

## EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DEL POLJE DE GALLOCANTA (CORDILLERA IBERICA)

F.J. Gracia<sup>1</sup>, F. Gutiérrez<sup>2</sup> y M. Gutiérrez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real, Cádiz

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza

**Resumen:** En el presente trabajo se interpreta el origen de la Depresión de Gallocanta como ligado a la evolución de un polje generado a finales del Plioceno y desarrollado a lo largo del Cuaternario. Se han reconocido y cartografiado hasta cuatro superficies de corrosión kárstica escalonadas, las cuales permiten reconstruir la evolución morfológica del polje. Los procesos kársticos de profundización de su fondo cesaron cuando éste alcanzó el substrato margoevaporítico triásico, propiciando la generación de lagunas semipermanentes, entre las que destaca la Laguna de Gallocanta. La evolución posterior de la misma ha estado caracterizada por procesos litorales lacustres, responsables de la compartimentación del lago en lagunas menores, y por procesos de karstificación de las evaporitas triásicas infrayacentes, responsables de la salinización de sus aguas. El estudio realizado permite deducir que las fallas de los márgenes de la depresión, han sido prácticamente inactivas a lo largo del Cuaternario, siendo los procesos de corrosión kárstica, controlados lito-estructuralmente, los principales causantes de su génesis y evolución. El modelo propuesto posee diversas implicaciones estratigráficas, tectónicas e hidrogeológicas de interés regional.

**Palabras Clave:** Superficies de erosión, karst, polje, Cuaternario, sistema lacustre, Cordillera Ibérica.

**Abstract:** In this work an interpretation for the origin of the Gallocanta Depression is proposed. The genesis of this endorheic depression is linked to the evolution of a karstic polje generated in the Upper Pliocene and developed throughout the Quaternary. Up to four stepped karstic corrosion surfaces have been mapped, which allow the reconstruction of the morphological evolution of the polje. The deepening of the polje bottom by corrosion processes ceased when it reached the impervious Triassic substratum (base level of the karstic system). This situation led to the generation of semipermanent lakes, being Gallocanta Lake the largest one. The later evolution of this lake was characterized by lacustrine coastal processes, which tend to a segmentation of the lake into minor lacustrine depressions, and by karstification processes of the underlying Triassic evaporites, which have produced the salinization of the lacustrine waters. Several arguments indicate that the faults at the margins of the depression, previously considered responsible of its generation, have been mostly inactive through the Quaternary. Instead of tectonic subsidence, the structurally-controlled karstic corrosion processes have been the main cause of its genesis and evolution. The proposed model involves several stratigraphical, structural and hydrogeological implications of regional interest.

**Key Words:** Planation surfaces, karst, polje, Quaternary, lacustrine system, Iberian Range.

Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (1999): El polje de Gallocanta (Cordillera Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 351-368

Las investigaciones geomorfológicas llevadas a cabo en la Cordillera Ibérica durante las dos últimas décadas han puesto de manifiesto la existencia de numerosos poljes, generalmente abiertos (capturados por la red fluvial), elaborados en formaciones carbonatadas jurásicas y cretácicas y ubicados fundamentalmente en el sector centro-oriental de la Cordillera (Gutiérrez *et al.*, 1982, 1983; Peña *et al.*, 1987; Lozano, 1988; Lozano y Jiménez, 1990; Sánchez Fabre, 1990; Peña *et al.*, 1989, 1991; Echeverría, 1993; Gutiérrez y Valverde, 1994; Barrón *et al.*, 1996; Gracia *et al.*, 1996; Pérez González *et al.*, 1997). La generación de algunos de estos poljes está condicionada por la fracturación neotectónica, mientras que en otros no se observa ningún tipo de control ligado a la tectónica frágil.

El término *polje*, de origen eslavo, hace referencia a un campo de cultivo plano situado en el fondo de una depresión cerrada. Estas grandes depresiones pueden ser subcirculares o bien alargadas según directrices estructurales. Las laderas que las enmarcan generalmente presentan pendientes acusadas, a cuyo pie suelen existir numerosas surgencias. El fondo de las depresiones comúnmente se encuentra relleno de una cobertera de reducido espesor, formada por sedimentos aluviales y arcilla de decalcificación, sobre la que se desarrolla una red fluvial difusa que desemboca en sumideros (*ponors*). Los poljes pueden encontrarse inundados (temporal o permanentemente), o bien permanecer secos a lo largo de todo el año. Estas características, junto con su extensión (según Gams, 1978, la anchura del

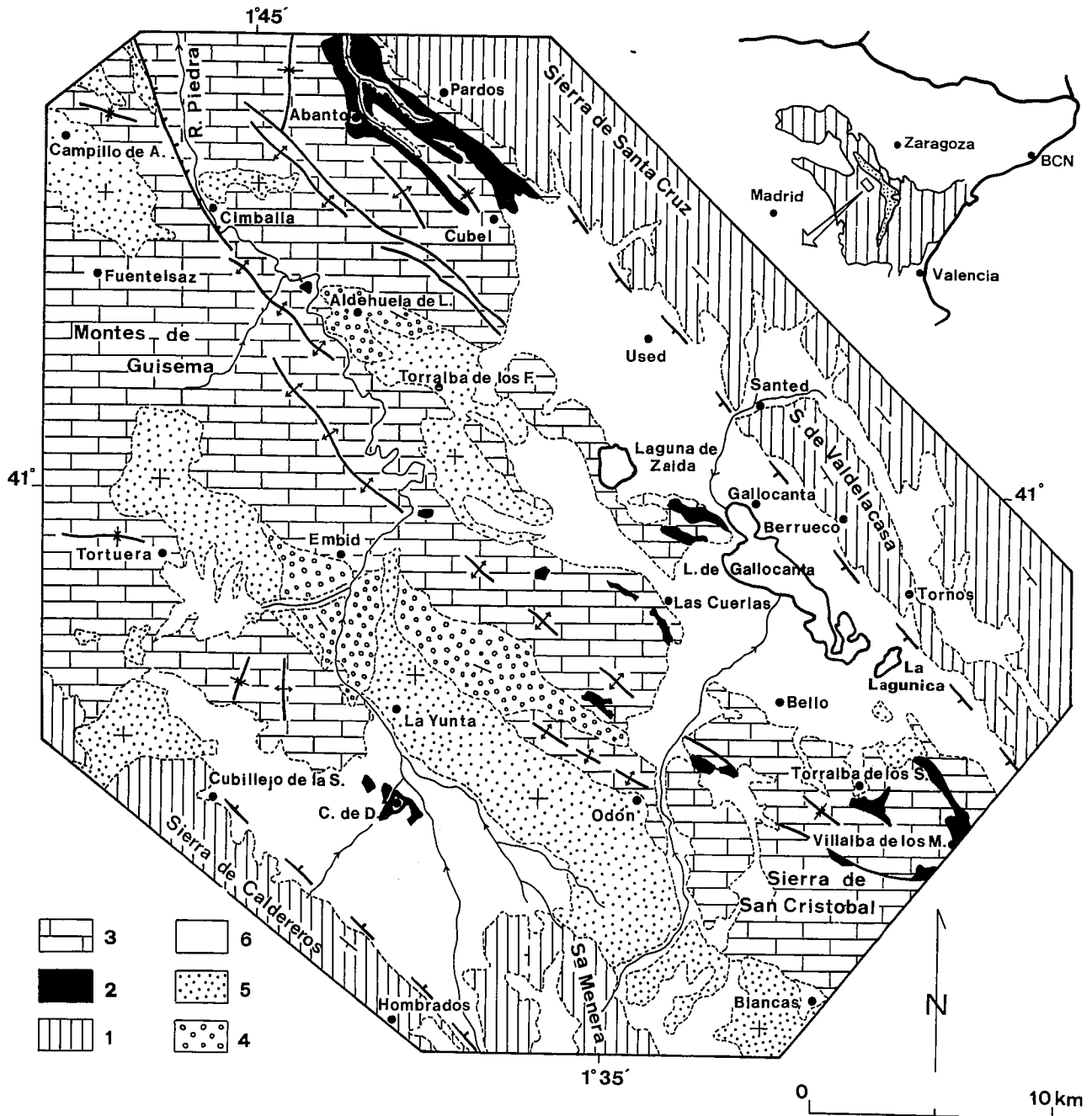


Figura 1.- Situación del área de estudio en la Cordillera Ibérica y esquema geológico de la Depresión de Gallicanta. Simbología: 1.- Paleozoico y Triásico inferior (Buntsandstein); 2.- Triásico superior margo-evaporítico; 3.- Mesozoico calcáreo; 4.- Paleógeno; 5.- Neógeno; 6.- Cuaternario.

fondo debe ser superior a los 400 m), los hace claramente diferentes de cualquier otra morfología kárstica superficial (Sweeting, 1972; Nicod, 1978; Bögli, 1980; Trudgill, 1985; Jennings, 1985; Bonacci, 1987; White, 1988; Ford y Williams, 1989).

Estas depresiones presentan un gran desarrollo en la región balcánica (Dinárides), donde se han llegado a diferenciar diversas tipologías (Milanovic, 1981; Mijatovic, 1984). Así, pueden formar parte de fosas tectónicas, rellenas por elevadas potencias de materiales terciarios (más de 2.000 m en el karst yugoslavo). En este caso el aplanamiento del fondo de las depresiones tiene un origen mecánico. Este tipo de poljes son

característicos de las regiones más elevadas del karst dinárico. Sin embargo, los poljes situados a menor altura y próximos al Mar Adriático se localizan sobre formaciones carbonatadas en las que se desarrollan superficies de aplanamiento por corrosión kárstica escalonadas. Los poljes de la Cordillera Ibérica corresponden a este segundo tipo.

