

El paisaje kárstico de Sierra Gorda Formas y Evolución Geodinámica Reciente

The karstic landscape of Sierra Gorda. Forms and recent geodynamic evolution

López Chicano, M.

Departamento de Geodinámica (Univ. Granada)
Grupo Alpino Espeleológico Lucentino (GAEL, Lucena, Córdoba)

Resumen

Sierra Gorda constituye uno de los macizos kársticos más extensos y característicos del sur de España. Tras pasar revista al rico catálogo de formas kársticas externas y a los principales tipos morfogenéticos de cavidades, se presenta un esquema de la evolución geodinámica reciente del macizo, integrado en un contexto neotectónico de gran actividad.

Palabras clave: Karst, formas karsticas, poljes, dolinas, aplanamientos kársticos, cavidades, Cordillera Bética.

Abstract

Sierra Gorda constitutes one of the largest and characteristic karstic massifs of the southern Spain. After passing review to the rich catalogue of karstic landforms and to the main morphogenetic types of cavities, a model of the recent geodynamic evolution of the massif -integrated in a neotectonic context of great activity- is shown.

Key words: Karst, karstic landforms, poljes, dolines, sinkholes, corrosion plains, caves, Betic Cordillera.

Situación, límites y características generales

Sierra Gorda constituye un gran macizo carbonatado, relativamente bien individualizado, que se alza en el extremo occidental de la provincia de Granada y se adentra ligeramente en el noreste de la provincia de Málaga (figura 1). Se sitúa aproximadamente a 45 km de Granada capital, delimitando por el suroeste la depresión del mismo nombre. Sus afloramientos carbonatados (calizas y dolomías jurásicas) ocupan una extensión de casi 300 km², comprendidos entre las coordenadas geográficas siguientes: 3° 58' - 4° 15' de longitud oeste (meridiano de Greenwich) y 36° 56' - 37° 11' de latitud norte. Desde el punto de vista geográfico coincide con la Sierra de Loja, Sierra Gorda (*s. str.*) y la parte centro-oriental de la Sierra de Alhama. Las dos primeras sierras aparecen escasamente individualizadas, mientras que la Sierra de

Alhama se independiza de aquéllas por los denominados Llanos del Puerto y, esencialmente, por el Llano de Zafarraya; este último constituye un magnífico ejemplo de depresión kárstica funcional.

Esta región montañosa está limitada al norte por el río Genil a su paso por el corredor de Loja; al este por el arroyo o barranco del Salar y las Tierras de Alhama, que dan paso a la Depresión de Granada; al sur por la gran mole de Sierra Tejeda y el sector de la Axarquía perteneciente a la Hoya de Vélez-Málaga; al oeste por el Valle de Alfarate, el Puerto de los Alazores, las alineaciones montañosas de la cadena de los Torcales (sierras de Gibalto, San Jorge, Tres Mogotes y Gallo-Vilo), las dehesas de Fuente Camacho y el valle del arroyo de las Mozas y del río Frío. Las áreas más deprimidas están ocupadas por materiales esencialmente detríticos o margosos, de edad Triásico y Cretácico a Mioceno medio cuando son preorogénicos, y de Mioceno superior a Cuaternario los postorogénicos.

Sierra Gorda se reparte mayoritariamente entre los términos municipales

de Loja, Alhama de Granada y Zafarraya, y en menor medida entre los de Periana, Salar, Alfarate y Alcaucín, por ese orden. Los principales núcleos de población se distribuyen por la periferia del macizo, a excepción de los situados en el Llano de Zafarraya. Esta disposición es una clara consecuencia de la situación de las tierras cultivables y de la facilidad de acceso a los recursos hídricos. Las partes altas del interior de Sierra Gorda y Sierra de Loja constituyen casi un desierto humano, incluyendo varios cortijos y apriscos que albergan algunas familias ganaderas, pero que no son habitados de forma permanente.

El conjunto orográfico de Sierra Gorda se eleva de forma aparentemente suave si se observa a cierta distancia, exceptuando la aguda cresta marcada por los picos de la Torca (1500 m s.n.m.) y la Umbría (1352 m) que se sitúan en el extremo sureste (Sierra de Alhama). En realidad, la fisonomía del relieve de Sierra Gorda es la de un gran macizo de planta elíptica (figura 2), alargado en dirección NNO-SSE, con flancos muy pendientes y bien delimitado por profundos valles en sus extremos occidental (río Frío), septentrional (río Genil) y oriental (arroyo del Salar). Por contra, la parte alta muestra una topografía notablemente aplanada, caracterizada por frecuentes áreas endorreicas, crestas y picos relictos y aislados, y un paisaje austero, casi lunar. Su altitud media, según Pezzi (1977 a), es de unos 1300 m sobre el nivel del mar.

En esta gran mole de tonos blanco-grisáceos destaca una alineación de picos con orientación casi submeridiana, definida por los vértices Semilla (1481

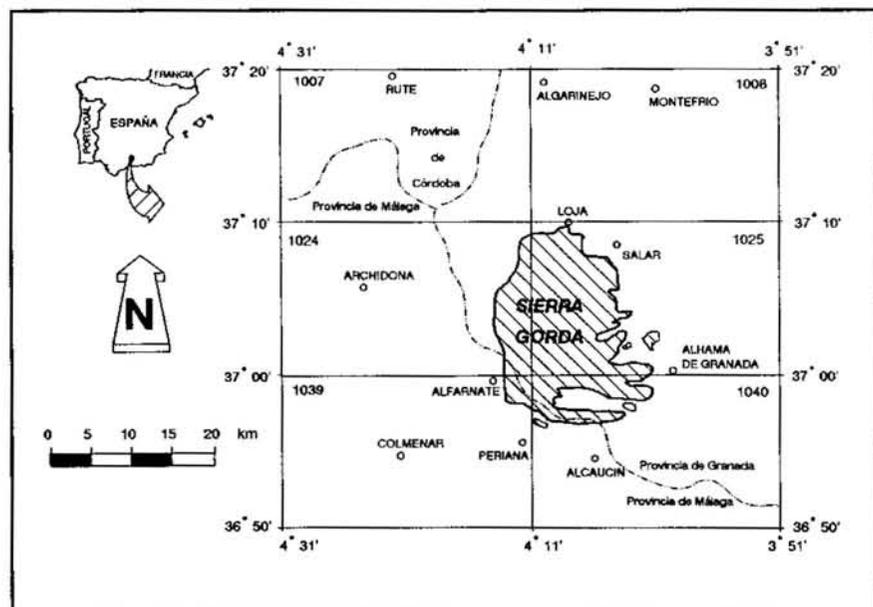


Figura 1. Localización geográfica y cartográfica (numeración de hojas según el IGN) de Sierra Gorda

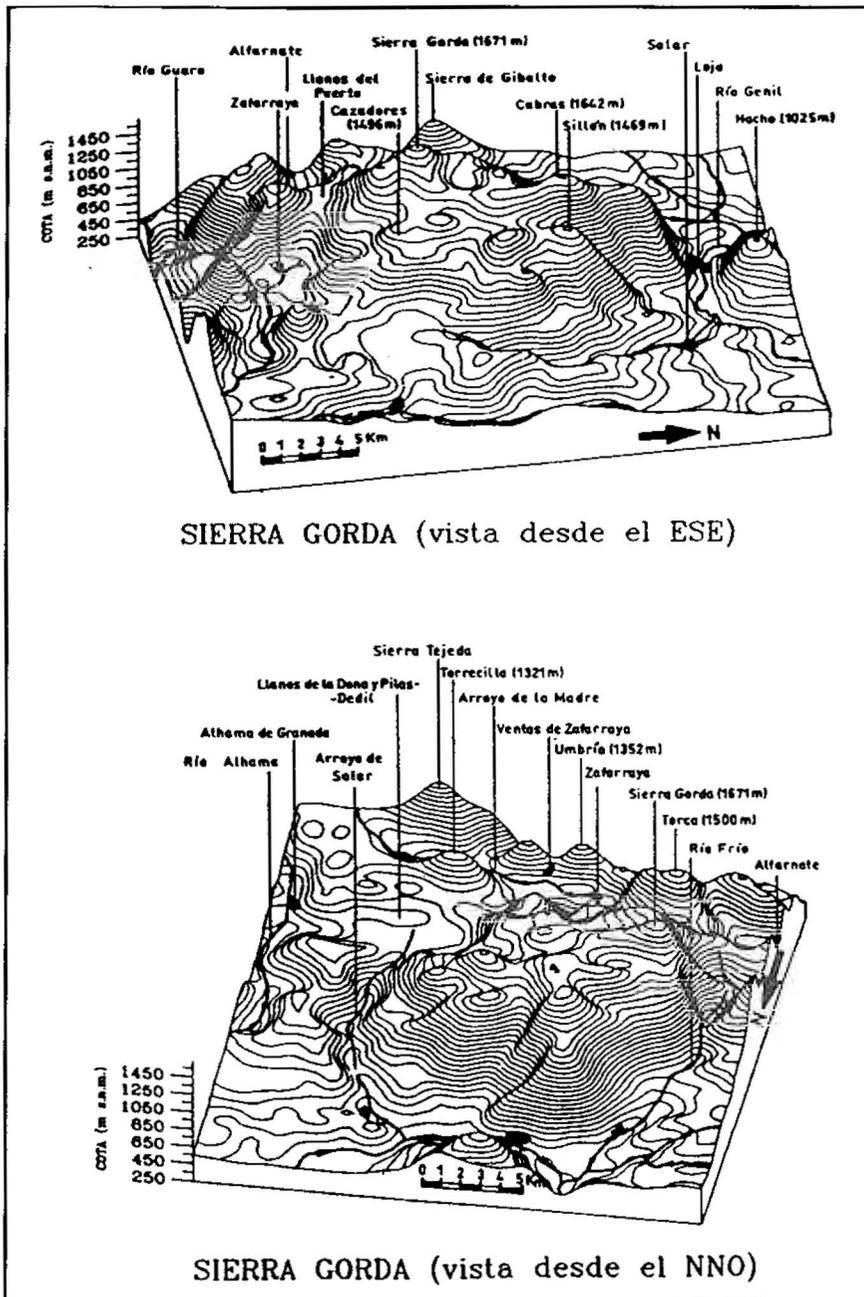


Figura 2. Bloques diagrama esquemáticos de Sierra Gorda. La escala vertical es cinco veces mayor que la horizontal

m), Cabras (1642 m), Vóboras (1571 m), Montoso (1588 m), Cazadores (1496 m), Mina (1203 m) y Toril (1183 m), asociada a un importante accidente tectónico. De forma transversal o marginal a esta espina dorsal se disponen el pico Monjas (1022 m), Sillón (1469 m), Sierra Blanquilla (1422 m) y el Cerro de Santa Lucía con el vértice Sierra Gorda (1671 m), el cual constituye la máxima elevación del macizo (figura 2). Las cotas más bajas (460 m) se localizan al norte, junto al río Genil y en las proximidades del pueblo de Loja; en este punto el río Genil discurre muy encajado entre los relieves de Sierra Gorda -al sur- y la prominencia del Hacho de Loja (1025 m) situada en el sector septentrional.

La gran depresión interna de Zafarraya, se extiende en dirección ESE-ONO a lo largo de 10 km. Su anchura es de 3,5 km en el sector centro-occidental, disminuyendo sensiblemente hacia el ESE. La altitud de la llanura oscila entre 1000 m y algo menos de 900 m sobre el nivel del mar (887 m en los sumideros del arroyo de la Madre). Dos pasos naturales comunican esta depresión con el valle del río Guaro o Vélez hacia el sur: el Boquete de Zafarraya y el Puerto de Azafranera.

Al SE de Sierra Gorda, en las proximidades de Alhama de Granada, aparecen varias incisiones planas en el mismo que dan paso a la depresión de Granada y Tierras de Alhama. Se trata de sur a norte- de los Llanos de Júrtiga,

de la Dona y de Pilas Dedil, aislados del polje de Zafarraya por los relieves de la Torrecilla (1321 m) y el Alto de los Morrillos. Estas "depresiones" periféricas, de origen tectono-kárstico, se encuentran escalonadas entre los 960 m y 930 m s.n.m., y están capturadas hidrológicamente por el arroyo del Salar, cuya salida de ese área se produce a favor de una profunda entalladura (Tajo de Espantaperros) practicada en un apéndice del macizo de Sierra Gorda. El Llano de Pilas Dedil presenta una marcada orientación NE-SO, al igual que el umbral calizo que lo separa del Llano de la Dona (Almendral, 1043 m). Los Llanos de la Dona y de Júrtiga muestran una morfología más irregular y compleja que aquél.

El macizo de Sierra Gorda se encuentra a caballo entre las cuencas hidrográficas mayores del río Guadalquivir y la Cuenca Sur (incluida en ésta, de forma administrativa, la cuenca cerrada de Zafarraya), no obstante, y debido a la frecuencia de sectores endorreicos en las partes altas de la sierra, el trazado de divisorias hidrográficas es muy impreciso.

Por sus límites altitudinales (entre 500 y 1700 m s.n.m.), el macizo de Sierra Gorda encaja bien en el piso bioclimático mesomediterráneo, cuyo rasgo principal es la presencia de un bosque de hoja dura (esclerófila) y perenne, como el encinar. En su estado original e inalterado, la vegetación de Sierra Gorda se caracteriza por la presencia de densos bosques de encinas (*Quercus rotundifolia*) -que guardan bien la humedad del suelo- y matorral, generalmente espinoso. La estructura foliar de estas plantas se adapta muy bien para minimizar las fuertes pérdidas por transpiración en los meses estivales. Coexistiendo con el encinar aparecen ejemplares de hoja caduca, como el quejigo (*Quercus faginea*), aunque se encuentran en clara recesión. En las partes más altas de la sierra, por encima de 1400 m de cota, aparece disperso un matorral espinoso correspondiente al piso bioclimático superior, cuya forma almohadillada refleja su adaptación al ambiente más frío de altitud.

