica y karstificación ver-
tical. La karstificación bajo cobertera
pedológica perdura. Únicamente los
rebordes están sometidos a erosión
fluvial acusada.

Episodios cuaternarios. Episodios
fríos: erosión de las alteritas y regulari-
zación de las vertientes. Excavación
de la red subterránea profunda.
Episodios templados: karstificación
bajo cobertera y depósitos de tobas.

Holoceno. Recalentamiento post-pleis-
toceno: 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 hidroquími-
cas de las escorrentías kársticas: inci-
siones 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.