La mayoría de los poljes de la Cordillera Ibérica ocupan una amplia superficie, en la que se registran diferentes etapas morfogenéticas que han tenido lugar a lo largo de épocas cuaternarias. Su estudio presenta un interés múltiple, ya que, por un lado, permite establecer las posibles relaciones cronológicas del inicio de gene-

ración de los poljes con superficies de erosión regionales y las unidades estratigráficas neógenas correlativas. Por otro lado, suministran una valiosa información para la reconstrucción de la evolución paleohidrológica de los sistemas kársticos a medida que los poljes van evolucionando. Adicionalmente, el estudio de los depósitos travertínicos asociados a las surgencias kársticas relacionadas con los poljes permite obtener precisiones cronológicas y paleoclimáticas regionales. Finalmente, las superficies de aplanamiento que orlan los fondos de los poljes pueden ser utilizadas como marcadores para detectar deformaciones tectónicas.

El presente trabajo tiene por objeto aportar un conocimiento cartográfico geomorfológico detallado del entorno de la Laguna de Gallocanta, a partir de la revisión de los trabajos de Gracia (1990, 1992a) y Gracia *et al.* (1988). Igualmente, se pretende argumentar la interpretación del desarrollo de la Depresión de Gallocanta como ligada a la evolución de un polje. Por último, se analizan más detalladamente los últimos estadios de su evolución, caracterizados por la interacción de procesos kársticos y procesos litorales lacustres.

### Situación geográfica y geológica

La Depresión de Gallocanta (Fig. 1) se localiza en el sector central de la Cordillera Ibérica, formando parte de las provincias de Teruel, Zaragoza y Guadalajara. Su extensión es de unos 550 km<sup>2</sup> y comprende las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1.50.000 nos. 464 (Used), 490 (Odón) y 491 (Calamocho). Presenta una disposición alargada en dirección ibérica (NW-SE), superando los 35 km de longitud por unos 20 km de anchura. Está enmarcada por dos alineaciones montañosas destacadas: la Sierra de Santa Cruz - Valdelacasa - Valdellosa al NE, constituida por materiales paleozoicos y con altitudes que superan los 1.400 m en diversos puntos, y las sierras de Caldereros (1.443 m, formada por series triásicas) y Menera (1.538 m, en formaciones paleozoicas) al suroeste y sur respectivamente. El fondo de la depresión, en el que afloran series mesozoicas y terciarias, se sitúa a una altitud media de unos 1.000 m, sobre la que destacan diversas altiplanicies escalonadas cuya amplitud orográfica no supera los 250 m.

Hidrológicamente, constituye una depresión endorreica cuyo fondo está ocupado por más de veinte lagunas de diversa extensión, entre las que destacan las lagunas de La Zaida, La Lagunica y, fundamentalmente, la Laguna de Gallocanta, que con más de 14 km<sup>2</sup> de extensión y unos 2 m de profundidad, constituye la cubeta lacustre más importante de la Cordillera Ibérica. Dentro de la cuenca endorreica existe una red fluvial de escasa entidad que drena hacia la Laguna de Gallocanta. Por otro lado, atravesando la porción más occidental de la depresión, se localiza el río Piedra, afluente del Jalón, que drena hacia el norte excavando un profundo cañón de más de 20 km de longitud y unos 70 m de profundidad media, controlado por las directri-

ces estructurales alpinas de la zona (NW-SE). En general, el fondo de la Depresión de Gallocanta puede considerarse como una altiplanicie cuyos bordes noroccidental y suroriental están sometidos a procesos de erosión remontante por cursos fluviales afluentes de los ríos Piedra (por el NW) y Jiloca (por el SE). El clima dominante en la zona es de tipo semiárido mesotérmico, con precipitaciones medias anuales que apenas sobrepasan los 450 mm y temperaturas medias anuales que oscilan entre 10 y 11°C. Los vientos dominantes proceden del NW («cierzo»), canalizándose a favor de la depresión y alcanzando esporádicamente velocidades muy elevadas, de hasta 100 km/h (Gracia, 1990).

Aparte de algunos estudios regionales antiguos, los primeros trabajos referidos específicamente a la geología de la Depresión de Gallocanta son los de Hernández Pacheco y Aranegui (1926), y Dantín Cereceda (1941), quienes invocaron un origen tectónico para la misma, mediante la actuación de una o varias fallas que desnivelan las series mesozoicas con respecto a los bordes montañosos paleozoicos. Posteriormente, Villena (1969) presenta el primer mapa geológico detallado de la depresión. Tanto este autor como Calvo *et al.* (1978), en su estudio sobre la mineralogía de los fangos de la Laguna de Gallocanta, retoman la interpretación tectónica para el origen de la depresión, considerando el frente montañoso nororiental de la misma como reflejo del accidente tectónico principal responsable de un supuesto hundimiento. Yetano (1980), en un estudio geomorfológico regional de la zona, supone una actividad intracuaternaria para algunas de las fallas que limitan la cuenca. Por último, hay que destacar la excelente labor cartográfica realizada por Olmo *et al.* (1983a y b) y Hernández *et al.* (1983b), quienes también atribuyen un origen tectónico a la Depresión de Gallocanta.

Las sierras que rodean la depresión están constituidas por formaciones paleozoicas y del Triásico inferior (Fig. 1). En concreto, las sierras de Santa Cruz - Valdelacasa están formadas por una sucesión alternante de cuarcitas y pizarras de edad Cámbrico superior - Arenig, con una estructura monoclinial con buzamiento hacia el SW. Sierra Menera y Sierra de Caldereros, al sur de la depresión, están formadas respectivamente por unidades detríticas permotriásicas subhorizontales y por series ordovícicas y silúricas plegadas según directrices NNW-SSE.

Entre estas dos alineaciones montañosas existen extensos afloramientos mesozoicos deformados según directrices estructurales ibéricas y en contacto mecánico con las formaciones paleozoicas de los márgenes. El Triásico calcáreo (facies Muschelkalk) aparece en afloramientos dispersos próximos a la Sierra de Santa Cruz - Valdelacasa. Las facies margoso-evaporíticas del Triásico superior (Keuper) conforman el substrato impermeable sobre el que se ubica la Laguna de Gallocanta. El resto de los afloramientos mesozoicos está representado por una serie carbonatada jurásica adelgazada y por potentes acumulaciones calcáreas y

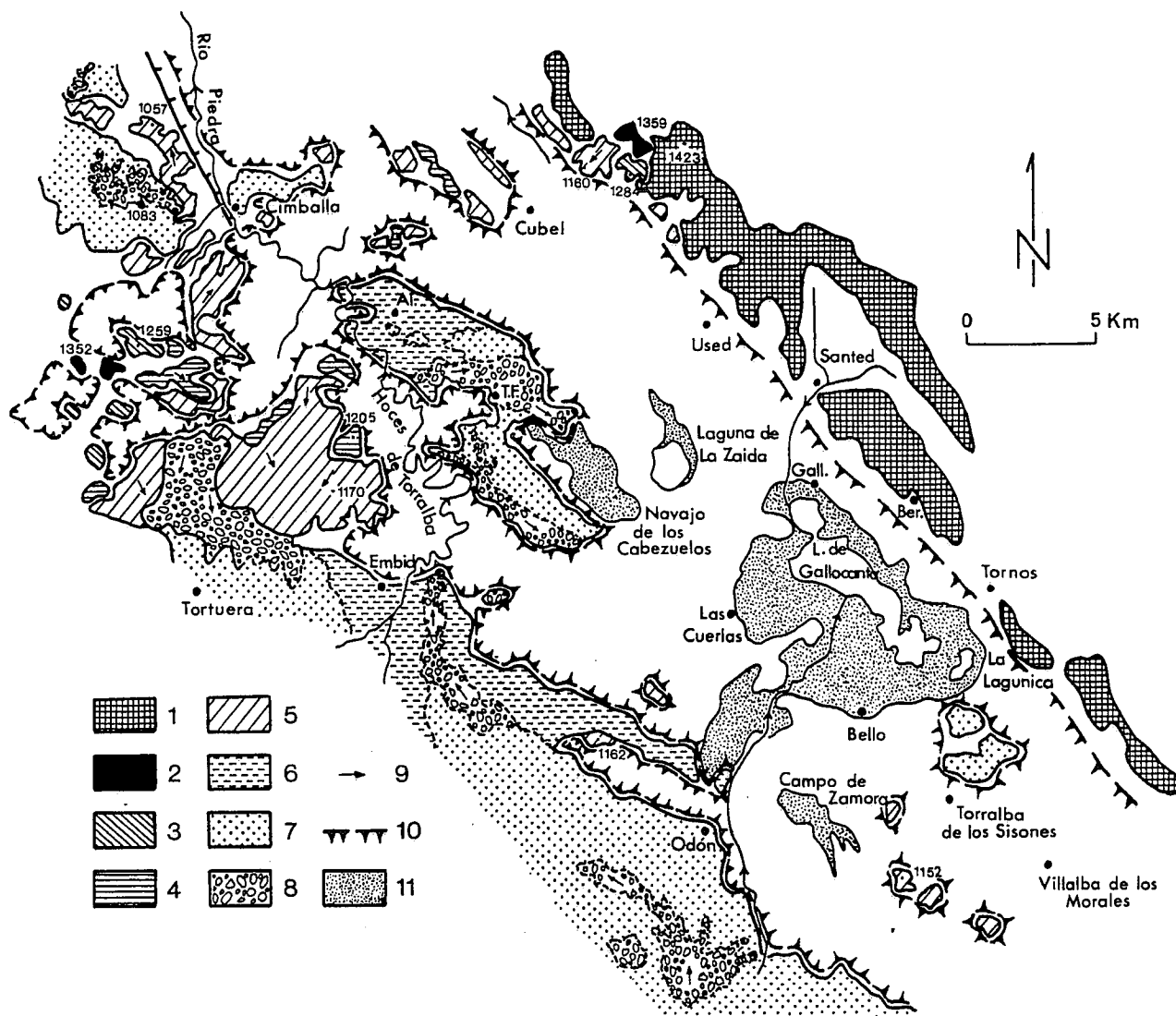


Figura 2.- Mapa de superficies de erosión neógenas y enmarcamiento del polje de Gallocanta. Simbología: 1.- Relieves residuales; 2.- Superficie de erosión intramiocena,  $S_1$ ; 3.- Superficie de erosión  $S_2$ ; 4.- Superficie de erosión  $S_3$ ; 5.- Superficie de erosión  $S_4$ ; 6.- Paleógeno; 7.- Mioceno; 8.- Plioceno; 9.- Pendiente topográfica dominante; 10.- Límite exterior del polje; 11.- Fondos del polje. AL.- Aldehuela de Liestos; TF.- Torralba de los Frailes.