Sin embargo, debido a los cambios climáticos durante el Cuaternario (Pezzi, 1977 a), a la tala y al pastoreo, el macizo de Sierra Gorda aparece casi completamente desprovisto de su cubierta vegetal original. Las áreas con bosques de frondosas, con o sin matorral, apenas superan el 10 % de la superficie total de la sierra. También se pueden observar extensas áreas donde predomina una cobertera de matorral

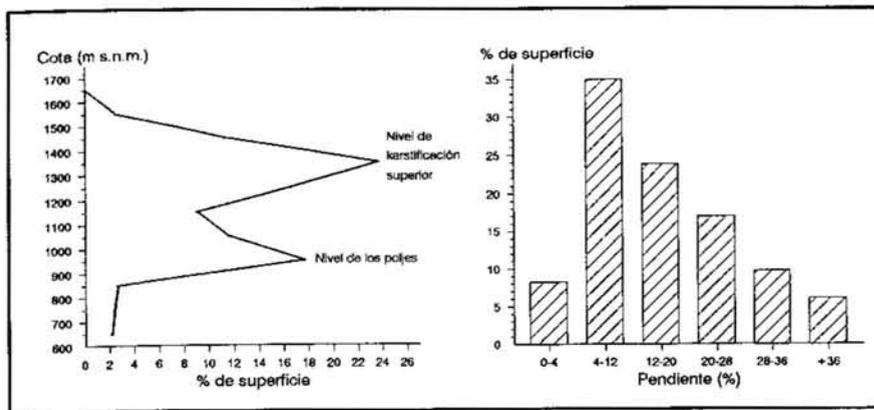


Figura 3. Curva de distribución altimétrica e histograma de pendientes



Foto 1. Vertiente parcialmente regulada, con cornisa residual, en el borde norte de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano

espinoso (aulagar), especialmente cuando el substrato lo forman rocas dolomíticas o calizas tableadas con sílex, como ocurre en las proximidades del vértice Torrecilla, al este y noreste de Los Alazores, en el pico Umbría y al oeste de Zafarraya.

En el caso del Llano de Zafarraya, su ancestral riqueza forestal se pone de manifiesto en las reseñas históricas recogidas por Moreno (1987) y Moreno Garzón (1972 y 1973). Estos autores recogen en sus trabajos los pleitos y luchas históricas que mantuvieron las comarcas adyacentes por poseer la antigua y rica dehesa de Zafarraya, que desde la época musulmana venía siendo utilizada para el pastoreo (Zafarraya quiere decir *Campo de pastores*). La roturación de este sector se produjo a finales del siglo XVIII, y el aprovechamiento maderero dió lugar a una actividad económica conocida como *carbonero* (Moreno Garzón, op. cit.) en la que se obtiene carbón vegetal, hoy en día ya desaparecida.

A mediados del presente siglo se

llevaron a cabo repoblaciones forestales con pinos, que cubren un área de 554 ha al sur y suroeste de Zafarraya (Sierra de Alhama) y unas 120 ha al sur de Loja. Las áreas cultivadas se limitan a las partes más bajas, en los valles y depresiones, compuestas generalmente por rocas blandas, y coincidiendo con los núcleos de hábitat humano. Desde hace tiempo se viene intentando -en fase experimental- el cultivo de muchas de las dolinas con relleno arcilloso del macizo, mediante la implantación de nogales.

Al igual que ocurre con la vegetación, la cubierta edáfica en el macizo de Sierra Gorda es muy pobre. Sobre las calizas y dolomías apenas se desarrollan suelos poco profundos entre los afloramientos rocosos. Estos litosoles, de carácter básico, aparecen en bolsas aisladas en la roca madre, a veces asociados a complejos arcillo-regolíticos que rellenan las fisuras abiertas y el lapiaz, o a suelos rojos relictos de disolución de los carbonatos (*terra rossa*) que rellenan las depresiones kársticas,

como dolinas, etc. En las áreas más boscosas de encinar los litosoles se presentan asociados a suelos pardos y/o rojos calizos, moderadamente pedregosos y bien drenados. Estos suelos son también los dominantes en las grandes depresiones de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil.

Aspectos generales del relieve kárstico

La gran masa caliza de Sierra Gorda representa una unidad morfoestructural definida, diferente o independiente de la mayoría de los terrenos que la delimitan (Lupiani y Soria, 1988), más bajos y de diferente litología (rocas no karstificables, en general), donde dominan procesos morfogenéticos bien distintos. En palabras de Pezzi (1977 a), Sierra Gorda posee el karst completo más característico y bien desarrollado del ámbito andaluz. Para Delgado Moya (1973) e Hidalgo (1974) se trataría de un magnífico ejemplo de *Holokarst*, en el sentido de Cvijic (1960), caracterizado por presentar todo tipo de formas kársticas; al menos es posible observar la mayoría de las formas típicas de los karsts mediterráneos de montaña media. La gran abundancia y diversidad de formas que presenta el karst de Sierra Gorda ha propiciado la existencia de un número relativamente alto de estudios geomorfológicos del macizo. Sin embargo, poco se ha dicho acerca del endokarst y su importancia en el esclarecimiento de la evolución geodinámica reciente del macizo.

Uno de los rasgos más relevantes es la existencia de superficies de aplanamiento kárstico, que, como indica Lhenaff (1977), son bastante evidentes en Sierra Gorda. El relieve marcadamente aplanado del conjunto puede ser matizado mediante el análisis altimétrico y de pendientes llevado a cabo por Pezzi (1977 a). En la figura 3 A se representa la curva de distribución altimétrica obtenida por ese autor para el macizo de Sierra Gorda (unos 250 km² de superficie analizada), descontados la Sierra de Alhama y el polje de Zafarraya. Se observan claramente dos modas en la distribución que corresponden a los intervalos de cota 900-1000 m (17,7 % de superficie) y 1300-1400 m (23,7 %) sobre el nivel del mar. El máximo inferior corresponde, según Pezzi (op. cit.) al nivel de los poljes de la Dona y de Pilas Dedil y a netas superficies de arrasamiento kárstico que rodean estas depresiones por el oeste (Llano de los Morrillos). El máximo de mayor cota es denominado por este autor *nivel de*

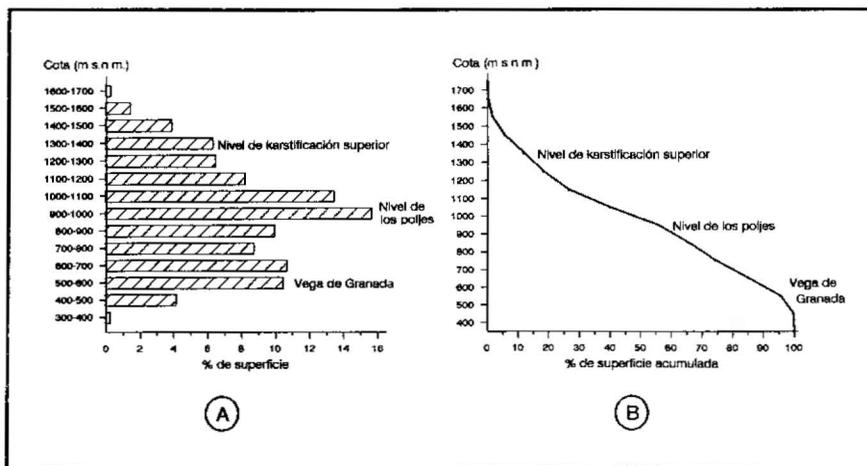


Figura 4. Análisis hipsométrico de Sierra Gorda y su entorno más inmediato. A, histograma de distribución altimétrica; B, curva hipsométrica

karstificación superior, correspondiendo a un área de suaves pendientes, fuertemente karstificada, situada *grosso modo* alrededor de la parte central y más alta del macizo.

La figura 3 B muestra un histograma de pendientes, confeccionado a partir de datos de Pezzi (1977 a). El intervalo de pendientes dominante corresponde a 4-12 %, valores bajos adecuados para la implantación de formas kársticas y bien representados en el sector central de Sierra Gorda. Las pendientes más altas -superiores al 20 %- se distribuyen por los bordes del macizo, especialmente en sus caras septentrional y nor-occidental, donde se observan vertientes reguladas (foto 1) construidas durante los periodos fríos del Pleistoceno.

Por mi parte, he llevado a cabo un análisis hipsométrico -mediante planimetrado entre curvas de nivel- de todo el macizo de Sierra Gorda y de los sectores más inmediatos al mismo (unos 800 km² de superficie, en total), cuyos principales resultados se recogen en la figura 4. En el histograma altimétrico (figura 4 A) se observa un máximo de superficie localizado entre 900 y 1100 m de altitud, que corresponde con claridad al *nivel de los poljes* observado por Pezzi (1977 a). Este nivel corresponde a los grandes poljes de Sierra Gorda (Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil) y a las superficies de arrasamiento asociadas; pero también involucra parte del sector suroccidental de la depresión de Granada, donde afloran calizas lacustres del Mioceno superior según superficies estructurales bien localizadas en ese intervalo de cotas. En la curva hipsométrica de la figura 4 B, este nivel se manifiesta claramente mediante un tramo de escasa pendiente, que indica la clara existencia de una superficie de aplanamiento.

Por el contrario, el *nivel de karstificación superior* de Sierra Gorda (Pezzi,

1977 a) aparece menos evidente en este análisis, ya que se ha considerado una gran cantidad de superficie externa al macizo; no obstante, todavía es posible reconocerlo, coincidiendo plenamente con el intervalo altimétrico establecido por dicho autor.

Entre las cotas 500 y 700 m sobre el nivel del mar se pone de manifiesto un máximo secundario de superficie que puede ser atribuido sin problemas a las terrazas y llanura de inundación actual del río Genil (Vega de Granada en el sector de Huétor Tájar). El intervalo 600-700 m comprende en buena parte superficies estructurales subhorizontales, establecidas en el techo de los materiales detríticos del Plioceno-Pleistoceno inferior y de las calizas lacustres del Mioceno Superior, basculadas hacia el norte en el sector comprendido entre Salar y Moraleda de Zafayona.

Por debajo de la cota 500 m se observa un escaso porcentaje de superficie representada, debido al encajamiento de la red de drenaje, tanto en el borde septentrional de Sierra Gorda (río Genil en Loja) como en el meridional (río Guaro y afluentes).

De acuerdo con Delgado Moya (1973) y Pezzi (1977 a y b), los principales factores responsables del desarrollado paisaje kárstico que presenta Sierra Gorda son los siguientes:

1) Uniformidad y gran pureza de las principales rocas carbonatadas que constituyen el macizo de Sierra Gorda, es decir, de las calizas blancas del Lías inferior y medio, tanto de la unidad de Sierra Gorda como de la de Zafarraya (López Chicano, 1989). No obstante, las dolomías y calizas dolomíticas de la base de ambas unidades, cuya extensión no es nada despreciable, también presentan un modelado kárstico importante, aunque con matices y peculiaridades distintas al de las calizas blancas. Ello viene determinado, en

gran medida, por el carácter brechificado que muestran estas rocas.

2) La estructura general en domo de Sierra Gorda, caracterizada por buzamientos suaves en gran parte del sector central del macizo, ha facilitado considerablemente el aplanamiento kárstico (Lhenaff, 1977).

3) La intensa fracturación y fisuración de las rocas calizas, que ha ordenado la disolución de las mismas. De hecho, se puede afirmar que la mayoría de las formas kársticas están fuertemente condicionadas por la tectónica frágil (López Chicano, 1992), siendo esto válido tanto para las formas externas (lapiaz, alineación de dolinas, poljes, etc.) como para las internas (orientación de galerías kársticas subterráneas).

3) La pluviometría media del macizo (840 mm/año), relativamente alta respecto las áreas más deprimidas, junto con las nevadas invernales, son factores que favorecen los procesos de karstificación actuales. No obstante, algunas formas de relieve, kársticas o no, parecen heredadas de periodos con rasgos climáticos bien distintos de los actuales. Los diversos episodios paleoclimáticos que ha soportado el macizo de Sierra Gorda desde su emersión parecen haber jugado un papel fundamental en el paisaje kárstico actual (Pezzi, 1977 a).

La ausencia actual de una cubierta vegetal y edáfica importantes constituye un factor negativo en el desarrollo del karst de Sierra Gorda, aunque ello no implica que la denudación kárstica actual sea despreciable. Estos factores, que juegan un gran papel en los procesos de disolución de los carbonatos, probablemente tuvieron mayor importancia en épocas pasadas, tal y como sugiere la existencia de ciertas formas cuyo desarrollo sólo es posible bajo un suelo que hoy no existe.

FORMAS EXOKÁRSTICAS

Las formas exokársticas o superficiales, a menudo descritas como formas de absorción (Llopis, 1970), se localizan con frecuencia en las áreas de infiltración preferencial de los macizos carbonatados. Delgado Moya y Fernández-Rubio (1975) establecen una relación aproximada de la altitud con las formas kársticas predominantes en el macizo de Sierra Gorda (tabla 1) concluyendo que el área de absorción principal se extiende a partir de los 900 m de altitud.