dolomíticas del Cretácico superior, afectadas por pliegues y fallas normales e inversas asociadas. Las estructuras alpinas dominantes en la zona presentan una orientación ibérica, NW-SE; no obstante, existen también familias de fracturas transversas (NE-SW) y de dirección N-S, de menor desarrollo y de escasa representatividad regional. Entre los diversos accidentes tectónicos que afectan a las series mesozoicas de la zona cabe resaltar la Falla de Cimballa, de dirección ibérica y localizada en el sector noroccidental de la depresión (Fig. 1). Existen evidencias morfológicas que demuestran que esta falla normal ha experimentado un reajuste reciente, condicionando el trazado del río Piedra. Hacia el SE dicha falla da paso a una flexión que afecta a las unidades del Cretácico superior al SW de Aldehuela de Liestos.

Los sedimentos terciarios de la zona, fundamentalmente clásticos, rellenan dos surcos de dirección ibérica (Fig. 1). El más importante se localiza al pie de las sierras de Caldereros - Menera, entre Tortuera y Blancas, y está constituido por más de 250 m de conglome-

rados, areniscas, arcillas y calizas palustres, de probable edad Eoceno superior - Mioceno inferior (Olmo *et al.*, 1983b). El segundo surco, de dimensiones mucho más reducidas, se localiza entre Aldehuela de Liestos y Torralba de los Frailes. En ambos casos se diferencia una unidad inferior plegada, supuestamente paleógena, de otra superior neógena, subhorizontal y con mayor extensión lateral, que forma una película detrítica que fosiliza discordantemente a las unidades mesozoicas.

Depósitos neógenos similares aparecen también de manera dispersa en otros puntos de la Depresión de Gallocanta. Presentan características morfológicas de glaci y corresponden a la Unidad Roja Pliocena de Gracia (1990). Están siempre constituidos por conglomerados cuarcíticos empastados en una matriz arcillo-arenosa rojiza, y corresponden a facies proximales y medias de abanicos aluviales, de supuesta edad pliocena. Esta asignación cronológica está basada en el hecho de que estos mantos detríticos fosilizan una superficie de erosión de importancia regional, que hacia el noroeste enlaza altimétricamente con las calizas

neógenas en facies páramo del sector de Carenas, en las inmediaciones de la Depresión de Calatayud. Meléndez *et al.* (1982), mediante un análisis secuencial, asignan a las calizas del páramo de Carenas una edad Turolense. Por otro lado, el nivel de páramo de Carenas posiblemente sea correlativo con las calizas de La Tronchona (a 860 m de altitud, al sur de Calatayud), que corresponden a la unidad de páramo inferior de la Depresión de Calatayud, que E. Moissenet dató como Turolense (en Hernández *et al.*, 1983a). Las características morfosedimentarias de los depósitos detríticos pliocenos reflejan una procedencia fundamentalmente de las sierras de Caldereros - Menera, lo cual parece indicar que con posterioridad a la elaboración de la citada superficie de erosión tuvo lugar un levantamiento tectónico de las sierras de este borde suroccidental (Fig. 1), como ya apuntaron Olmo *et al.* (1983a).

Por último, cabe indicar que durante la etapa postorogénica, tras la compresión alpina, en este sector de la Cordillera Ibérica actúa una tectónica distensiva que da lugar al desarrollo de fosas tectónicas, entre las que destacan las de Daroca y Jiloca (Moissenet, 1988; Simón, 1989). La generación de estas fosas está ligada a la reactivación de fallas de dirección ibérica, cuyo movimiento ha continuado hasta tiempos muy recientes (Gracia, 1993). En el ámbito de la Cordillera Ibérica se han distinguido tradicionalmente dos fases extensionales principales a lo largo del Mioceno superior y Plioceno (fases Iberomanchegas I y II de Aguirre *et al.*, 1976 y de Pérez González, 1979), cuyo reflejo consiste tanto en la deformación de sedimentos mio-pliocenos como en la dislocación de superficies de erosión neógenas (Gutiérrez y Gracia, 1997). Este último criterio fue utilizado por Gracia (1990) para deducir una génesis tectónica para la Depresión de Gallocanta durante el Plioceno superior, por la que habría adquirido un carácter de semifosa similar al de las vecinas depresiones tectónicas de Daroca y Jiloca. El principal accidente responsable del supuesto hundimiento tectónico correspondería a la Falla de Valdelacasa, localizada a lo largo del borde nororiental de la depresión (Fig. 1).

### Marco geomorfológico

En las alineaciones montañosas que enmarcan la Depresión de Gallocanta se identifican numerosos restos de antiguas superficies de erosión de extensión regional, localizados a diversas alturas (Fig. 2). La continua disección fluvial que ha tenido lugar a lo largo de tiempos geológicos recientes ha compartimentado dichos aplanamientos, reduciéndolos a pequeños residuos de superficies erosivas. Estas superficies se elaboran tanto sobre calizas mesozoicas como sobre cuarcitas y pizarras paleozoicas. El análisis geomorfológico detallado de los aplanamientos permite deducir que no pertenecen a un único nivel supuestamente desnivelado por procesos tectónicos posteriores, sino que se trata de varios niveles distintos, escalonados, perfectamente reconocibles en las sierras que bordean a la depresión.

La distribución altimétrica de los niveles reconocidos muestra que, a diferencia de lo que ocurre en otros sectores de la Cordillera Ibérica (Gutiérrez y Gracia, 1997), en la Depresión de Gallocanta estas superficies de erosión no han sufrido una deformación tectónica significativa. Tan sólo aparece un cierto desnivelamiento de las superficies asociado al movimiento normal de la ya citada Falla de Cimballa.

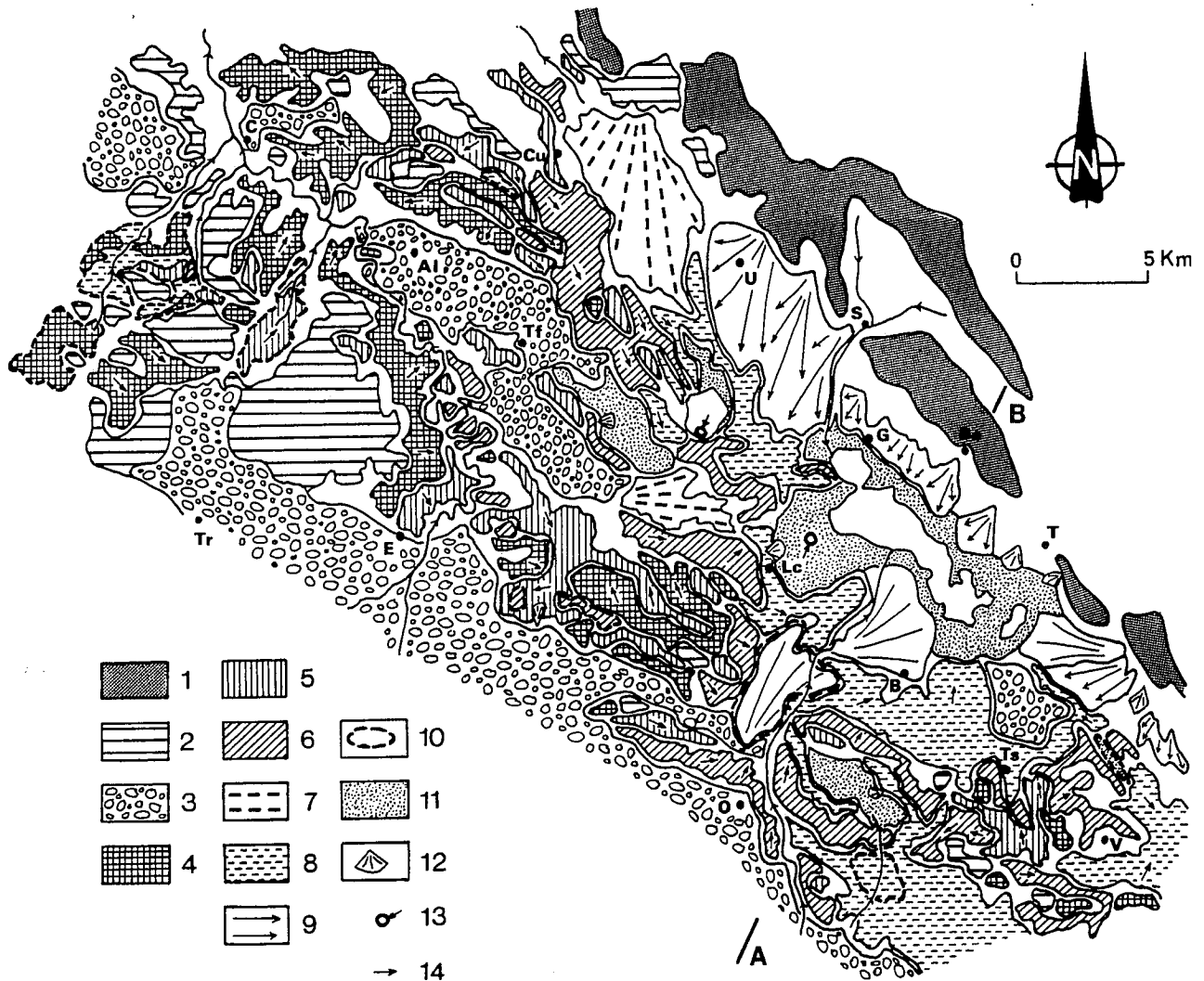
La superficie más elevada,  $S_1$ , se sitúa entre 1340 y 1360 m de altitud. En la Sierra de Caldereros aparece en posición culminante, mientras que en los Montes de Guisema se presenta como un nivel de cumbres en cerros aislados. Por otra parte, en la Sierra de Santa Cruz se reconoce esta superficie rodeando a extensos relieves residuales cuarcíticos. Regionalmente, dicha superficie continúa hacia el oeste hasta los alrededores de Maranchón (Alto de San Sebastián, 1360 m), donde Gracia *et al.* (1996) le asignan una edad intramiocena a partir de estudios previos y consideraciones regionales.