Ciertamente, la localización de las formas exokársticas más desarrolladas

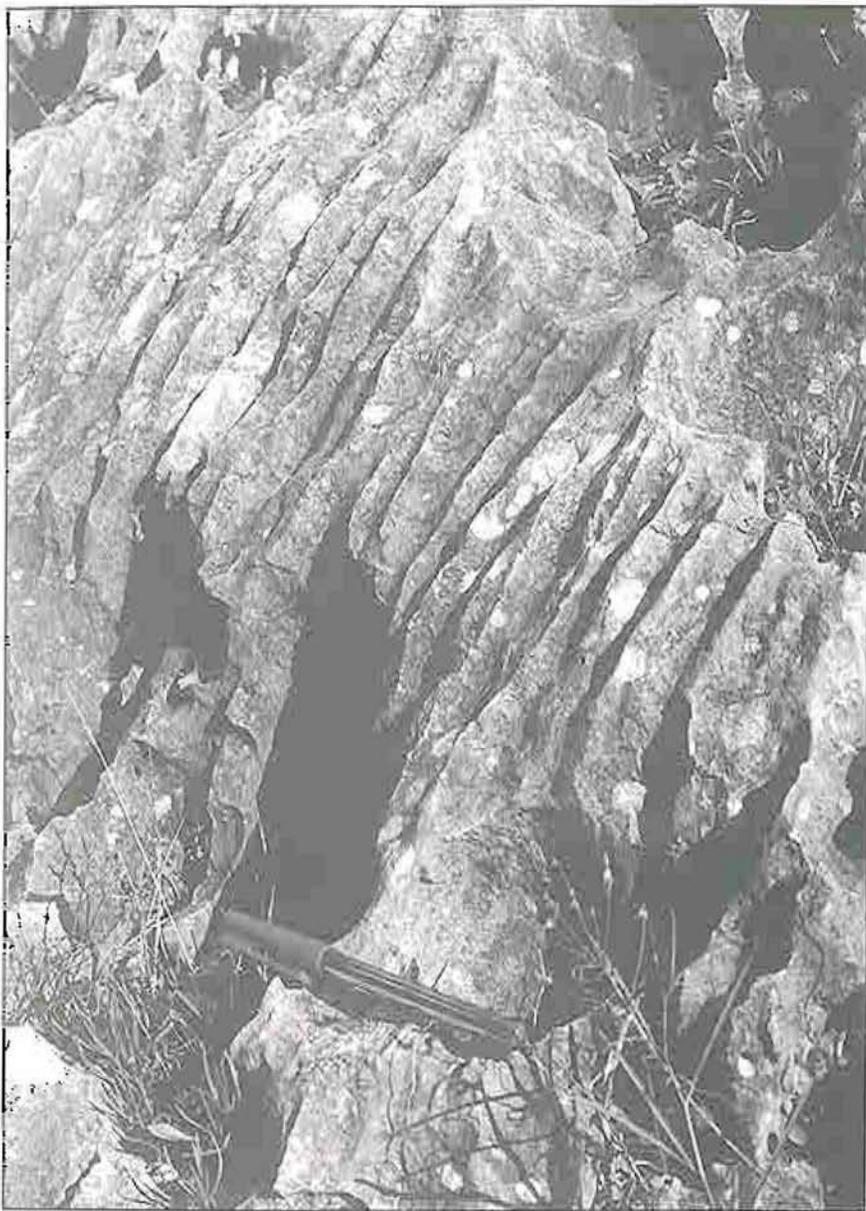


Foto 2. Rillenkarren en las proximidades de Riofrío. Foto: M. López Chicano

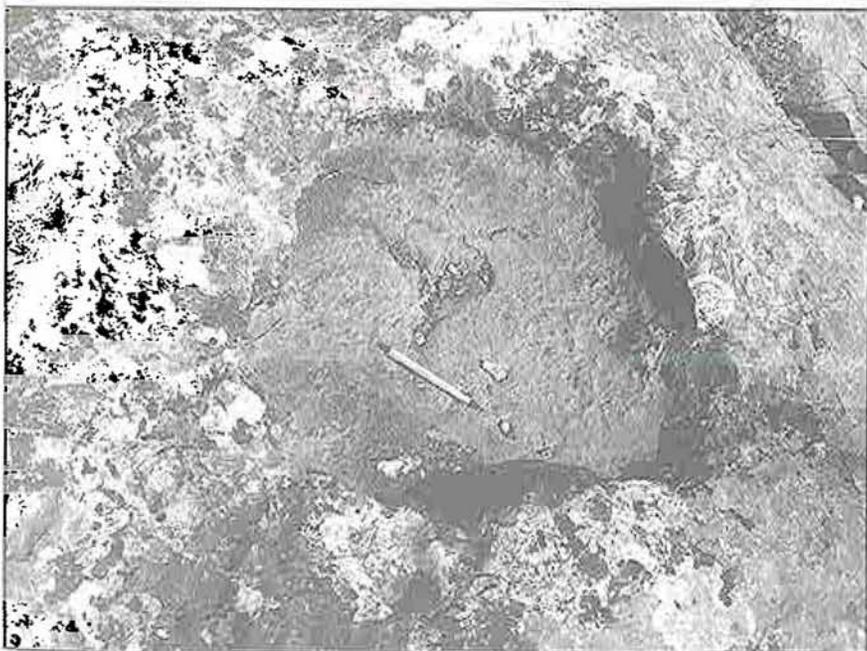


Foto 3. Kamenitza junto al cortijo del Cardador. Foto: M. López Chicano

ALTITUD (m.s.n.m.)	FENÓMENOS QUE SE OBSERVAN
400-600	Lapiaz incipiente, surgencias
600-800	Lapiaz desarrollado: paisaje ruiniforme
800-1000	Lapiaz, dolinas, poljes
>1000	Toda clase de aparatos kársticos

Tabla 1. Repartición altitudinal aproximada de las formas kársticas predominantes en Sierra Gorda (Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975)

y diversificadas coincide *grosso modo* con la posición de las áreas más llanas de Sierra Gorda, mientras que éstas son de escaso desarrollo y gran simplicidad en los bordes del macizo, donde se observan las pendientes más altas.

A continuación paso a describir las principales formas exokársticas observadas, que por su variedad, cantidad y perfección hacen de Sierra Gorda un área de gran interés karstológico.

El lapiaz

El término genérico de lapiaz -o *karren*, según la terminología alemana- se aplica a un gran número de formas kársticas menores que tienen en común su origen por disolución de las rocas carbonatadas, independientemente de que, en la variedad de aspectos, intervengan otros factores como la fracturación, la litología, la cubierta edáfica y vegetal, etc. Estas formas de modelado superficial, presentes -con mayor o menor diversidad, y mayor o menor desarrollo- en la práctica totalidad de los macizos calizos, han sido objeto de numerosas clasificaciones (por ejemplo: genética, de Bögli, 1980; morfológica, de Ford y Williams, 1989), existiendo una cierta confusión a la hora de su utilización práctica.

Sí parece existir un acuerdo casi unánime entre los karstólogos, acerca de las netas diferencias que se observan en las formas resultantes de lapiaz, según que la disolución se lleve a cabo bajo cubierta edáfica (corrosión de la roca por el CO₂ contenido en el suelo más el procedente de la degradación de la materia orgánica) o sobre la roca desnuda (acción del agua de lluvia cargada de CO₂ atmosférico y ataque bioquímico de líquenes y algas). Así pues, como indica Garay (1983), una primera diferenciación clara debe hacerse entre lapiaz desnudo, cubierto y semicubierto.



Foto 4. Rinnenkarren en el Rincón de las Torcas. Foto: M. López Chicano

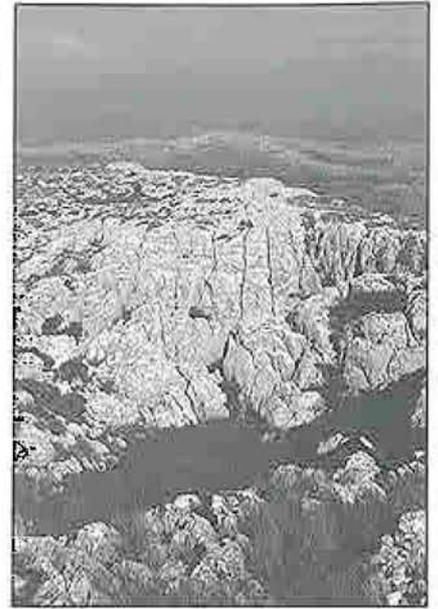


Foto 6. Kluftkarren en el Cerro de Santa Lucía. Foto: M. López Chicano



Foto 5. Lapiaz cavernoso muy evolucionado o lapiaz espumoso.



Foto 7. Campo de dolinas en el Cerro de Santa Lucía. Foto: CIECSA (El Geólogo, n° 24, 1987)

En líneas generales, el lapiaz que aflora en Sierra Gorda corresponde a un lapiaz discontinuo, en muchos casos semicubierto, caracterizado por cuerpos rocosos expuestos a la intemperie, y separados por rellenos de arcilla de descalcificación (*terra rossa*) en proceso de degradación.

Un primer grupo de formas de lapiaz reconocibles en el sector estudiado corresponde a microformas (en general, de escala inferior al metro) desarrolladas sobre superficies rocosas desnudas, y controladas esencialmente por la hidrodinámica; es decir, debidas a la acción erosiva y disolvente del agua de lluvia. Pese a que estas microformas se desarrollan a gran velocidad, en Sierra Gorda se observan raramente; tal vez debido a que la intensa fracturación que afecta al macizo no permite la existencia de superficies rocosas de gran continuidad, y quizás, también, porque la exhumación generalizada de los cuerpos rocosos ha sido relativamente reciente; en este sentido, a veces se observa que estas microformas retocan otras formas de lapiaz desarrolladas bajo suelo.

Dentro de este primer grupo se incluyen diversas formas de lapiaz de arroyada, de aristas finamente cinceladas, o lapiaz de acanaladuras a distintas escalas (*rillenkarren* y *rinnenkarren*), desarrolladas esencialmente sobre calizas de gran pureza (foto 2); así como el lapiaz de pared (*wall karren*), visible en algunos bordes abruptos de dolinas, escarpes verticales de fallas, etc. En superficies subhorizontales se observan frecuentes *kamenitzas* (foto 3), con formas redondeadas o elípticas, cerradas o no, de fondo plano y bordes

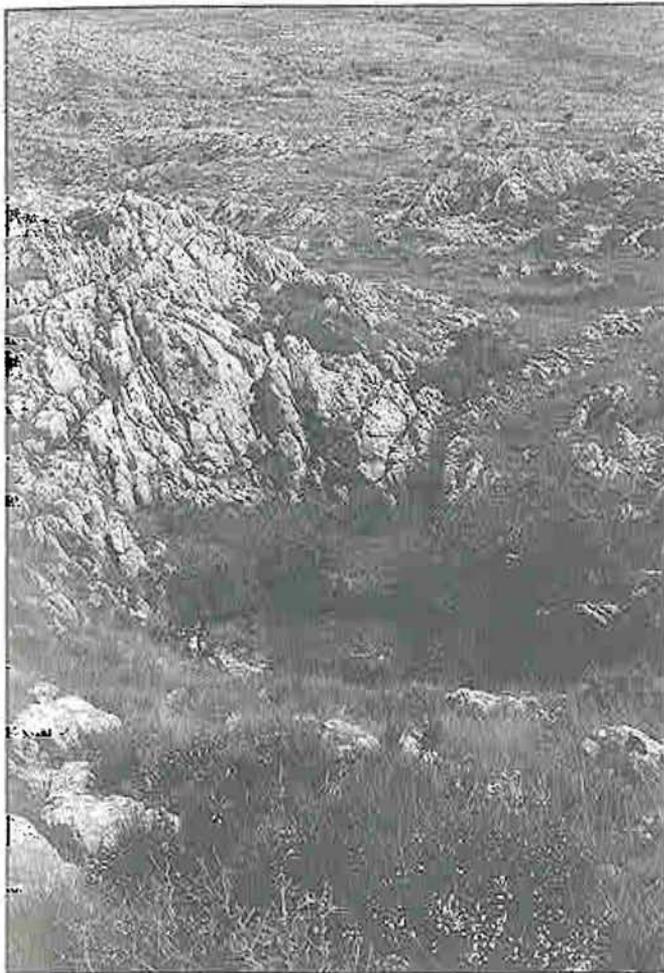


Foto 8. Dolina topográfica en el Cerro de Santa Lucía.
Foto: M. López Chicano



Foto 9. Dolina asimétrica por nivación (?), en el Cerro de Santa Lucía. Foto: M. López Chicano

abruptos, cuya profundidad no suele rebasar los 30 centímetros; la evolución de estas formas parece estar más relacionada con la existencia en su fondo de materia orgánica y algas que con la acción agresiva del CO₂ contenido en el agua de precipitación (cfr. Garay, 1983 y López Limia, 1987).

La mayor parte del lapiaz de Sierra Gorda deriva de morfologías generadas bajo suelo (*subsoil Karren*). Así, es frecuente observar muy redondeadas las crestas y bordes de los cuerpos rocosos paralepípedos (foto 4), afectados de amplias acanaladuras subverticales de sección semicircular (*rundkarren* o *roundkarren*). Tampoco es raro observar perforaciones (*pits*), circulares o alargadas en planta según la dirección de la fracturación, simples o múltiples, alineadas o arrosariadas, tubulares o alveolares, subverticales o no, que constituyen un magnífico ejemplo de lapiaz cavernoso (Bögli, 1980). En la fase más avanzada de este tipo de formas se obtiene el lapiaz espumoso, tal y como lo describen Garay (1983) y López Limia (1987); la horadación de la roca es muy intensa (foto 5), observándose aristas y puntas, muy contorsionadas y afiladas, orientadas en cualquier

dirección del espacio. Los autores anteriores no descartan que estas formas hayan sufrido una cierta evolución en superficie, es decir, que hayan sido generadas en parte por la acción del agua de lluvia cargada de CO₂ atmosférico. Su presencia se constata, también, en los afloramientos de rocas dolomíticas de Sierra Gorda, aunque con un menor desarrollo.

Pese a lo comentado anteriormente, las formas de lapiaz más fáciles de reconocer en el macizo corresponden al lapiaz de diaclasas o fisuras (*kluftkarren*), también denominado por algunos autores lapiaz estructural, dado el control tectónico. Cuando existen dos o más sistemas de fracturas patentes (foto 6), se designa como lapiaz entrecruzado (Delgado Moya, 1973; Hidalgo 1974 y Pezzi, 1977 a).

El papel hidrológico del lapiaz de diaclasas es fundamental, ya que constituye una de las principales formas de absorción del agua de lluvia, facilitando la infiltración en profundidad. Su aspecto consiste en hendiduras subverticales (*grikes*; o *cutters*, cuando son amplias y se desarrollan bajo suelo), ensanchadas por disolución, y que delimitan cuerpos rocosos rectangula-

res o poligonales en planta. Estos cuerpos rocosos aislados pueden ser planos en superficie (*clints*) o escarpados (crestas, agujas o pináculos), pero siempre presentan los bordes o aristas muy redondeados, lo que, junto a la existencia de perforaciones, indica un desarrollo bajo suelo. El pequeño porte de las crestas y pináculos -si es que así puede llamárseles- sugiere la existencia anterior de un suelo no muy desarrollado, o al menos la ausencia de las condiciones de alteración y meteorización que caracterizan los karst tropicales. Estas formas más agudas derivan con frecuencia en *clints*, debido a la disolución en superficie y a la ruptura por gelifracción (las condiciones invernales de la parte más alta del macizo son algo duras), dando origen a extensos depósitos de bloques con cantos agudos diseminados en los campos de lapiaz (campos de piedras).

En los afloramientos de dolomías jurásicas intensamente brechificadas, es frecuente observar un lapiaz microestructural o de microfisuras, de escala centimétrica. Los corredores o bogaces, de escala decamétrica, son muy raros en Sierra Gorda. Estas formas de megalapiaz, controladas por la fractu-



Foto 10. Dolina en artesa, Las Lagunetas.
Foto: M. López Chicano



Foto 12. Dolinas y uvalas en las Hoyas del Amarguillo.
Foto: M. López Chicano



Foto 11. Dolina en embudo en la entrada de Sima Rica.
Foto: M. López Chicano

ración, sólo se observan a veces conectando dolinas, o bien como pasillos que preceden o que proceden de una simple dolina.