Encajados en la superficie intramiocena y arrancando de ella aparecen numerosos restos de otras superficies de erosión más recientes. Un análisis fotogeomorfológico detallado revela la existencia de tres niveles débilmente encajados unos en otros (Fig. 2). El más antiguo ( $S_2$ ) se localiza entre 1260 y 1285 m y el intermedio ( $S_3$ ) se desarrolla entre las cotas de 1200 y 1230 m. Esta variabilidad altimétrica se explica en parte por su proximidad a la superficie intramiocena, de la que parten mediante enlaces cóncavos. Ambas superficies de erosión presentan un desarrollo mucho más generalizado hacia el oeste, en la hoja de Milmarcos (nº 463 del MTN), mientras que en el área de estudio se resuelven en pequeños retazos de escasa extensión areal.

Finalmente, la superficie más baja ( $S_4$ ) es la que presenta un desarrollo más amplio, reconociéndose a lo largo de todo el borde meridional y occidental de la Depresión de Gallocanta. Alcanza su máxima extensión en los Llanos de Tortuera, con una altitud muy constante en torno a los 1170 m, aunque desciende suavemente hacia el noroeste (Cuenca de Almazán), enlazando altiméricamente con las calizas neógenas en facies páramo del sector de Carenas, fuera del área de estudio. Esta superficie también se desarrolla en las formaciones cuarcíticas de la Sierra de Santa Cruz - Valdelacasa. Por otro lado, dicho aplanamiento está fosilizado en diversos puntos por los depósitos detríticos rojizos pliocenos descritos anteriormente.

En síntesis, se diferencian cuatro superficies de erosión débilmente escalonadas unas en otras y que configuran un *piedmontreppen* en el sentido de Penck (1924). Fueron elaboradas con posterioridad a la etapa compresiva responsable de la orogénesis de la Cordillera Ibérica, es decir, a lo largo del Mioceno superior y Plioceno. No obstante, el establecimiento preciso de edades para las mismas es muy aventurado, dada la carencia de información cronoestratigráfica sobre las unidades sedimentarias correlativas a estas superficies.

Esta diferenciación de cuatro superficies de erosión



**Figura 3.-** Mapa geomorfológico del polje de Gallocanta. Simbología: 1.- Relieve residual; 2.- Superficies de erosión neógenas; 3.- Depósitos terciarios; 4.- Superficie de corrosión C<sub>1</sub>; 5.- Superficie de corrosión C<sub>2</sub>; 6.- Superficie de corrosión C<sub>3</sub>; 7.- Glacis G<sub>3</sub>; 8.- Superficie de corrosión C<sub>4</sub>; 9.- Glacis G<sub>4</sub>; 10.- Fondo de polje colgado y/o capturado; 11.- Fondo de polje actual; 12.- Cono de deyección; 13.- Sumidero; 14.- Pendiente topográfica dominante. El perfil A - B indica la situación del corte representado en la figura 4. Las letras representan municipios.

contrasta con los esquemas elaborados para otros sectores próximos por otros autores (Gladfelter, 1971; Gracia *et al.*, 1988), que reducen a tres el número de superficies. Este hecho puede ser debido a que cada zona tiene una evolución específica condicionada por múltiples factores (actividad tectónica, evolución hidrológica de las cuencas sedimentarias, etc.). Así, la inclinación de la superficie S<sub>4</sub> hacia la Cuenca de Almazán parece estar controlada por la localización de su nivel de base. Las superficies de erosión están controladas por la evolución tectosedimentaria de las cuencas neógenas hacia las que drenan. No obstante, la posición del nivel de base en las distintas cuencas sedimentarias y en diferentes sectores de una misma cuenca puede experimentar variaciones lo suficientemente importantes como para propiciar el desarrollo de un variable número de superficies de erosión, según las zonas. Por otra parte, las superficies de erosión pueden presentar un diacronismo en su desarrollo, el cual puede verse afectado por fenómenos de erosión remontante

y de captura de las depresiones endorreicas que, obviamente, han modificado o interrumpido la elaboración de las superficies de erosión en etapas claramente diacrónicas (Gutiérrez *et al.*, 1996). Todas estas circunstancias no invalidan el uso de las superficies de erosión neógenas como indicadores neotectónicos regionales, pero plantean la necesidad de realizar estudios geomorfológicos previos suficientemente detallados, que permitan su correcta identificación como tales, así como un adecuado conocimiento acerca de su naturaleza, geometría y representatividad regional.

#### Características del Polje de Gallocanta

Encajados en la superficie neógena de mayor desarrollo (S<sub>4</sub>) se reconoce un sistema de aplanamientos en disposición concéntrica escalonados hacia la Laguna de Gallocanta y desarrollados únicamente en los afloramientos calcáreos mesozoicos. Estos aplanamientos presentan una intensa karstificación, manifestada por la

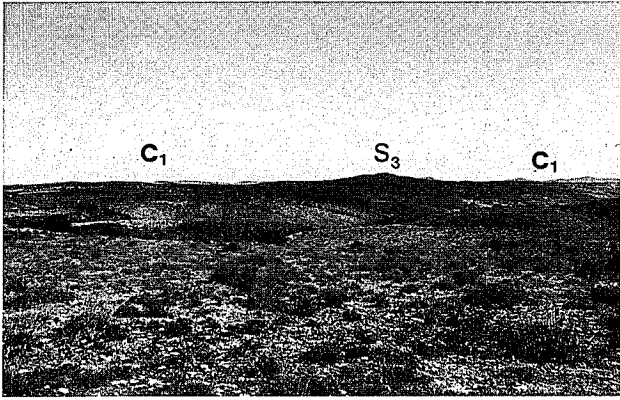


Figura 4.- Superficie de erosión neógena  $S_3$  y encajamiento de la superficie de corrosión  $C_1$  en las inmediaciones del valle del río Piedra (Aldehuela de Liestos).

presencia de dolinas y lapiazes cubiertos por arcillas de decalcificación, constituyendo superficies aplanadas por procesos de corrosión kárstica. Este conjunto de características conducen a interpretar este área deprimida como una depresión kárstica de tipo polje.

Este polje presenta la singularidad de estar limitado en su borde nororiental por una barrera hidrogeológica representada por el contacto por falla entre los sedimentos mesozoicos y los materiales paleozoicos de la Sierra de Santa Cruz - Valdelacasa. Se trata, por tanto, de un *border-polje* o semi-polje, según la terminología de Sweeting (1972) y Ford y Williams (1989). Por ello, al pie de estas sierras no se observan superficies de corrosión kárstica, sino un conjunto de sistemas de abanicos aluviales coalescentes que enmarcan parcialmente a la depresión. Se reconocen hasta cuatro superficies de corrosión (Fig. 3), con una distribución irregular controlada por los afloramientos detríticos neógenos y por la disección fluvial a la que han estado sometidas con posterioridad a su elaboración. Todas estas superficies presentan suaves pendientes hacia la Laguna de Gallocanta, excepto en la zona noroccidental, donde se inclinan hacia la Cuenca de Almazán, y en el sector suroriental, donde se dirigen hacia la Depresión del Jiloca. En ningún caso se han observado pendientes anómalas o rasgos morfológicos que apunten a una supuesta deformación tectónica posterior a su elaboración.

#### Las superficies de corrosión

La superficie de corrosión más elevada ( $C_1$ ) aparece próxima tanto a los materiales detríticos neógenos como a la superficie de erosión  $S_4$ , en la que generalmente se encaja unos 20 - 30 m (Fig. 4). Al noroeste, fuera del área de estudio, queda limitada por el Terciario de la Cuenca de Almazán y por la Falla de Cimballa, apareciendo profundamente disectada por el río Piedra y sus afluentes. En el sector de los Montes de Guisema esta superficie enmarca un sistema de pequeños poljes antiguos, la mayoría capturados por la red fluvial, que se desarrollan hasta los alrededores de Milmarcos. La diferencia de alturas existente entre  $S_4$  y  $C_1$  en el sector

de las Hoces de Torralba (cañón del río Piedra) llega a alcanzar los 100 m. Igualmente, en Cimballa, a ambos lados de la falla se observa un desnivel de 50 m entre estas superficies, indicando un rejuego de la Falla de Cimballa con posterioridad al desarrollo de la superficie  $S_4$ , posiblemente a finales del Plioceno. Por último, en el extremo meridional del polje la superficie  $C_1$  queda limitada por el surco terciario de Tortuera - Blancas, reconociéndose únicamente pequeños residuos en la Sierra de San Cristóbal.

La superficie de corrosión  $C_2$  se encaja en la anterior unos 30 - 40 m, a la que suele aparecer asociada formando una orla de aplanamientos con pendientes dirigidas generalmente hacia el fondo principal del polje (lagunas de Zaida y de Gallocanta). Existen, no obstante, algunos casos en los que esta superficie  $C_2$  presenta inclinaciones hacia otros fondos desconectados de aquél, como sucede en las inmediaciones de las Hoces de Torralba (Cañón del Piedra), o entre Cimballa y Tortuera.

Algo parecido sucede con la superficie de corrosión  $C_3$ , la cual se encaja apenas unos 20 m en la superficie anterior. Durante el desarrollo de esta tercera superficie se produjo la compartimentación del polje, individualizándose diversos fondos de poljes desconectados del fondo principal, dando lugar a depresiones que en su mayoría se encuentran actualmente capturadas por la red fluvial. Es el caso de la superficie más baja sobre la que se ha labrado el Cañón del río Piedra. Entre Embid y Odón existen algunos ejemplos de pequeñas depresiones totalmente cerradas y no capturadas todavía por la red, cuyos fondos se encajan levemente en la superficie  $C_2$  y que corresponderían a esta tercera superficie (Fig. 3). No obstante, la superficie  $C_3$  presenta un gran desarrollo en los alrededores de las lagunas de Zaida y Gallocanta. Durante el desarrollo de la misma se produjo la formación de un sistema de glaciares con un depósito de escaso espesor cuyo techo enrasa con la citada superficie. Este sistema aparece en el borde septentrional de la depresión y arranca tanto de la sierra paleozoica de Santa Cruz como de los afloramientos terciarios de Aldehuela - Torralba. El abanico que arranca de la Sierra de Santa Cruz, en las inmediaciones de Cubel ( $G_3$  de la Fig. 3), constituye el nivel de piedemonte más antiguo de todos los desarrollados en dicho frente montañoso.

La superficie  $C_4$  se encaja unos 15 m en la superficie anterior y se desarrolla fundamentalmente alrededor de las lagunas de La Zaida y de Gallocanta, aunque también aparece orlando la Sierra de San Cristóbal, donde alcanza una gran extensión (Fig. 3). Sobre dicha superficie se han desarrollado diversas dolinas de tamaño variable, así como acumulaciones de arcillas de decalcificación de potencia métrica. También se reconoce un antiguo fondo de polje colgado a nivel de esta superficie al SE de Odón, que posteriormente ha sido capturado por la red fluvial. Por otro lado, el nivel de glaciares más extenso desarrollado al pie de la Sierra de Santa Cruz - Valdelacasa ( $G_4$  de las Figs. 3 y 5) enlaza con

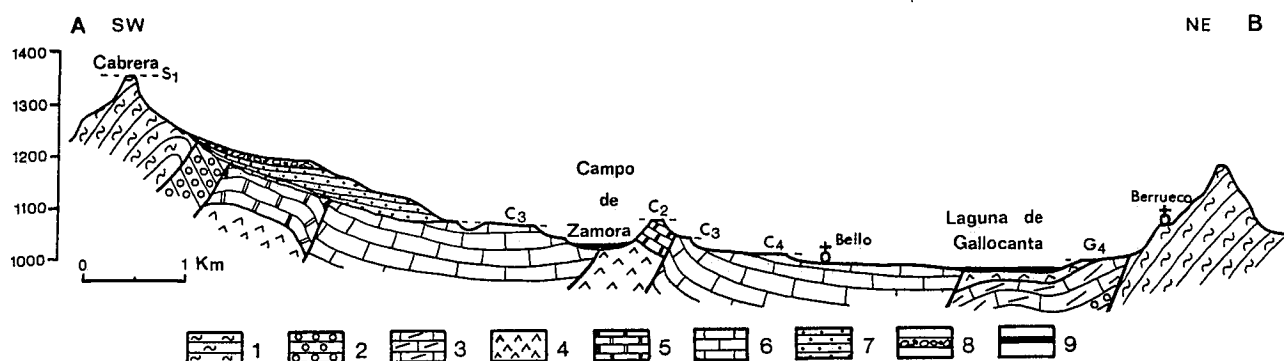


Figura 5.- Corte geológico transversal al polje de Gallocanta (ver situación en fig. 3). Simbología: 1.- Paleozoico; 2.- Triásico inferior arenoso (Buntsandstein); 3.- Triásico calcáreo (Muschelkalk); 4.- Triásico margo-evaporítico (Keuper); 5.- Jurásico; 6.- Cretácico; 7.- Mioceno; 8.- Plioceno; 9.- Fondos del polje; S<sub>1</sub>.- Superficie de erosión intramiocena; C<sub>2</sub>, C<sub>3</sub> y C<sub>4</sub>.- Superficies de corrosión del polje; G<sub>4</sub>.- glacis.

dicha superficie C<sub>4</sub>. En los alrededores de las lagunas de La Zaida y de Gallocanta aparecen varios niveles de terrazas lacustres escalonadas (Fig. 6), de los cuales el más antiguo, colgado unos 5 - 8 m con respecto al nivel de las aguas de las lagunas, también enlaza con dicha superficie de corrosión.

#### Los fondos de polje y la Laguna de Gallocanta

Encajados unos 4 - 5 m en la superficie C<sub>4</sub> se han desarrollado diversos fondos de poljes. Dichos fondos presentan una superficie de gran planitud de carácter acumulativo. Se han identificado cuatro fondos principales en la Depresión de Gallocanta. Dos de ellos presentan una superficie permanentemente seca formada por acumulaciones arcillo-arenosas rojizas utilizadas hoy día como campos de cultivo; son el Navajo de los Cabezuelos (al SE de Torralba de los Frailes) y el Campo de Zamora (al Este de Odón) (Figs. 2 y 3), de reducidas dimensiones (apenas 5 km<sup>2</sup> en ambos casos), y en cuyos bordes aparecen algunos pequeños conos de deyección. Entre Las Cuerlas y Odón se identifica también un antiguo fondo encajado en la superficie C<sub>4</sub> (Fig. 2), que fue posteriormente capturado por un curso fluvial que desemboca en la Laguna de Gallocanta, alimentando a un gran cono de deyección desarrollado en las inmediaciones de Bello (Fig. 6). Hoy día dicho fondo ha pasado a adquirir un carácter aluvial de glacis-cono, conectado con la llanura lacustre subactual de la Laguna de Gallocanta.

Los otros dos fondos presentan un carácter lacustre, con desarrollo de lagunas semipermanentes que reciben los aportes de una red fluvial bien jerarquizada. Se trata de las lagunas de La Zaida y de Gallocanta. La primera, muy antropizada, muestra una morfología subcircular con una profundidad máxima de en torno a 1 m y presenta agua dulce. La segunda, de carácter salino, tiene una profundidad máxima de 2 m y una morfología más irregular y marcadamente alargada (Fig. 7). En ambos casos se identifican sumideros o *ponors* hacia los que drenan pequeñas redes de canales excavados en los fondos (Fig. 6). En la Laguna de La Zaida el sumidero

principal se localiza al sur de la misma, drenando un canal que discurre en dirección N-S. En la Laguna de Gallocanta se localiza un *ponor* al este de Las Cuerlas, hacia el que drena un pequeño sistema de canales someros; existe además una leve incisión que comunica el citado sumidero con la laguna, cuyo origen puede estar relacionado con la eventual resurgencia de agua por el *ponor* en épocas de subida del nivel freático, funcionando entonces como una *estavelle*. En el litoral de la Laguna de Gallocanta se localizan también diversos manantiales con surgencia de aguas saladas procedentes del Keuper evaporítico infrayacente, especialmente en la orilla noroccidental de la misma.

La existencia de superficies de corrosión kárstica colgadas en los interfluvios entre las lagunas de La Zaida y de Gallocanta indica que la Depresión de Gallocanta en ningún momento estuvo ocupada por un único lago de gran extensión, como se llegó a suponer inicialmente en trabajos anteriores (Dantín Cereceda, 1941; Gracia, 1992a). Por el contrario, estos lagos se originaron en fondos de poljes previamente individualizados, una vez que en su profundización alcanzaron el substrato triásico impermeable. No obstante, en sus inicios la Laguna de Gallocanta debió de tener unas dimensiones mayores que las que tiene hoy día (unos 45 km<sup>2</sup>, frente a los 14,5 km<sup>2</sup> actuales; Gracia, 1995).