Dolinas y uvalas

El proceso de dolinización ocupa un papel destacado en la geomorfología de Sierra Gorda, siendo uno de los fenómenos kársticos más característicos y mejor desarrollados. Pezzi (1977 a) contabiliza y cartografía hasta 1692 formas simples, en una superficie de 214 km², lo que supone una densidad de 7,9 dolinas por km². No obstante, dado que los diámetros más frecuentes de estas formas oscilan entre 15 y 30 m (Delgado Moya, 1973), el número total de dolinas debe ser bastante mayor, ya que, por sus escasas dimensiones, éstas son difíciles de cartografiar a la escala 1:33.000, la usada por Pezzi (1977 a). En las áreas de máxima concentración la densidad de dolinización se aproxima a 40 dolinas por km², como sucede en el pico Santa Lucía (vértice Sierra Gorda, 1671 m); en estos lugares (foto 7), las depresiones ocupan todo el

espacio disponible, y sus divisorias forman en planta redes celulares, típicas de un karst poligonal (Ford y Williams, 1989).

Estos valores de densidad de dolinización en Sierra Gorda se aproximan a los de otros campos de dolinas de las zonas templada y tropical (cfr. Pezzi, 1977 a; López Limia, 1987 y Ford y Williams, 1989). La topografía de las áreas de mayor densidad adquieren una morfología en *caja de huevos*, no llegando a formar un verdadero *Cockpit* tropical, por dos razones: la profundidad media de las depresiones no alcanza los altos valores -en general superiores a 10 m- de las depresiones tropicales; el contorno de las dolinas de Sierra Gorda es casi siempre subcircular o subelíptico, mientras que en los *Cockpits* tropicales la forma en planta es estrellada (cfr. Ford y Williams, 1989). Actualmente se está llevando a cabo un profundo análisis morfométrico de los campos de dolinas de Sierra Gorda, a fin de disponer de más criterios cualitativos y cuantitativos que arrojen luz sobre la génesis de este paisaje kárstico.

En general, se puede decir que las depresiones se ubican en tres contex-

tos topográficos distintos: 1) adaptadas a la pendiente de los relieves cónicos residuales de la parte más alta del macizo (vértices Sierra Gorda, Víboras, etc.); 2) asociadas a las extensas superficies planas y corroidas, desprovistas de vegetación, localizadas por encima de los 1200 m (quedan excluidas las superficies de arrasamiento que bordean los poljes de La Dona y Pilas Dedil); 3) en el fondo de las grandes depresiones kársticas (paleopoljes) del interior de Sierra Gorda (Majada del Hollín, Majada del Quejigo, Los Pajonales, etc.). Aunque en todos estos entornos se pueden encontrar los mismos tipos morfológicos y genéticos de dolinas, en cada uno de ellos parece dominar una tipología concreta; bien entendido que el rasgo común y esencial de todas las formas de dolinas y uvalas es el control estructural que ejercen las fracturas (López Chicano, 1992).

En el primer contexto, las dolinas se muestran alargadas cuando la máxima pendiente coincide con la dirección del sistema de fracturas que las delimita, presentando una planta elíptica, con su eje mayor según el desarrollo de la fracturación. La forma generalizada es

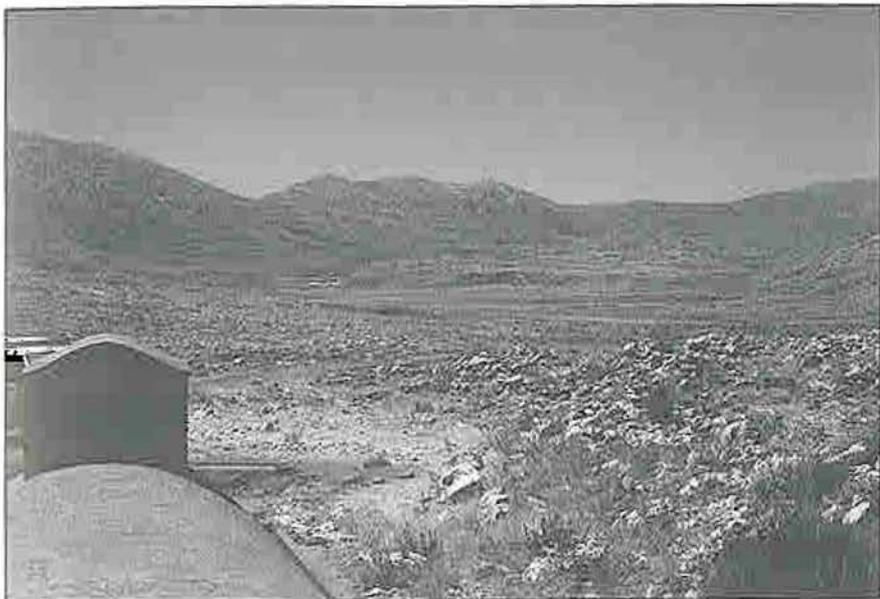


Foto 13. Paleopolje de la Majada del Quejigo o del Hoyo Grande.
Foto M. López Chicano

la dolina en embudo, de fondo rocoso, con apariencia de reciente formación. Con frecuencia presentan asimetría de los flancos, adaptándose la vertiente de aguas arriba a la pendiente del relieve montañoso, y mostrando el flanco de aguas abajo un reborde más abrupto a modo de contrapendiente. Se trata de dolinas topográficas (foto 8), según Pezzi (1977 a), cuyo desarrollo escalonado hace que, en ocasiones, las dolinas más bajas coalezcan con las más altas y las capturen. En las áreas de menor pendiente, y cuando la disolución ha sido muy intensa, se observan formas simples alargadas, en artesa (profundidad mucho menor al diámetro), con un relleno de *terra rossa* de poco espesor en el fondo de la dolina.

En ocasiones se observan dolinas de flancos asimétricos, con fondo rocoso o de *terra rossa*, en las que el borde más abrupto se sitúa pendiente arriba. Aunque esta asimetría venga marcada en muchos casos por la presencia de una fractura, es posible que intervengan factores climáticos en el resultado final -permanencia de la nieve en la umbría de la dolina-, ya que en algunas depresiones del pico Santa Lucía he observado que el flanco más abrupto se orienta hacia el norte (foto 9). También es posible observar dolinas de colapso, de paredes subverticales, las cuales conectan frecuentemente con cavidades.

En las extensas superficies de arrasamiento kárstico, que forman parte del nivel de karstificación superior de Pezzi (1977 a), es posible observar amplios campos de dolinas con morfologías muy variadas. Predominan las formas originadas por disolución, especialmente dolinas en artesa con fondo

de *terra rossa* (foto 10). Les siguen en abundancia las dolinas en embudo (foto 11), la mayoría con fondo rocoso, frecuentemente conectadas con cavidades en profundidad (Sima Rica, Torcón del Hoyo Hondo, Hollín II, etc.). Estos tipos morfológicos presentan una planta elíptica o subcircular, a veces algo asimétrica cuando están limitados por una fractura clara; a menudo se disponen de forma arrosariada o alineada siguiendo juegos de fracturas. En varias ocasiones he podido observar incipientes depresiones circulares en los rellenos de *terra rossa*, a modo de pequeñas dolinas de subsidencia. Algo más raras son las dolinas de hundimiento o de colapso (dolinas en ventana según Hidalgo, 1974) de paredes subverticales, planta poligonal y delimitadas netamente por juegos de fracturas.

Los fondos de las áreas deprimidas en las partes más altas del macizo de Sierra Gorda se encuentran plagados de dolinas, principalmente en artesa, de planta irregular, bordes suaves y con rellenos importantes de *terra rossa* (foto 12). Estas depresiones constituyen un paisaje residual, formado a expensas de antiguos poljes de nivel de base o paleopoljes. Suelen ser de grandes dimensiones (prácticamente son uvalas, de dimensiones hectométricas), en ocasiones alargadas según sistemas de fracturas. Las dolinas de disolución en embudo y las dolinas de colapso son extremadamente raras en estos enclaves.

La mayor parte de las dolinas de Sierra Gorda se ha originado por procesos de disolución, probablemente relacionados con la actividad hídrica de la zona epikárstica, tal como sugieren

Ford y Williams (1989). Todas las formas se localizan sobre el nivel freático de Sierra Gorda, jugando un papel muy importante en la hidrodinámica de la franja de infiltración. Los rellenos detríticos, que muestran muchas de estas dolinas, actúan como elementos reguladores de la infiltración en el macizo; aunque, en ocasiones, pueden actuar como inhibidores de la misma, siendo frecuente observar charcas efímeras en los fondos de ciertas dolinas, tras un período de intensas lluvias.

Poljes y paleopoljes

Desde el punto de vista etimológico, la palabra *polje* es usada en las lenguas eslavas de manera equivalente a *llano* o *nava* en el Castellano, es decir, refiriéndose a un sector plano, normalmente cultivable (los llanos de fondo rocoso dedicados al pastoreo, son denominados *majadas* en Sierra Gorda), sin tener en cuenta el tipo específico de terreno, que no tiene que ser necesariamente kárstico. Sin embargo, el término *polje* ha adquirido un uso particularmente intenso en la literatura científica del karst, para referirse a depresiones kársticas de grandes dimensiones, especialmente desde los primeros trabajos de Cvijic (1893).

Los poljes, según Milanovic (1981), deben corresponder a depresiones kársticas de más de 1 km² de superficie para ser considerados como tales, lo que debe evitar su confusión con dolinas (de escala decamétrica) o con uvalas (de escala hectométrica). Las características comunes de la mayoría de éstas depresiones son: presentar un fondo plano (rocoso cuando están degradadas, o relleno de sedimentos aluviales y de descalcificación) ligeramente inclinado hacia los sectores de desagüe (sumideros, gargantas, cursos fluviales, etc.); estar rodeadas, al menos en su mayor parte, por crestas y barreras carbonatadas de pendientes relativamente fuertes; su forma en planta suele ser alargada, acorde con la orientación de los principales sistemas de fracturas.

El control tectónico de los poljes es, en general, de gran importancia (Milanovic, 1981); de hecho, la mayoría de los poljes del Karst Dinárico -lugar donde mejor se conocen sus características- corresponde a fosas tectónicas o poljes estructurales (Ford y Williams, 1989). Los procesos de disolución kárstica retocan los efectos de la tectónica y modifican la morfología de la depresión.

La importancia de los poljes en la



Foto 14. Polje de La Dona. En el área de encinar del fondo se marca claramente una superficie de aplanamiento kárstico. Foto: M. López Chicano



Foto 15. Polje de Pilas Dedil. Foto: M. López Chicano

hidrogeología de los macizos kársticos es esencial, ya que constituyen áreas de infiltración preferencial. Para Ford y Williams (1989) existe un factor hidrológico común en la historia de todos los poljes: su desarrollo se produce siempre próximo al nivel local del manto freático; ello favorece el aplanamiento lateral fluvial (corrosión de bordes) más que la incisión en valles profundos.

Según lo expuesto anteriormente, en Sierra Gorda existen al menos siete depresiones que pueden ser consideradas como poljes, si bien, todas ellas presentan netas diferencias entre sí. Para su descripción los he agrupado, al igual que hace Pezzi (1977 a), en poljes internos (Majada del Quejigo, Los Pajonales, Llano de los Morrillos y Llanos del Puerto) y poljes periféricos (Llano

de la Dona, Llano de Pilas Dedil y Llano de Zafarraya). Este último, el único polje funcional que cumple todos los requisitos de la definición clásica de Nicod (1972), no puede ser considerado estrictamente como periférico o marginal.

Los poljes internos constituyen depresiones abiertas en general, aunque con un drenaje exorreico aún difícil de realizarse. Son formas antiguas que en su día fueron fosilizadas por una cubierta de suelo, actualmente muy degradada. Se sitúan en el interior del macizo carbonatado, a cotas variables, aunque bastante coincidentes con las de las principales superficies de aplanamiento kárstico; de hecho, el fondo notablemente corroído de estas depresiones exhumadas, contribuye decisivamente en el establecimiento de los

máximos altimétricos anteriormente comentados. Se trata de paleopoljes o poljes actualmente no funcionales, muy desmantelados y desfigurados, que según Hidalgo (1974) pudieron formarse en una época en que el nivel freático estuvo localizado a una altitud casi constante y próxima al fondo de las depresiones (poljes de nivel de base, según Ford y Williams, 1989). Actualmente se encuentran colgados a cientos de metros del nivel freático, debido al levantamiento del macizo y al encajamiento de la red kárstica subterránea. La dispersión de las cotas a las que se encuentran pienso que puede ser debida a un basculamiento tectónico diferencial, aunque no se puede descartar que sea causada por la ocurrencia de distintas generaciones de poljes.

El paleopolje de Los Pajonales (referido como depresión de la Casa de los Muertos, por Pezzi 1977 a y b) se localiza al sur del pico Víboras, a cota 1380, presentando una planta muy irregular y delimitado por sistemas de fracturas de dirección NNO-SSE y E-O. Su fondo aparece cubierto de uvalas y dolinas en artesa, con importantes rellenos de arcillas de descalcificación, y de contornos muy irregulares. Esto último se observa igualmente en el paleopolje de la Majada del Quejigo (polje de Hoyo Grande según Delgado Moya, 1973; y Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975), situado al sur del vértice Sillón, con una planta alargada según la dirección SO-NE, y con cotas variables desde 1340 a casi 1200 m s.n.m. Esta paleodepresión (foto 13) está limitada al norte por una falla de dirección N 30 E, y es recorrida por un cauce seco que se encaja bastante hacia la salida. Para Pezzi (1977 a), el hecho de que las dolinas situadas en la parte más alta del polje presenten morfología en artesa e importantes rellenos de *terra rossa*, mientras que las dolinas más bajas son más profundas, sugiere la captura del polje por erosión remontante desde el barranco del Salar, valle hacia el cual se abre actualmente la depresión.

Los dos restantes poljes internos que me parecen interesantes de comentar -Llano de los Morrillos y Llanos del Puerto- presentan características netamente distintas a los anteriores. Se trata de dos depresiones kársticas casi cerradas, alargadas según la dirección NO-SE, a favor de sistemas de fracturas de igual orientación. Ambas presentan un fondo con arcilla de descalcificación relativamente abundante, lo que hace que sean parcialmente cultivables. En estos casos, por tanto, no se aprecian las dolinas residuales de los dos poljes anteriores. El Llano de los



Foto 16. El polje de Zafarraya visto desde Sierra Tejeda. En la parte inferior derecha se observa el Puerto de Azafranera. Foto: M. López Chicano

Morrillos se localiza al N del Llano de Zafarraya, a cota 980 m (Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975), con una extensión del relleno detrítico próxima a 1 km². Los Llanos del Puerto se sitúan a casi 1100 m de altitud, a medio camino entre Zafarraya y Los Alazores; la extensión de su relleno detrítico es sólo de 0,8 km², aunque el aplanamiento kárstico asociado al mismo nivel del relleno alcanza casi 2 km² de superficie.