Como ya se ha indicado, orlando ambas lagunas se reconocen varios niveles de terrazas lacustres escalonadas. En el caso de La Zaida se identifica un nivel alto (T<sub>4</sub> de la Fig. 6) de reducida extensión en su borde oriental, mientras que en la Laguna de Gallocanta la terraza alta, correlativa a la superficie C<sub>4</sub>, muestra un desarrollo importante. Los depósitos lacustres que conforman dicha terraza están constituidos por hasta 4 m de gravas (Fig. 8) ordenadas en secuencias formadas por *sets* con estratificación cruzada alternante (*herring bone*), relacionadas con sucesivas fluctuaciones del nivel del lago a lo largo del Cuaternario superior (Gracia y Santos, 1992). Las épocas de alto nivel del lago se caracterizan por el desarrollo de barras sublitorales con



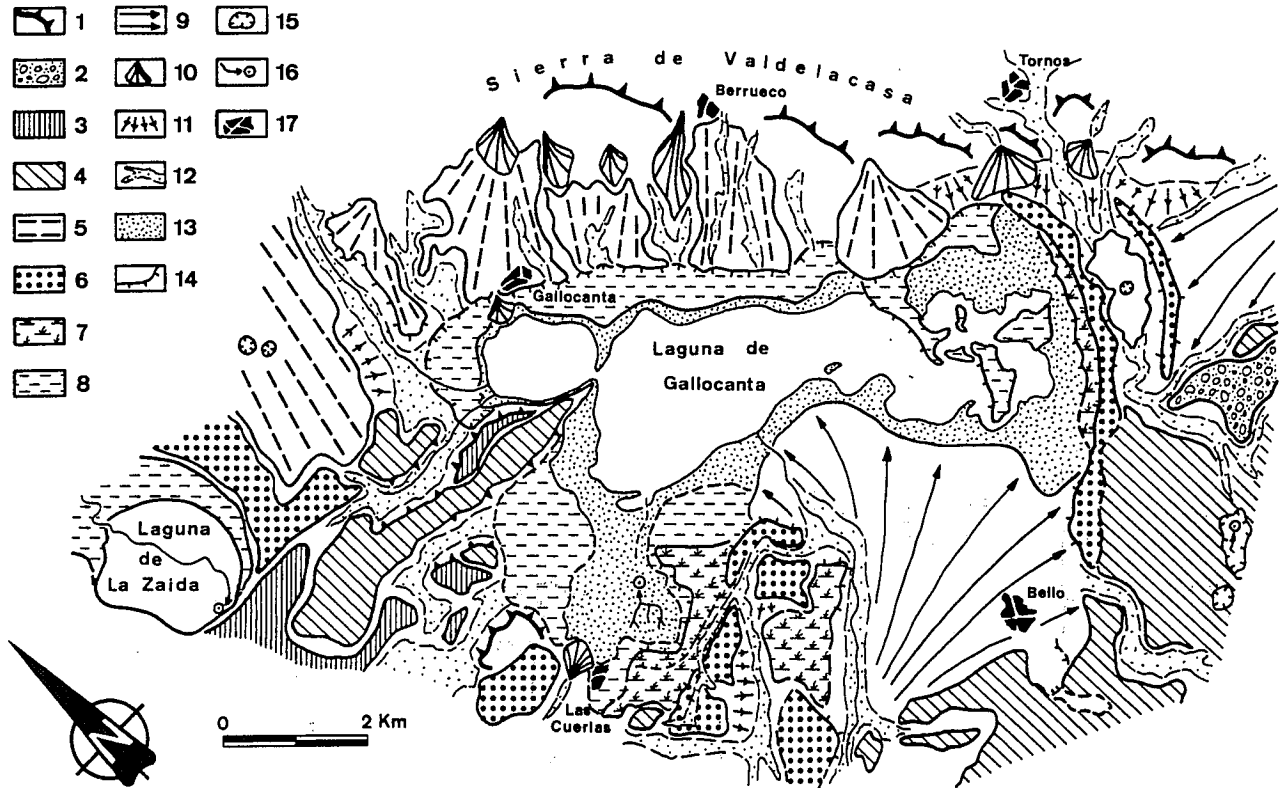


Figura 6.- Mapa geomorfológico de los alrededores de la Laguna de Gallocanta. Simbología: 1.- Escarpe estructural; 2.- Neógeno detrítico; 3.- Superficie de corrosión C<sub>3</sub>; 4.- Superficie de corrosión C<sub>4</sub>; 5.- Glacis G<sub>4</sub>; 6.- Terraza lacustre T<sub>4</sub>; 7.- Terraza lacustre T<sub>5</sub>; 8.- Terraza lacustre subactual; 9.- Glacis-cono subactual; 10.- Cono de deyección, 11.- Ladera regularizada; 12.- Valle de fondo plano; 13.- Llanura lacustre de inundación ocasional; 14.- Escarpe en depósito cuaternario; 15.- Dolina, depresión cerrada; 16.- Sumidero; 17.- Núcleo de población.

migración hacia tierra, siguiendo la dirección del oleaje dominante (hacia el SE). Las épocas de bajo nivel están representadas por depósitos progradantes de playas microconglomeráticas alimentadas por abanicos aluviales (Gracia y Santos, 1992; Gracia, 1995). A techo de estos depósitos se observan numerosas acumulaciones lenticulares de carbonatos pulverulentos y de otras sales, formando lentejones centimétricos parcialmente lavados, que a veces rellenan estructuras radiculares previas. Su origen se atribuye a depósitos eólicos procedentes de la deflación de la superficie salina del lago en épocas de desecación (Gracia, 1990). Todo el conjunto está finalmente fosilizado por depósitos detríticos ligados a conos de deyección más recientes.

Encajado en este nivel de terraza aparece un nivel subsecuente intermedio (T<sub>5</sub>). Se localiza al SW y SE de la Laguna de Gallocanta, colgado unos 3 - 4 m con respecto a la misma. Finalmente, se observa otro nivel de aterramiento más reciente (terracea subactual, Fig. 6), que circunda a las dos lagunas citadas y que aparece colgado 1 - 1,5 m con respecto a su nivel de aguas altas. Probablemente, el encajamiento que dio lugar a la formación de la terraza subactual trajo consigo también la

captura fluvial del fondo de polje de Las Cuerlas-Odón, así como la generación del gran cono de deyección de Bello (Fig. 6). Los dos niveles de terrazas lacustres más recientes están compuestos por depósitos arcillolimosos muy edafizados, característicos de ambientes deposicionales lacustres de baja energía.

Los lagos alargados paralelamente a la dirección del viento dominante, como es el caso de la Laguna de Gallocanta, suelen desarrollar celdas de circulación litoral controladas por la disipación rítmica de la energía del oleaje a lo largo de sus orillas (Zenkovich, 1967). Esto da lugar a una segmentación de la cuenca lacustre mediante la formación de flechas litorales cuspidas y enfrentadas a lo largo de las márgenes del lago. Este proceso tuvo lugar en la Laguna de Gallocanta durante la elaboración de la terraza lacustre más alta (Fig. 6), formando en su zona central una península compuesta por sedimentos detríticos litorales que individualizó dos ensenadas laterales, en Las Cuerlas y en Bello, respectivamente. Paralelamente, en el extremo SE de la Laguna de Gallocanta se produjo una segunda segmentación del lago, que culminó con la individualización de una pequeña laguna totalmente separada de la principal (La Lagunica, al sur de Tornos, hoy día desecada



Figura 7.- Vista aérea oblicua del fondo del polje de Gallocanta y de su laguna. Obsérvese el sistema de flechas litorales cuspidas tendientes a la segmentación del sector noroccidental de la laguna. Foto cedida por B. Leránoz.



Figura 8.- Depósito detrítico correspondiente a la terraza lacustre más alta de la Laguna de Gallocanta. Obsérvese la alternancia de sets de estratificación cruzada, asociados respectivamente al avance de barras sublitorales y a la progradación de playas microconglomeráticas, así como las carbonataciones pulverulentas desarrolladas a techo del depósito. La Laguna de Gallocanta se localiza hacia la derecha de la foto.

artificialmente). Durante la formación de la terraza lacustre subactual se produjo una nueva segmentación parcial en el extremo SE, que individualizó un sector palustre en vías de colmatación. Más recientemente se ha desarrollado un nuevo sistema doble de flechas litorales cuspidas en el norte de la laguna, al sur de Gallocanta, cuyo crecimiento está produciendo una nueva segmentación que tiende a individualizar una pequeña laguna subcircular (Figs. 6 y 7). Hoy día el proceso continúa, de modo que, aparte de las ya citadas, se reconocen otras flechas litorales activas a lo largo de las márgenes del cuerpo principal del lago (Gracia, 1995).

La terraza lacustre subactual (nivel más bajo) que rodea a la Laguna de Gallocanta constituye una zona no inundable. En el sector norte y NE dicha llanura presenta un pequeño escarpe de apenas 1 m de desnivel, que afecta también a los lechos de los valles de fondo

plano que drenan hacia la laguna, así como a los perfiles de las laderas regularizadas que la circundan. En cartografía dicho escarpe presenta una morfología subcircular muy marcada (Fig. 6), rodeando perimetralmente al cuerpo lacustre más septentrional del lago. En este sector abundan los afloramientos de yesos y evaporitas del substrato triásico. Todos estos datos indican que el citado escarpe puede ser resultado de un proceso muy reciente de subsidencia por karstificación de las evaporitas subyacentes, que ha generado una depresión subcircular en el extremo NW de la laguna, controlando así la morfología redondeada de la porción más septentrional del lago (Gracia, 1992a). Las surgencias salinas localizadas en este sector están sin duda relacionadas con los procesos de disolución que afectan a las evaporitas triásicas del substrato del lago. Por otro lado, la ya citada depresión localizada entre Las Cuerlas y Odón, encajada en el nivel intermedio de terrazas lacustres de Gallocanta y posteriormente capturada por la red fluvial, probablemente en sus inicios tuvo también un origen kárstico similar, ya que en sus márgenes afloran las evaporitas triásicas.

En cuanto a las tasas actuales de sedimentación en la Laguna de Gallocanta, el único dato disponible corresponde a las dataciones radiométricas efectuadas por Rodó (1997) mediante espectrometría gamma en muestras obtenidas a partir de diversos sondeos realizados en los fangos del centro del lago. Según este autor, la tasa actual de sedimentación puede evaluarse en unos 0,25 a 0,33 cm/año. Sin embargo, los datos procedentes de las muestras más profundas (a 1,7 m de profundidad) revelan una tasa mucho más lenta, de 0,0039 cm/año. Dicho contraste puede estar relacionado con fenómenos de compactación del sedimento, con la existencia de épocas de no sedimentación, o bien con la erosión por deflación durante los periodos de sequía. El análisis mineralógico de los sondeos muestra una alternancia de fases de desecación y fases húmedas de aguas altas, siendo éstas más frecuentes en los últimos 10.000 años (Rodó, 1997).

#### Depósitos travertínicos

Por último, tal y como sucede con numerosos poljes de la Cordillera Ibérica, se identifican en los alrededores del polje de Gallocanta potentes acumulaciones carbonatadas de carácter travertínico, cuya génesis ha podido estar relacionada con los procesos de corrosión kárstica que han tenido lugar a lo largo de la evolución del polje. Se diferencian dos edificios travertínicos principales en las proximidades del polje. El primero se localiza en el valle del río Piedra, cerca de Cimballa. Se trata de acumulaciones tobáceas asociadas a un manantial ubicado sobre la traza de la Falla de Cimballa, cuyas aguas surgentes, fuertemente mineralizadas, han dado lugar a depósitos travertínicos subactuales con facies de tallos y musgos. Estas acumulaciones se continúan a lo largo del valle del río Piedra, para culminar en los potentes edificios travertínicos del Monasterio de Piedra, a unos 10 km al norte de Cimballa.

La segunda acumulación travertínica se localiza a lo largo del valle del Jiloca, entre Caminreal y Calamocha, a unos 5 km al SE de la Depresión de Gallocanta. El depósito alcanza potencias de hasta 22,5 m, de los cuales sólo afloran los 9 m superiores expuestos por la incisión del río Jiloca. Los 13,5 m inferiores forman parte del relleno sedimentario de la Fosa del Jiloca y su conocimiento se ha obtenido a partir de sondeos. Su origen parece estar asociado a un conjunto de manantiales localizados a lo largo de la Falla de Fuentes Claras, de dirección NNE-SSW y activa durante el Pleistoceno (Gracia y Cuchí, 1993). Predominan las facies microdetriticas masivas de represamiento con tallos en posición de vida y las facies de musgos asociados a zonas de rápidos (Gracia, 1990). La datación radiométrica mediante U/Th realizada en una muestra del techo de las acumulaciones proporcionó un valor de  $312.000 \pm 83.600$  años BP (Gracia y Cuchí, 1993). Por tanto, la edad de las acumulaciones travertínicas del valle del Jiloca, supuestamente relacionadas con la evolución kárstica del polje de Gallocanta, indicaría que los procesos kársticos de las zonas circundantes actuaron con intensidad al menos hasta el Pleistoceno medio.

### Discusión

El análisis geomorfológico de las superficies de aplanamiento y del frente montañoso de Santa Cruz - Valdelacasa, así como los datos referentes al relleno sedimentario lacustre de la depresión, proporcionan argumentos suficientes como para identificar la Depresión de Gallocanta como un polje.

#### *El control estructural de la Falla de Valdelacasa*

En primer lugar, la superficie de erosión neógena más reciente ( $S_4$ ), aparece a ambos lados de la Falla de Valdelacasa, tanto en el borde suroccidental de la depresión, como al pie de la Sierra de Santa Cruz (Fig. 2). En ambos casos dicha superficie presenta altimetrías bastante similares, en torno a los 1170 - 1180 m, y aparece encajada con respecto a otros restos de superficies de erosión más antiguas, cuyas alturas también son equivalentes en ambos márgenes de la depresión. Este criterio permite deducir que, con posterioridad a la elaboración de las citadas superficies de erosión, la actividad tectónica del borde principal de la depresión ha sido muy débil o nula. Además, las superficies de corrosión del polje muestran pendientes que en todos los casos se dirigen hacia los fondos de los poljes y hacia la Laguna de Gallocanta, pero nunca hacia el frente montañoso de Santa Cruz - Valdelacasa (Fig. 3). De todos los fondos de poljes desarrollados en la depresión (Fig. 2), sólo la Laguna de Gallocanta presenta una cierta proximidad y paralelismo al frente de Valdelacasa, lo que indica que los procesos de karstificación han estado controlados lito-estructuralmente. Este condicionamiento estructural es también evidente en el desarrollo de algunos de los poljes colgados y capturados por el río Piedra, los cuales presentan direcciones

de alargamiento NE-SW y NW-SE. La existencia de una fracturación alpina según determinadas directrices favorece, lógicamente, el desarrollo longitudinal de los fondos de algunos poljes, ya que los procesos de disolución kárstica suelen desarrollarse mejor a favor de líneas de debilidad preexistentes.

La morfología del frente montañoso de Valdelacasa y su comparación con otros frentes montañosos próximos, tectónicamente activos, también aportan criterios sobre su dinámica (Bull y McFadden, 1977; Mayer, 1986). Así, tanto las fallas de Palomera y de Calamocha, en la vecina Fosa del Jiloca (Gracia y Gutiérrez, 1996), como la Falla de Báguena - Burbáguena, en la Fosa de Daroca (Gracia, 1993), muestran facetas triangulares y trapezoidales muy marcadas y deformaciones que afectan a formas y sedimentos pliocenos y cuaternarios. En estos casos los frentes montañosos presentan una gran linearidad, saltos bruscos en los perfiles longitudinales de la red de drenaje que los atraviesa, conos de deyección con morfometrías anómalas (Gracia, 1992b), así como una superposición de diversas unidades morfosedimentarias de abanicos aluviales separadas por discordancias angulares relacionadas con una subsidencia tectónica activa a lo largo del Plioceno superior - Cuaternario. Además, en la actualidad esos frentes registran una actividad sísmica baja a moderada asociada a las fallas de borde de ambas fosas, en las que se localizan hasta 11 epicentros de terremotos registrados desde épocas históricas hasta 1995 (Gracia y Gutiérrez, 1996).

En claro contraste con estos indicadores neotectónicos, el frente montañoso de Santa Cruz - Valdelacasa no muestra una linearidad tan marcada, existiendo numerosos entrantes (*embayments*) y salientes (Fig. 3). La red fluvial que lo atraviesa no presenta anomalías y tampoco aparecen facetas triangulares, a pesar de tratarse de materiales cuarcíticos, cuyo potencial de preservación es muy superior al de los materiales calcáreos en los que se desarrollan las espectaculares facetas de la Falla de Palomera, como ejemplo. Los conos de deyección asociados al frente de Valdelacasa poseen unas dimensiones reducidas y un depósito de escaso espesor. Además, los sucesivos niveles de abanicos aluviales, que enlazan con superficies de corrosión, aparecen encajados y no superpuestos, lo que indica que su génesis ha estado controlada por el rebajamiento del nivel de base (profundización del polje) y no por un hundimiento tectónico de la depresión hacia la que drenan. Por último, al menos hasta 1995 únicamente se ha registrado un terremoto de baja magnitud en el ámbito de la Depresión de Gallocanta, cuyo epicentro se localiza en el extremo SE de la misma, en la zona de enlace con la Fosa del Jiloca (frente suroccidental de la Sierra de Valdellosa, al NE de Villalba de los Morales, fuera ya de la zona de estudio).

#### *El relleno sedimentario lacustre*

El relleno sedimentario bajo la Laguna de Gallocanta es muy reducido. La empresa PROYEX rea-