Existen muchos más sectores kársticos deprimidos, con evidentes signos de exhumación, en el interior del macizo de Sierra Gorda, como la Majada del Charco del Negro (Delgado Moya, 1973; Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975; Pezzi, 1977 a y b), Las Lagunetas, la Majada del Hollín, etc., gran número de los cuales aparecen cartografiados en Lupiani y Soria (1988). No obstante, los que he descrito representan los poljes internos más representativos y de mayor envergadura.

Los poljes periféricos de la Dona y Pilas Dedil son poljes abiertos, con un drenaje exorreico forzado por la captura llevada a cabo por el arroyo de Salar. El desagüe de todo el sector se produce a través de un espectacular cañón kárstico denominado Tajo de Espantaperros. Ambos poljes (o paleopoljes) presentan un relleno aluvial cuaternario muy rico en arcilla de descalcificación, pero de débil espesor, el cual tiende a desaparecer progresivamente a consecuencia de la erosión que marca el drenaje exorreico actual.

El polje de la Dona (foto 14) presenta una extensión próxima a 7 km², con un contorno muy irregular a consecuencia de las fracturas que lo delimitan, especialmente en su mitad occidental. Su cota media es próxima a 930 m, aunque presenta un fondo ligeramente on-

dulado (Pezzi, 1977 a) en el que afloran materiales neógenos postorogénicos, que se extienden al este dentro de la depresión de Granada; por esta razón, los límites del polje en su sector oriental no son netos. De hecho, esta depresión se puede considerar como un semipolje en el sentido de Bögli (1980). En el sector occidental, junto a la cortijada de Venta Dona, aparece un apéndice del substrato carbonatado, que en superficie muestra una marcada superficie de corrosión exhumada (banquetas de corrosión), situada al mismo nivel que el relleno detrítico del polje; más al norte de este punto se observan varios *humos* del substrato carbonatado, que emergen de un delgado relleno de *terra rossa*. El drenaje exorreico de esta depresión se produce a través de una incisión practicada por la escorrentía superficial en la barrera carbonatada dominada por el vértice Almendral, al otro lado de la cual se encuentra el polje de Pilas Dedil.

El polje de Pilas Dedil (foto 15) muestra una forma alargada en planta, según la dirección SO-NE, y está limitado por fracturas de igual orientación que configuran una auténtica fosa tectónica. De hecho tanto este polje como el de la Dona pueden ser clasificados como poljes estructurales, en el sentido de Ford y Williams (1989); presentan un relleno neógeno importante, mientras que el relleno cuaternario es muy delgado y se encuentra actualmente en fase de erosión. La extensión superficial del relleno es de unos 3 km².

Un estudio geofísico eléctrico llevado a cabo en los poljes de la Dona y Pilas Dedil (López Chicano, 1989 y 1992) revela claramente el carácter estructural de los mismos, con un substrato carbonatado que asciende y desciende a favor de sistemas de fracturas,

y con rellenos potentes de materiales miocénicos. El nivel freático regional del macizo se encuentra actualmente a varios cientos de metros bajo la superficie de estos poljes parcialmente exhumados (López Chicano y Pulido Bosch, 1989).

El Llano de Zafarraya (foto 16) constituye un polje kárstico de bella factura, siendo el de mayor dimensión de las Cordilleras Béticas (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989) y uno de los más representativos y mejor conocidos de España (Delgado y Fernández Rubio, 1975; Pezzi, 1977 a). Consiste en una depresión cerrada, alargada según la dirección ONO-ESE, con 10 km de longitud y 3,5 km de anchura máxima (Hidalgo, 1974). El fondo de la depresión es muy plano, ligeramente inclinado hacia el oeste, con una pendiente media de 0,4 %. Está compuesto por abundantes materiales detríticos aluviales, depositados durante los desbordamientos del arroyo de la Madre, junto a arcillas de descalcificación predominantes hacia los bordes de la depresión, las cuales dan lugar a áreas permanentemente encharcadas (lagunas del Rico, del Concejo, etc.). Las cotas oscilan entre 1000 m al este y 900 m en el sector central y occidental. La superficie total del relleno detrítico cuaternario es de 22 km², aunque el área de cuenca vertiente se aproxima a 150 km².

El polje de Zafarraya sufre inundaciones periódicas, las cuales, junto a los aspectos hidrológicos más destacados, son comentadas en López Chicano (1992). El arroyo de la Madre, curso fluvial temporal con importantes variaciones en la descarga, atraviesa longitudinalmente el polje, desde su inicio en los manantiales de Parrilla (descarga de Sierra Tejeda) hasta terminar en los sumideros o ponors (foto 17) situados en el extremo noroccidental de la depresión (a cota 887 m s.n.m.). Existen otros ponors situados al suroeste de Zafarraya que recogen la escorrentía superficial generada en el extremo suroccidental del polje (sumidero del Calar, Rincón de la Reina, etc.).

Según los grupos básicos establecidos por Milanovic (1981), la mayoría de los sumideros visibles en el polje de Zafarraya corresponde a ponors aluviales, salvo el sumidero del Calar que responde más a un poner labrado en grandes bloques de roca y fisuras abiertas. Los sumideros del arroyo de la Madre corresponden a ponors aluviales, es decir, las rocas carbonatadas se encuentran bajo los depósitos aluviales cuaternarios no consolidados. Aunque en los ponors más activos aflora el



Foto 17. Sumideros del Arroyo de la Madre en funcionamiento. Al fondo se aprecia una nítida *banqueta* de corrosión. Foto: M. López Chicano

substrato carbonatado, es frecuente que en torno a éstos se produzcan pequeños colapsos en los materiales detríticos que dan lugar a formas en túnel, con profundidades que van desde algunos centímetros a varios metros. Milánovic (1981) explica la génesis de estas formas bajo la presencia esporádica de agua, la cual puede estar contenida en los carbonatos, en los materiales detríticos o en ambas litologías, cuando éstas se encuentran bajo una lámina de agua libre. Los cambios más espectaculares de estos sumideros (en forma, tamaño y localización) se producen tras momentos de inundación o de riada. En sus proximidades, las inundaciones han labrado nítidas *banquetas* corrosivas sobre los materiales carbonatados del borde del polje, permitiendo así su expansión lateral (Lhenaff, 1968).

El control tectónico del polje de Zafarraya se hace patente en su forma alargada, paralela a importantes juegos de fracturas que lo delimitan, pero también en la naturaleza del relleno. Bajo la cubierta aluvial cuaternaria existen potentes sedimentos de edad Mioceno superior (Hidalgo, 1974). El estudio geofísico eléctrico del polje (López Chicano, 1989 y 1992) desvela una compleja estructura interna de la fosa tectónica, tanto por la actuación de los sistemas de fracturas, como por la coexistencia de niveles arcilloso-margosos de distinto origen y difíciles de diferenciar. Se trata pues de un polje típicamente estructural, en el sentido de Ford y Williams (1989), de cuyo fondo emerge esporádicamente el substrato carbonatado (*hums* de Zafarraya, Los Crespo, Cerro de las Porras, etc.).

Valles secos y cañones kársticos

Estas formas fluvio-kársticas (según Bögli, 1980) suelen ir asociadas al levantamiento general de una región y a la consiguiente reprofundización del nivel de base del drenaje superficial de la misma. Existen notables diferencias genéticas entre ambos tipos de valles kársticos, aunque en ocasiones muestran aspectos muy semejantes. En la formación de los valles secos influyen más los procesos de disolución en profundidad que los procesos de erosión fluvial; de hecho, su trazado suele estar jalonado por numerosas formas de disolución (cavidades, dolinas, etc.) que se implantan en áreas densamente fracturadas (Parizek, 1976). Las gargantas o cañones kársticos constituyen valles fluviales encajados en los materiales carbonatados, con paredes subverticales; con frecuencia se originan cuando un curso fluvial alóctono -procedente de un área con importantes afloramientos de rocas poco permeables- atraviesa una barrera caliza (Bögli, 1980). Así, configuran una red de drenaje epigénica o sobrepuesta, donde la erosión fluvial y la corrosión del lecho pasan a predominar sobre los procesos de karstificación.

En Sierra Gorda existen numerosos ejemplos de valles secos, entre los que cabe destacar el barranco del Zumbéon (sector noroccidental) y el barranco de las Marianas (sector nororiental). Ambos valles se desarrollan casi íntegramente en materiales carbonatados y salvan desniveles de casi 1000 metros. Sólo fluyen de manera secular, tras precipitaciones extrema-

damente intensas, y muestran en su recorrido numerosas cavidades o paleoconductos kársticos. Con frecuencia, los cauces secos de Sierra Gorda constituyen los desagües naturales de los paleopoljes interiores.

El cañón más espectacular de Sierra Gorda corresponde al Tajo de Espantaperros, ya comentado anteriormente. Constituye el desagüe natural del polje de Pilas Dedil, salvando un desnivel de más de 200 m en un recorrido de 2 km. Se encuentra asociado al arroyo de Salar, curso fluvial temporal que discurre a cotas mucho más altas que las del nivel freático del macizo. El lecho de este cañón está plagado de cascadas y marmitas (o pilancones), y sus paredes alcanzan desniveles de más de 100 m.

Otros cañones de gran belleza se sitúan en el arroyo de las Mozas, a la altura de la Venta del Rayo (foto 18) y en el río Alhama. En estos casos, ambos cursos fluviales son permanentes, y la proximidad del lecho fluvial a los niveles freáticos de los acuíferos permite la existencia de descargas de aguas subterráneas a lo largo del lecho.

Superficies de aplanamiento kárstico

En varias ocasiones, a lo largo del texto, me he referido a la existencia de amplias superficies subhorizontales de aplanamiento o arrasamiento kárstico en Sierra Gorda (*corrosional plains* en la terminología anglosajona y *Karstrandebene* en la germana). Este tipo de superficies es muy frecuente en el Karst Dinárico, así como en el borde de las regiones kársticas tropicales con relieves cónicos (Bögli, 1980). También han sido descritas en otras áreas de las Cordilleras Béticas, principalmente por Pezzi (1977 a), Lhenaff (1977), Delanoy (1987), etc.

En Sierra Gorda, podrían considerarse como superficies de aplanamiento kárstico los fondos de los grandes poljes periféricos (Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil), así como sus bordes aplanados por corrosión lateral. Sin embargo, puesto que el mecanismo de acreción lateral de un polje, por disolución bajo suelo o bajo lámina de agua, difícilmente puede alcanzar grandes extensiones (Bögli, 1980), he considerado como superficies de aplanamiento los fondos planos de los paleopoljes y poljes internos, así como las vastas superficies desnudas que se extienden en los sectores más altos del macizo (foto 19), y que no se circunscriben aparentemente a ninguna depresión kárstica.

Así definidos, los aplanamientos



Foto 18. Cañón calizo de La Tajea, junto a la Venta del Rayo. Aquí, el arroyo de las Mozas recibe una importante descarga de aguas subterráneas procedente de Sierra Gorda.
Foto: M. López Chicano



Foto 19. Superficie de aplanamiento kárstico en la parte alta de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano



Foto 20. Relieves cónicos relictos en la superficie de aplanamiento de Los Morrillos.
Foto: M. López Chicano

kársticos de Sierra Gorda deben haberse formado por corrosión acelerada en extensas áreas inundables –probablemente bajo una cubierta de suelo que suministraba gran cantidad de CO₂ biogénico al agua–, en momentos en que el nivel freático (o nivel de base) del macizo carbonatado se encontraba relativamente "más alto" y próximo a la superficie del terreno. Ford y Williams (1989) resaltan la necesidad de un periodo más o menos largo y estable, bajo condiciones de humedad suficiente, para permitir la denudación del relieve bajo la franja de oscilación del nivel de inundación. Para Bögli (1980), este tipo de aplanamiento puede extenderse incluso a rocas no karstificables. Así parece ocurrir en el sector de los Nevazos (borde oriental de Sierra Gorda), donde existe una depresión marginal abierta, situada a una cota relativamente constante (950 m), en cuyo fondo afloran, completamente exhumados, materiales carbonatados jurásicos y margas cretácicas.

Un levantamiento tectónico importante del macizo de Sierra Gorda pro-

dujo el basculamiento de esta antigua superficie o superficies, quedando colgadas a varios cientos de metros del nuevo nivel de base. El rejuvenecimiento del relieve provocó la reactivación de los procesos erosivos exógenos y de la disolución kárstica en profundidad, lo que ha ocasionado la exhumación de los antiguos poljes y ha permitido la instauración de extensos campos de dolinas.

Un rasgo frecuentemente asociado a las superficies de aplanamiento kárstico es la existencia de relieves cónicos residuales (*hums* exhumados) que han resistido a la corrosión. En Sierra Gorda, los relieves cónicos o piramidales relictos (foto 20) no son tan frecuentes como en los típicos karst tropicales, jalonados de conos o torres, aunque tampoco se puede decir que aquí sean anecdóticos. Bellos ejemplos de este tipo de relieve pueden observarse en el Alto de los Morrillos y al sur de los vértices Víboras y Cabras.

El principal problema de los aplanamientos de Sierra Gorda se plantea al observar la divergencia de las cotas a

que se sitúan las superficies llanas. Para Pezzi (1977 a) se trataría de una única superficie basculada por los movimientos tectónicos acaecidos en el tránsito del Mioceno al Plioceno. Lhenaff (1977) cartografía retazos de una superficie superior y de otra más baja (próxima a los poljes de Zafarraya, Pilas Dedil y La Dona), aunque deja abierta la posibilidad de que se trate de una única superficie fragmentada. Lupiani y Soria (1988) consideran la existencia de tres superficies en el sector meridional de Sierra Gorda: una a cota 1000-1050 m que afecta a parte de la divisoria entre los poljes de La Dona y Pilas Dedil; otra aproximadamente a 1300 m, de gran extensión, aunque basculada hasta cotas de 1200 m; y la más alta, con cotas entre 1320 y 1400 m, muy basculada.

Desde mi punto de vista, considero como hipótesis más verosímil la existencia de una única superficie de aplanamiento, más o menos compleja, que ha sido fragmentada y descendida a cotas variables por la actividad tectónica. Aunque en ocasiones es muy difícil

Sima de los Machos

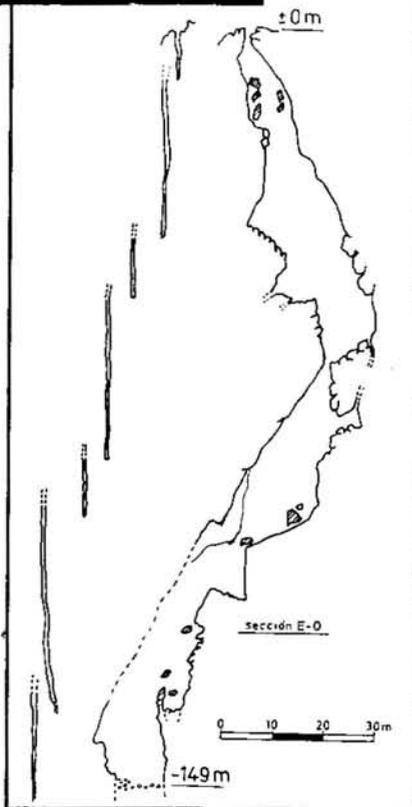


Figura 5. Alzado de la sima de los Machos (LJ-2), la cavidad más profunda penetrada hasta el momento en Sierra Gorda. Topografía: Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, 1981 (González Ríos, 1992).

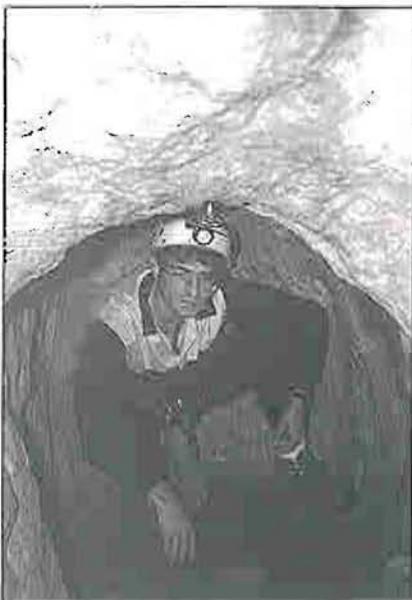


Foto 21. Galerías finales del Complejo Sima Rica-Redil. La leyenda de un tesoro escondido trajo consigo el ensanche artificial de algunos de los conductos de esta cavidad. Foto: J. Pérez Campos

delimitar los accidentes que han dado lugar a los saltos, esta hipótesis se plantea como la más sencilla, ya que las cotas actuales de las plataformas varían en un amplio rango (la mayoría se

Sumidero Porteño

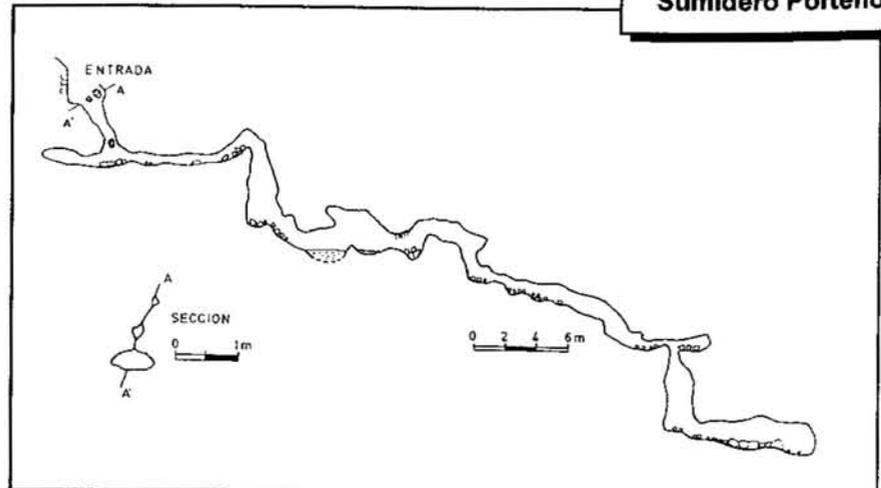


Figura 6. Alzado del sumidero del Porteño (ZA-1), el único ponor activo de Zafarraya penetrado por espeleólogos. Topografía: Grupo Espeleológico Ilíberis, 1982.

sitúan entre 1000 y 1500 m de altitud), lo que obligaría a admitir múltiples generaciones de aplanamientos en el macizo, difíciles de correlacionar con las secuencias estratigráficas de las cuencas sedimentarias neógenas adyacentes.

En general, la altitud de las diferentes plataformas desciende escalonadamente de norte a sur, especialmente hacia los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, áreas que, durante el Mioceno superior, se mostraron fuertemente subsidentes. Las superficies de aplanamiento cercanas a estas depresiones kársticas (a cotas 1000-1100 m) no muestran campos de dolinas tan desarrollados como los de las superficies más altas (las del intervalo altimétrico 1300-1400 m), lo que podría ser debido a su más reciente exhumación.

FORMAS ENDOKÁRSTICAS

El endokarst de Sierra Gorda constituye la parte más olvidada en los estudios geomorfológicos llevados a cabo sobre el macizo, pese a la gran información karstogenética que puede suministrar. El gran desarrollo que han experimentado recientemente las exploraciones espeleológicas de Sierra Gorda, con frecuencia impulsado por el interés arqueológico de algunos enclaves (Menjíbar *et al.*, 1981), permite disponer en la actualidad de casi un centenar de cavidades topografiadas. Ello supone una ardua labor de exploración y cartografía que ha sido protagonizada principalmente, por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos (González Ríos *et al.*, 1982 y 1983; Marín Maldonado *et al.*, 1983; Menjíbar *et al.*, 1989), aunque también existen contribuciones de la Sociedad Excursionista de

Málaga, del Grupo Espeleológico Ilíberis y del Departamento de Arqueología de la Excm. Diputación Provincial de Málaga (Medina Lara *et al.*, 1986). La mayor parte de la información que poseo sobre la red kárstica subterránea de Sierra Gorda procede de esas fuentes, si bien, he tenido ocasión de completar los datos con mis propias observaciones espeleológicas.

Pese al gran número de elementos penetrables, la red kárstica subterránea, conocida en Sierra Gorda, no presenta un desarrollo notable (López Chicano y Pulido Bosch, 1994). El análisis de las topografías disponibles revela una longitud total de galerías próxima a 3000 m, según los desarrollos en planta. La longitud media de los conductos es sólo de 30 m, lo que refleja un claro predominio de las cavidades subverticales (el 80 % corresponde a simas). La máxima profundidad alcanzada en las exploraciones es de -149 m, en la sima de los Machos (figura 5). El escaso desarrollo de la red kárstica penetrable (foto 21) puede ser debido a la dispersión extrema de los puntos de infiltración del agua de lluvia (Marín Maldonado *et al.*, 1983), de manera que las cavidades sólo son penetrables cuando concentran la escorrentía superficial (por ejemplo, en el fondo de una dolina), o bien, cuando la superficie topográfica evoluciona hasta recortar una cavidad profunda. En los ponors del polje de Zafarraya, las condiciones son más favorables para el progreso de la karstificación, pero los arrastres de sólidos son tan importantes que las galerías se colmatan con gran facilidad.

Los ponors de Zafarraya constituyen formas endokársticas de características bien definidas. Su aspecto externo ya ha sido comentado anteriormente. En su interior, los pasajes muestran sec-

LJ-17

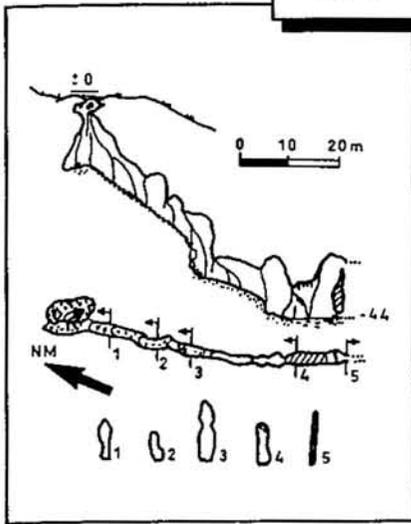


Figura 7.-Sima LJ-17, desarrollada a favor de una fractura. Topografía: Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, 1980 (Marín Maldonado et al., 1983).



Foto 23. Una de las surgencias del sector de Riofrio. Aunque se ha intentado, ninguno de estos manantiales ni la red kárstica activa han podido ser penetrados hasta el momento por espeleólogos. Foto: M. López Chicano

Sima del Fuego

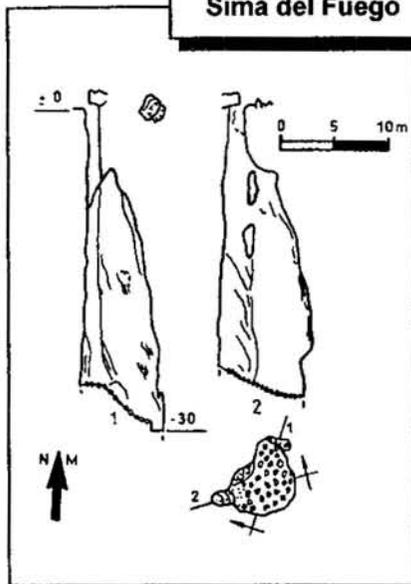


Figura 8. Sima del Fuego. Topografía: Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, 1980 (Marín Maldonado et al., 1983).

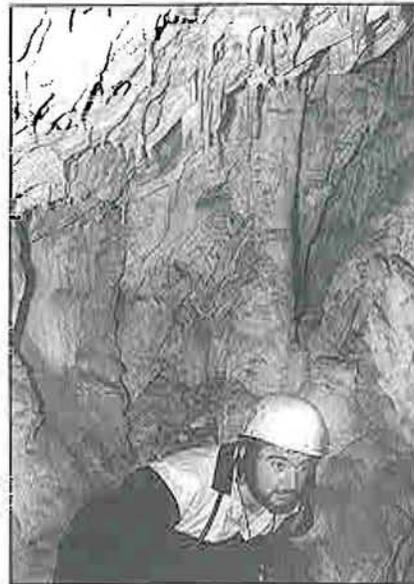


Foto 22. Formas de reconstrucción litoquímica. Los sedimentos clásticos, caos de bloques y espeleotemas son abundantes en las cavidades de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano

ciones subcirculares, típicas de conductos "forzados" o freáticos que funcionan o han funcionado en el interior de la zona saturada. Las paredes de las galerías muestran acanaladuras y aristas muy vivas, producto de la corrosión y de la abrasión que ejercen las aguas cargadas de materiales sólidos en suspensión. El único ponor que ha podido ser penetrado por los espeleólogos es el sumidero del Porteño (figura 6). Escenario de la trágica muerte del espeleólogo Luis Avila; este sumidero presenta unos 70 m de galerías, y un desnivel total de unos 24 m. Contiene una galería inundada de al menos 50 m de longitud (sifón de Luis).

Buena parte de las simas de Sierra

Gorda consiste en cavidades subverticales que actúan o han actuado como desagüe -a modo de sumideros- de las dolinas. En estos casos, la cavidad en sí puede presentarse de varias formas: como una fractura, más o menos neta, ensanchada por disolución (figura 7); como un pozo vertical, de sección subcircular, generado a favor de un cruce de fracturas, cuyo ejemplo más espectacular quizás lo constituya el Torcón del Hoyo Hondo (Menjíbar et al., 1989); o como un pozo que conecta con una gran sala, generalmente fusiforme (figura 8), formada por hundimiento del techo o por erosión inversa (Maucci, 1966).

Otra tipología abundante son las si-

mas desarrolladas a favor de una diaclasa o fractura distensiva, ensanchada por disolución no mucho más de un metro. La cavidad se muestra con frecuencia recortada por la evolución de la superficie del terreno. Puede alcanzar grandes profundidades -superiores al centenar de metros- sin solución de continuidad hasta el estrechamiento natural de la fractura, o bien mostrar rellanos y escalones originados por "tapones" de bloques encajados en las paredes. Un buen ejemplo de este tipo de cavidades lo constituye la sima de los Machos (figura 5).

El control tectónico de las cavidades verticales es muy patente, baste comprobar la forma en planta de muchas de ellas. Con frecuencia, las secciones de las galerías tienen un aspecto fusiforme o de medio huso (*joint passages*), alargado en el sentido de desarrollo de la fractura (figura 7). Probablemente se trate de conductos originados antiguamente bajo condiciones freáticas o vadosas, en el sentido de Bögli (1980). Los derrumbamientos de bloques de los techos y paredes, así como los rellenos clásticos o litoquímicos (foto 22), han modificado sustancialmente la morfología original de la red endokárstica penetrable. Ninguna de las simas alcanza el nivel freático actual del macizo kárstico (foto 23).

Queda comentar las cavidades subhorizontales -cuevas o cavernas- de las que también existen ejemplos en Sierra Gorda. Estos conductos kársticos (o mejor paleoconductos, ya que todos se encuentran sin actividad hídrica importante) suelen presentar secciones subcirculares (figura 9) típicas de conductos "forzados" en condiciones freá-

Cueva de las Cabras

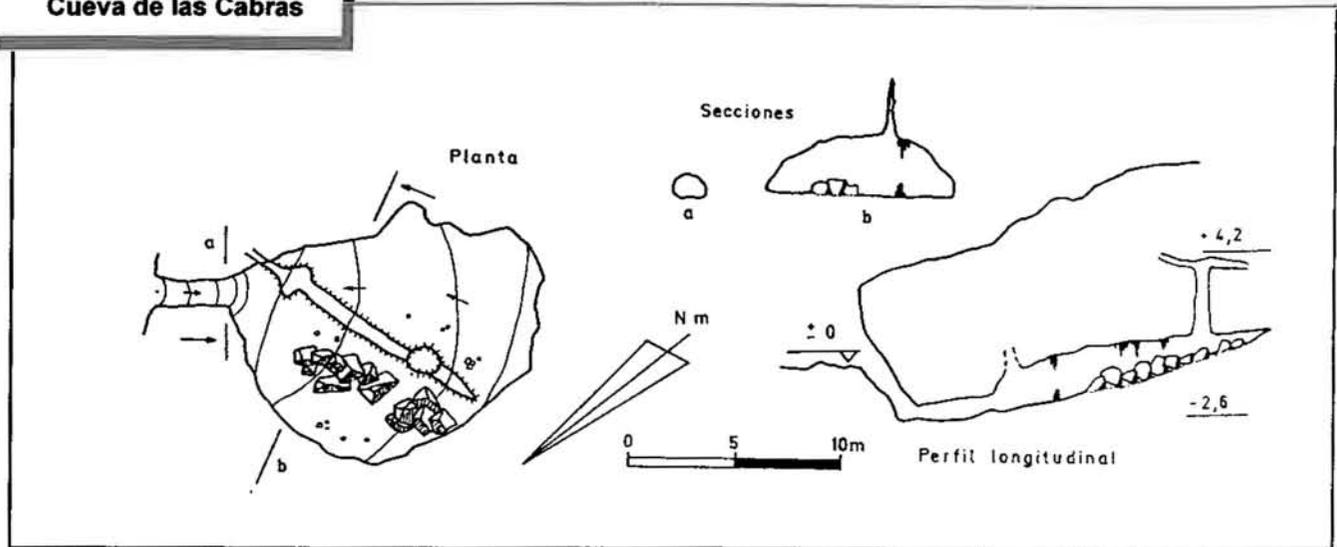


Figura 9. Cueva de las Cabras. Topografía: Sociedad Excursionista de Málaga, 1978



Foto 24. Paleoconductos kársticos situados a cota 700 m s.n.m. en el borde nororiental de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano

ticas, aunque "retocados" por los derumbamientos de bloques y las formas de reconstrucción más recientes. Este tipo de cavidades es frecuente en la vertiente norte de Sierra Gorda, a cotas comprendidas entre 800 y 1000 m de altitud, donde aparecen ligadas a abrigos excavados en las cornisas residuales de las vertientes reguladas. En la génesis de los abrigos parecen haber intervenido procesos de gelifracción y crioclastia durante los periodos fríos del Cuaternario. También son abundantes las cuevas en torno al borde occidental del pico Cabras (cotas 1400-1500), como reflejo quizás de un antiguo *nivel de base* que enrasaría con una superficie de aplanamiento, aunque la presencia de materiales cretácicos impermeables, bajo las calizas jurásicas en este sector de Sierra Gorda, podría explicar la existencia de una red

de drenaje kárstico colgada y local. Otras cuevas se localizan en la vertiente sur de la Sierra de Alhama (a cotas que oscilan entre 700 y 1100 m s.n.m.), desde la cortijada de la Marchamona hasta el Boquete de Zafarraya, y, con desarrollos incipientes, en el borde nororiental del macizo. En estas últimas, situadas a una cota bastante constante (700 m), se pueden observar rellenos detríticos con estructuras de corrientes, por lo que considero que se trata de paleosurgencias (están en el contacto calizas-margas) o al menos paleoconductos kársticos (foto 24).

La cota media a la que se sitúan las cavidades conocidas en Sierra Gorda es de 1325 m s.n.m. (desviación típica de 180 m). Esta cota coincide bien con la altitud de uno de los máximos altimétricos definidos anteriormente, así como con la posición más frecuente de

los aplanamientos kársticos. Este hecho, unido a la manifiesta inactividad hídrica que muestran los conductos penetrados (a excepción de los ponors de Zafarraya), parece sugerir una estrecha relación de esta red kárstica, relictica o fósil, con los paleopoljes interiores del sector somital del macizo de Sierra Gorda. La contemporaneidad de ambos fenómenos es una hipótesis muy plausible, y viene en parte reforzada por la evolución tectónica de la región (López Chicano, 1994).

Una prueba más de la existencia de una red kárstica fósil en buena parte del macizo de Sierra Gorda, consiste en los frecuentes afloramientos de *falsa ágata*, a modo de grandes bolsadas o fracturas abiertas totalmente colmatadas por crecimientos de calcita, que han sido exhumados por la erosión. Estos crecimientos calcíticos y brechas concrecionadas constituyen, al igual que en otros macizos kársticos próximos (Delannoy, 1987), testigos de la existencia de antiguas cavidades, actualmente desmanteladas.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA EXTERNA

El análisis del paisaje kárstico de Sierra Gorda y del contexto geodinámico de la región revela una prolongada evolución geomorfológica de este macizo, de manera que no se puede entender su aspecto actual sin tener en cuenta los eventos geológicos y climatológicos acontecidos especialmente en los últimos 11 millones de años. El cuadro de la evolución geodinámica reciente del macizo puede ser completado con los datos neotectónicos y los análisis estadísticos de fracturación y de la red kárstica.



Foto 25. Paleocavidad y relleno marino pelágico mesozoico de un dique neptúnico en la Umbria de Cazadores. Foto: M. López Chicano

tica subterránea expuestos en López Chicano y Pulido Bosch (1994).

Los primeros procesos de karstificación que afectaron a los materiales carbonatados de Sierra Gorda parece que tuvieron lugar hace unos 180 millones de años, cuando aún no estaba definido el macizo como tal. La plataforma marina carbonatada del Jurásico inferior (Lías inferior y medio) llegó a emerger, parcialmente y de forma temporal, por encima del nivel del mar, coincidiendo con un descenso generalizado de éste, y a favor del basculamiento ocasionado por el funcionamiento de fracturas creadas en una etapa temprana de inestabilidad tectónica. Se produjo una fase de *rifting* intracontinental, coincidiendo con la apertura del Atlántico (García Hernández *et al.*, 1980), en la que un sistema de fallas listricas levantó algunos bloques (especialmente en el sector septentrional de lo que hoy es la unidad geológica de Sierra Gorda) que al emerger comenzaron a karstificarse. La karstificación progresó principalmente a favor de fracturas. Este fenómeno tuvo lugar en varias fases, desde el Carixiense hasta el Jurásico superior (García Hernández *et al.*, 1986-1987), en los que la fosilización y colmatación del relieve paleokárstico se produjo por sedimentación autóctona

en el interior de las cavidades creadas (diques neptúnicos) y por el reinicio de la sedimentación pelágica (foto 25), al elevarse de nuevo el nivel del mar.

Dejando al margen el posible episodio paleokárstico mesozoico, la evolución morfológico-kárstica de Sierra Gorda se inicia en el Mioceno superior. Tras la última fase compresiva fini-Serravalliense o intra-Tortonienense basal el macizo se encuentra emergido, desprovisto de la cubierta margosa cretácico-paleógena, y, probablemente, mostrando un volumen montañoso importante. Cabe la posibilidad de que la emersión se llevara a cabo durante alguna fase compresiva previa a las anteriormente citadas, aunque no existe clara evidencia de ello.

Durante la transgresión tortoniense, los conglomerados y calcarenitas marinas -que incluyen elementos procedentes de la erosión de Sierra Gorda y otros macizos carbonatados (González Donoso, 1967)- fosilizan un relieve desigual: algo aplanado en el sector de los Llanos de la Dona y Pilas Dedil; con un cierto vigor en el sector nororiental del macizo (escarpe de falla y acantilado marino fosilizado en la proximidad del cortijo Malos Tratos; Lhenaff, 1977) y en el entorno de los Baños de Alhama de Granada. Los afloramientos del Mioce-

no superior discordantes sobre las calizas de Sierra Gorda se sitúan actualmente a cota máxima de 1000 m s.n.m. Martín Algarra *et al.* (1989) reconocen la existencia de una fase de karstificación previa al depósito del Tortonienense inferior en Sierra Harana, macizo calizo situado en una posición geológica equivalente a la de Sierra Gorda. En el polje de la Dona, junto a la cortijada del mismo nombre, existe un pequeño afloramiento de calcarenitas tortonienses aislado sobre las calizas. Este afloramiento muestra una forma subelíptica en planta, que quizás pueda representar la fosilización de una paleodolina, vestigio de la karstificación tortoniense o pretortoniense en Sierra Gorda.

Aunque de momento resulta imposible realizar dataciones de la única superficie fundamental de aplanamiento, que he considerado existe en Sierra Gorda, parece muy probable que fuera en esta época cuando se formó. Lhenaff (1968) considera que durante la regresión del Mioceno superior el relieve de Sierra Gorda se atenuó progresivamente, por erosión, karstificación y peniplanización, coetáneas con el cambio de facies marinas a continentales del relleno de la depresión de Granada. Pezzi (1977 a y b) considera que la superficie de aplanamiento, situada por encima de los 1200 m de altitud, enrasaría con el techo de las calizas lacustres del Turoliense superior. Para este autor, el depósito de estas facies lacustres indica una intensa disolución kárstica en los relieves emergidos, que suministraría el volumen necesario de carbonato cálcico. El aplanamiento se formaría a expensas de un "nivel de base" de drenaje kárstico permanente, bajo un clima cálido y húmedo, asociado a relieves residuales, a poljes de nivel de base y a una red kárstica poco profunda (figura 10).

Los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil no existían sino como meras fosas tectónicas, donde se depositaba la serie miocénica, a modo de brazo de mar prolongado desde la depresión de Granada, el cual, progresivamente pasa a recibir sedimentación continental. Entre Arenas del Rey y Zafarraya existió un área o eje de fuerte subsidencia, relacionado con fallas de dirección E-O que mantenían una gran actividad tectónica en esta etapa (Sanz de Galdeano, 1985).

Durante el Mioceno terminal, o tránsito Mioceno-Plioceno, se produce una pulsación tectónica que da origen a una importante etapa de creación de relieve (Lhenaff, 1968 y 1977). Según Sanz de Galdeano (1985), en esta fase

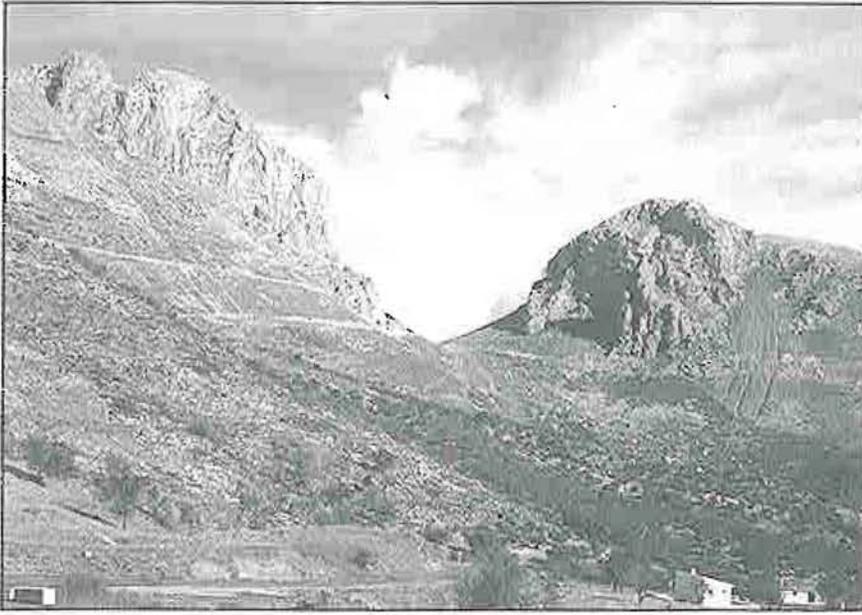


Foto 26. El Boquete de Zafarraya visto desde la vertiente malagueña. En el espolón de la izquierda se aprecia la entrada de la Cueva del Boquete, famosa por sus restos arqueológicos.
Foto: M. López Chicano

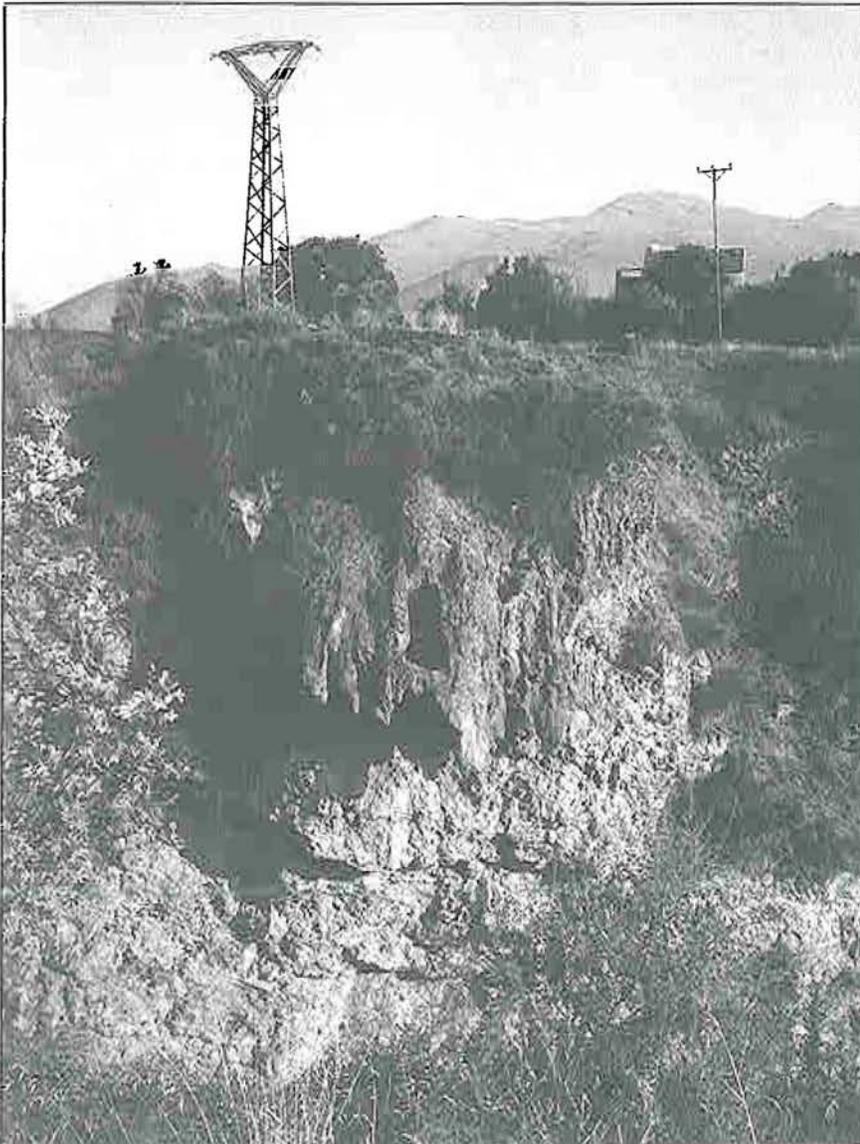


Foto 27. Depósitos travertínicos cuaternarios ligados a los manantiales del sector de Loja (Garganta de los Infernos). Foto: M. López Chicano

se pudieron producir desplazamientos verticales o saltos de más de 1000 m, a favor de la reactivación de fallas de dirección E-O y NNO-SSE. A tenor de ello, no es de extrañar las diferencias de cota entre los distintos sectores aplanados de Sierra Gorda, individualizados y basculados a raíz de esta inestabilidad tectónica. También se deshace la propia continuidad de los niveles estratigráficos depositados en las cuencas sedimentarias marginales.

A esta etapa de levantamiento le sigue un período de intensa erosión y karstificación del macizo de Sierra Gorda y de otros macizos próximos, coetáneo con el depósito de materiales esencialmente detríticos del Mioceno terminal-Pleistoceno inferior (Plioceno en sentido amplio). La red fluvial se encaja fuertemente. Las áreas más subsidentes se localizan en el borde norte de la depresión de Granada, según una línea de depocentros (con sedimentación fluvial y lacustre) coincidente con el trazado del accidente Cádiz-Alicante (Soria y Fernández, 1988). La red kárstica subterránea de Sierra Gorda también sufre un fuerte encajamiento, como acomodación al nuevo "nivel de base" establecido. Se produce, pues, un importante rejuvenecimiento de los procesos kársticos, uno de cuyos efectos es el depósito de masas travertínicas y calizas oncolíticas asociadas a la sedimentación detrítica pliocena (s.l.) en el sector septentrional del macizo de Sierra Gorda (sector Loja-Salar). Quizás el equivalente de estos depósitos en el borde sur de Sierra Gorda venga dado por los conglomerados y travertinos de la Mesa de Zalia.

En la parte somital de Sierra Gorda se produce pérdida de suelos, dándose inicio a la exhumación y apertura de los paleopoljes interiores. Sobre las superficies aplanadas más altas y los relieves relictos se instauran extensos campos de dolinas. La erosión afecta también a los materiales miocénicos depositados en las depresiones de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, cuyo drenaje es todavía exorreico. Es posible que en la depresión de Zafarraya las aguas busquen su salida a través de ciertas entalladuras (foto 26) practicadas en las barreras calcáreas (Boquete de Zafarraya y Azafranera, según Lhenaff, 1968 y 1986).

Aunque la inestabilidad tectónica no parece haber remitido en ningún momento, durante el Pleistoceno inferior ésta debió ser especialmente intensa, dando origen a la discordancia plio-pleistocena (s.l.). Tras esta fase tectónica se habría producido el cierre de los

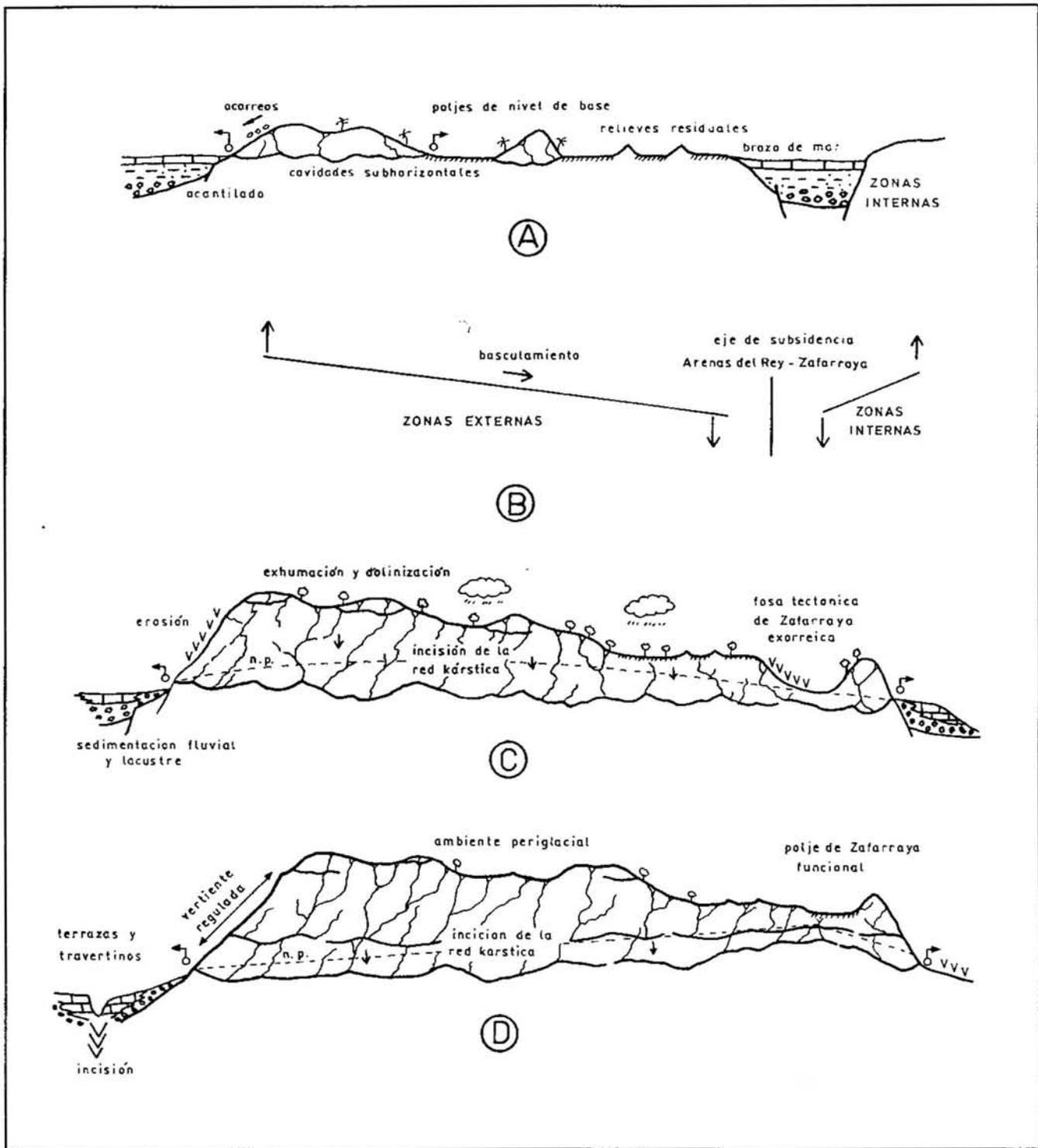


Figura 10. Principales etapas de la evolución morfológico-kárstica de Sierra Gorda: A, período Tortonense - Turolense superior; B, fase tectónica finimiocena, levantamiento y basculamiento de las superficies de aplanamiento; C, etapa comprendida entre el Mioceno superior terminal y el Pleistoceno inferior (Plioceno, s.l.); D, etapas frías del Pleistoceno medio y superior, y Holoceno

poljes periféricos. Al menos en el polje de Zafarraya parece bastante seguro que fue en esta época cuando comenzó el drenaje claramente endorreico (Lhenaff, 1968). Hay una reactivación de los procesos erosivos, también impulsados por la crisis climática del Pleistoceno y la morfogénesis periglacial (vertientes reguladas, excavado de abrigos, rotura de crestas en los lapi-

ces exhumados, depósitos de brechas originadas por gelifracción, etc.).

La red fluvial sufre un nuevo encajamiento (formación de cañones kársticos) y el río Genil, que en la fase anterior desembocaba en un área lacustre con difícil drenaje, busca su salida de la depresión de Granada excavando un profundo cañón (los Infiernos de Loja); este encajamiento continúa actualmente.

La karstificación en Sierra Gorda no cesa en buena parte de este período. La red endokárstica ha tenido que excavar más profundo para adaptarse a un nuevo "nivel de base", ciertamente muy poco estable. Existen importantes depósitos de travertinos en Loja (foto 27), ligados a las surgencias principales del macizo. En la actualidad parece existir una cierta ralentización de los procesos kársticos (Lupiani y Soria,

1988), quizás debido a la pérdida de la cobertura vegetal del macizo por el frío (Pezzi, 1977 a) o por la presión antrópica (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989). Ello no implica que la tasa de denudación kárstica actual sea poco importante, en comparación con otros macizos carbonatados de Andalucía (42 m³/km²/año, según Garay *et al.*, 1988).

Durante el Holoceno se ha producido la apertura de los poljes de la Dona y Pilas Dedil, por captura remontante del arroyo de Salar. Estos poljes tienden a desmantelarse, mientras que el polje de Zafarraya se ha preservado como forma cerrada gracias a las especiales condiciones hidrológicas e hidrogeológicas de que goza (Lhenaff, 1986).

Las principales etapas de la evolución morfológico-kárstica reciente del macizo de Sierra Gorda, desde el Mioceno a la actualidad, se recogen esquemáticamente en la figura 10.

REFERENCIAS

- BOGLI, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin, 284 p.
- CVIJIC, J. (1893). *Das Karstphänomen*. Geogr. Abh.: 215-319.
- CVIJIC, J. (1960). *La géographie des terrains calcaires*. Acad. Serbe Sci. et Arts, Beograd, 341, 212 p.
- DELANNOY, J.J. (1987). *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía, Serranía de Grazalema y Sierra de las Nieves*. A.M.A. y Casa de Velazquez, 50 p.
- DELGADO MOYA, S. (1973). *Estudio Hidrogeológico del Karst de Sierra Gorda (Granada)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada: 99 p.
- DELGADO MOYA, S. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1975). *Morfología Karstica de las Sierras de Loja y Alhama (Granada)*. Cuad. Geogr., Univ. Granada, s.m. 1: 109-119.
- DIAZ del OLMO, F. y DELANNOY, J.J. (1989). *El Karst en las Cordilleras Béticas. Subbético y zonas internas*. In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España*. Monografía 4, S.E.G., Madrid: 175-185.
- FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 p.
- GARAY, P. (1983). *Estudio geomorfológico del macizo kárstico del Mondúver (Provincia de Valencia)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 110 p.
- GARAY, P.; OBARTI, F.J. y MORELL, I. (1988). *Dissolution-rates in Spanish Karst regions*. In: *Karst Hydrogeology and Karst Environments Protection*. I.A.H. 21 st Congress, Guilin, 1: 276-280.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ de GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980). *Mezozoico paleogeográfico evolution of the external zones of the Betic Cordillera*. Geol. Mignbouw, 59, 2: 155-168.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986-1987). *Discontinuidades estratigráficas en el jurásico de Sierra Gorda (Subbético Interno, provincia de Granada)*. Acta Geol. Hisp.,
- GONZALEZ DONOSO, J.M. (1967). *Estudio geológico de la depresión de Granada*. Tesis Doctoral, Univ. Granada,
- GONZALEZ RIOS, M.J. (1992). *Grandes cavidades de la provincia de Granada*. Espeleotemas, 2: 19-36.
- GONZALEZ RIOS, M.J.; CALVO RODRIGUEZ, M.; TORICES, S.M. y DIAZ, M. (1983). *Cavidades del sector -Alhama de Granada- (Complejo de Sierra Gorda)*. Spes, 3: 59-74.
- GONZALEZ RIOS, M.J.; MARIN, J.C.; CALVO, J.A. y CALVO, M. (1982). *Cavidades del sector de Sierra Blanquilla (Sierra Gorda), Granada*. Spes, 2: 58-76.
- HIDALGO, J. (1974). *Estudio hidrogeológico del Polje de Zafarraya y zonas adyacentes (provincias de Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 165 p.
- LHENAFF, R. (1968). *Le Poljé de Zafarraya (Province de Grenade)*. Mélanges de la Casa de Velazquez, 4: 5-25.
- LHENAFF, R. (1977). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Lille III, 713 p.
- LHENAFF, R. (1978). *Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Rev. Geogr. Alpine: 299-307.
- LHENAFF, R. (1986). *Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique*. Karstologia, mémoires, 1: 101-112.
- LOPEZ CHICANO, M. (1989). *Geometría y estructura de un acuífero kárstico perimediterráneo: Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 77 p.
- LOPEZ CHICANO, M. (1992). *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 429 p.
- LOPEZ CHICANO, M. y PULIDO BOSCH, A. (1989). *Compartimentación y descenso de niveles piezométricos en un sector del sistema de Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. In: *La sobreexplotación de acuíferos*. Temas Geológico-mineros, I.T.G.E., Almería, 10: 577-591.
- LOPEZ CHICANO, M. y PULIDO BOSCH, A. (1994). *Estudio comparativo entre fracturación y karstificación en Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. Espeleotemas, 4: 3-14.
- LOPEZ LIMIA, B. (1987). *Geomorfología del Karst de Pinar Negro (Sierra de Segura - Jaén)*. Lapiaz, Monografía II: 5-55.
- LUPIANI, E. y SORIA, J. (1988). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1025 (Loja) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E.
- LLOPIS, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología kárstica*. Ed. Blume, Madrid, 269 p.
- MARIN MALDONADO, J.C.; TORICES, S. y CALVO, M. (1983). *Cavidades del sector de Santa Lucía (Sierra Gorda)*. Spes, 2: 77-87.
- MARTIN ALGARRA, A.; SORIA, J. y VERA, J.A. (1989). *Paleokarst mesozoicos y terciarios en la Cordillera Bética*. In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España*. Monografía 4, S.E.G., Madrid: 299-308.
- MAUCCI, W. (1966). *La hipótesis de la erosión inversa como contribución al estudio de la espeleogénesis*. Centro de Estudios Hidrográficos, 51, 49 p.
- MEDINA LARA, F.; BARROSO, C.; SANCHIDRIAN, J.L. y RUIZ BUSTOS, A. (1986). *Avance al estudio de los niveles musterienses de la Cueva del Boquete de Zafarraya, Alcaucín, Málaga (Excavaciones de 1981-83)*. Homenaje a Luis Siret, Sevilla: 94-105.
- MENJIBAR, J.L.; CASTRO, J.A. y MORENO, F. (1989). *El Torcón del Hoyo Hondo (Loja, Granada)*. Andalucía Subterránea, 9: 17-21.
- MENJIBAR, J.L.; MUÑOZ GARCIA-LIGERO, M.J. y GONZALEZ RIOS, M.J. (1981). *Nuevos hábitats neolíticos en el sector oriental de Sierra Gorda (Granada)*. Antropología y Paleoecología Humana, 2: 55-78.
- MORENO, J.A. (1987). *Zafarraya. El polje y su cultura*. Itmo. Ayuntamiento de Zafarraya: 151 p.
- MORENO GARZÓN, L. (1973). *Zafarraya y Ventas de Zafarraya*. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada: 175 p.
- MORENO GARZÓN, L. (1973). *Zafarraya y Ventas de Zafarraya. El polje y su repoblación*. Cuad. Geogr. Univ. Granada, 3: 77-116.
- MILANOVIC, P. (1981). *Karst Hydrogeology*. W. R. P., 434 p.
- NICOD, J. (1972). *Pays et paysages du Calcaire*. Presses Universitaires de France, Paris, 244 p.
- PARIZEK, R.R. (1976). *On the nature and significance of fracture traces and lineaments in carbonate and other terranes*. In: W.R.P. *Karst Hydrology and Water Resources*. U.S.-Yugoslavian Symp., Dubrovnik, 1: 47-108.
- PEZZI, M.C. (1977 a). *Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada. Cuad. Geogr., Univ. Granada, s.m.-2, 289 p.
- PEZZI, M.C. (1977 b). *Un Karst caractéristique de montagne moyenne méditerranéenne: Sierra Gorda (Granada), Cordillères Bétiques*. St. Trentini Sci. Nat., 54: 37-54.
- SANZ de GALDEANO, C. (1985). *La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escurriero del terremoto del 25-12-1884)*. Estudios geol., 41: 59-68.
- SORIA, J.M. y FERNANDEZ, J. (1988). *Evolución lacustre en la cuenca de Granada (Cordilleras Béticas)*. II Congreso Geológico de España, Simposios: 501-508. ■