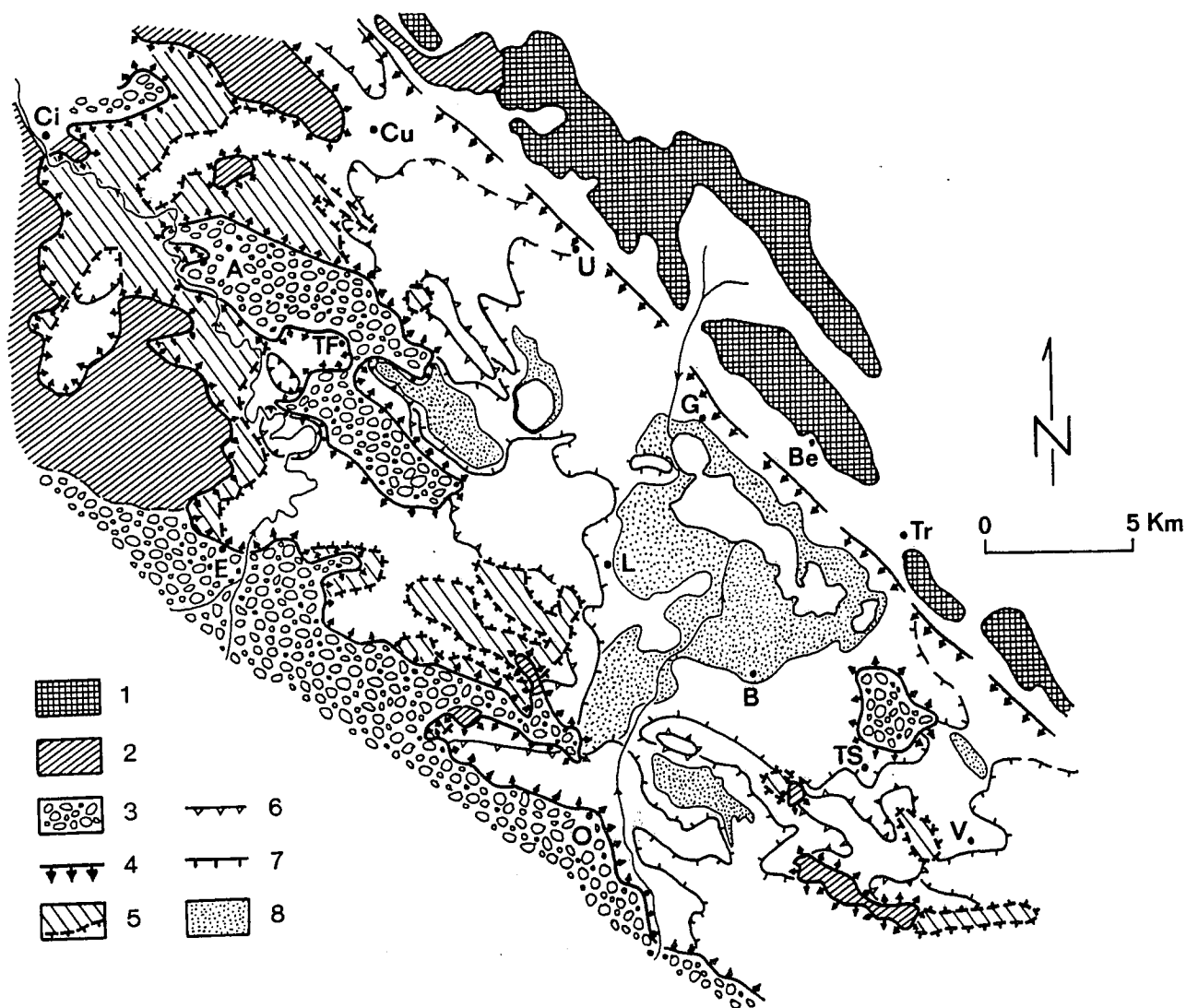


Figura 9.- Esquema de los límites del polje de Gallocaña a lo largo de su evolución. Simbología: 1.- Relieves residuales; 2.- Superficies de erosión neógenas; 3.- Depósitos terciarios; 4.- Límite del polje; 5.- Superficie de corrosión  $C_1$  y límite de la superficie de corrosión  $C_2$ ; 6.- Límite de la superficie  $C_3$ ; 7.- Límite de la superficie  $C_4$ ; 8.- Fondos del polje. Las letras representan municipios.

lizó varios sondeos de hasta 8 m de profundidad repartidos a lo largo de su litoral, con determinaciones granulométricas y mineralógicas de los testigos (Aranzadi, 1980). Según los autores de dicho trabajo, los 1 - 1,3 m superiores corresponden a condiciones geoquímicas y sedimentarias lacustres análogas a las actuales. Para González *et al.* (1984), quienes también estudiaron dichos sondeos, el substrato bajo los sedimentos lacustres aparece a profundidades variables entre 1,3 y 6,5 m. Más recientemente, Rodó (1997), en su estudio de diversos sondeos realizados en el vaso de la laguna, observó cómo en el más profundo de ellos, tras una alternancia de niveles de detríticos finos y de fangos carbonatados, aparecían a partir de los 1,8 m sedimentos compuestos exclusivamente por minerales de yeso, que podrían corresponder al substrato evaporítico triásico. Según dicho autor, los sedimentos lacustres más antiguos obtenidos en los sondeos deben de tener una edad de unos 43.000 años, a partir de dataciones absolutas mediante radiocarbono de AMS realizadas en los mismos.

El substrato pre-sedimentos lacustres, considerado como Terciario en el trabajo de Aranzadi (1980), está compuesto por arcillas rojas masivas, con abundancia de caolinita a partir de los 1 - 1,5 m de profundidad, la cual provendría, según González *et al.* (1984), de los afloramientos cretácicos circundantes. En ningún caso aparecen sedimentos con granulometrías gruesas correspondientes a lo que deberían ser facies proximales de abanicos aluviales propios de un supuesto piedemonte asociado a un frente montañoso tectónicamente activo. Las características litológicas y mineralógicas de estos depósitos terciarios permiten identificarlos como un conjunto de acumulaciones de arcillas de decalcificación procedentes del desmantelamiento de paleosuelos (*terras rossas*), transportados hacia una zona deprimida y de escasa energía (fondo de polje), donde pudieron ser habituales los encharcamientos episódicos. Aunque la edad de estos depósitos arcillosos no es conocida, su situación morfoestratigráfica permite suponer que se acumularon

conforme se fue elaborando el polje, en las últimas etapas de su evolución. El espesor total de estos depósitos arcillosos es muy variable y no supera los 6 m, dando paso al substrato margo-evaporítico triásico (Keuper), el cual aflora en los alrededores de la Laguna de Gallocanta y a lo largo del borde nororiental de la depresión.

La inspección detallada de la Falla de Valdelacasa permite comprobar cómo en todo su frente sólo existe un débil recubrimiento métrico de cantos cuarcíticos sueltos correspondientes a conos de deyección que fosilizan a un substrato paleozoico o triásico, sin indicio alguno de potentes acumulaciones detríticas típicas del margen de una fosa tectónica. Incluso existen puntos, como al NE de Gallocanta, donde las cabeceras de los conos de deyección enlazan con rampas erosivas (glacis de erosión) que biselan a la propia Falla de Valdelacasa, afectando tanto a los afloramientos triásicos del bloque hundido como a los sedimentos cuarcíticos paleozoicos del bloque levantado (Fig. 5).

Como conclusión, todos los datos expuestos descartan la supuesta actividad reciente de la Falla de Valdelacasa como responsable de la generación de la Depresión de Gallocanta y justifican el modelo kárstico ligado a la evolución de un polje. Desde un punto de vista regional, las vecinas fosas tectónicas de Daroca y Jiloca experimentaron un proceso de subsidencia tectónica importante en el Plioceno superior, responsable de su configuración morfoestructural actual (Moissenet, 1988; Gracia, 1992c). Por ello cabría la posibilidad de que, coincidiendo con esta pulsación tectónica extensional, y partiendo de una topografía previa muy plana (superficie de erosión  $S_4$ ), la Falla de Valdelacasa hubiera experimentado una leve actividad que, sin llegar a producir desnivelamientos topográficos significativos, sí condicionara en parte la dirección de los flujos hídricos superficiales y subterráneos hacia dicho frente montañoso, favoreciendo y controlando el inicio de generación de un polje en este sector. En cualquier caso, dicho desnivelamiento tectónico, de haberse producido, no ha dejado ninguna evidencia geomorfológica y es evidente que no fue el responsable de la generación de la Depresión de Gallocanta ni de su evolución morfológica posterior a lo largo del Cuaternario. En ese sentido, no se ha reconocido en ella ningún indicio de deformación tectónica cuaternaria, a diferencia de las fosas de Daroca y Jiloca, donde las manifestaciones tectónicas cuaternarias son abundantes (Burillo *et al.*, 1985; Gracia, 1992c; Gracia y Cuchí, 1993, entre otros).

### Evolución del polje de Gallocanta

Los datos expuestos permiten reconstruir la evolución geomorfológica del polje de Gallocanta (Figs. 9 y 10). En primer lugar, resulta difícil acotar temporalmente el momento inicial de generación del mismo. A partir de criterios morfológicos y estratigráficos regionales, tan sólo puede indicarse que su inicio se produjo con posterioridad a la elaboración de la superficie de erosión  $S_4$  y después del depósito de la Unidad Roja Pliocena (Fig. 10). Como se ha indicado, dicha genera-

ción pudo haber estado ligada a una posible actividad tectónica finipliocena de la Falla de Valdelacasa, la cual, mediante un leve hundimiento de las unidades mesozoicas con respecto a la alineación paleozoica de Santa Cruz - Valdelacasa, establecería un gradiente topográfico e hidrológico inicial hacia dicha barrera hidrogeológica. Este episodio tectónico extensional pudo haber provocado, igualmente, una reactivación tensional de antiguos sistemas de fracturas. Ambas circunstancias favorecerían los procesos de corrosión superficial y de infiltración de las aguas de escorrentía en este sector, iniciándose así la generación de una suave depresión de origen kárstico en un momento que podría coincidir con la «etapa de generación de poljes» que Gutiérrez y Peña (1989) definen para la Cordillera Ibérica centrorienta. Esta primera depresión, controlada estructuralmente, estaría limitada también por los afloramientos detríticos pliocenos existentes en la zona y por la superficie de erosión  $S_4$ , en la cual se encajó el polje en su estado inicial (Fig. 9). Originalmente la depresión no estaría aislada, ya que se reconocen otros poljes menores próximos en el sector de Montes de Guisema, al oeste de la Depresión de Gallocanta.

Una vez generado, la evolución del polje estaría controlada por la corrosión de sus bordes o pedimentación por corrosión (*lateral solutional undercutting*, de Roglic, 1940). Parte de la corrosión pudo hacerse bajo una cobertera edáfica, la cual produce una acidificación del medio que favorece los procesos de disolución del substrato calcáreo, dando lugar al llamado *criptokarst* (Nicod, 1976). La abundancia de lapiares cubiertos sobre las superficies de corrosión descritas apuntan a que dominaron los procesos de corrosión criptokárstica (en el sentido de Fabre y Nicod, 1982), los cuales producen una profundización de la superficie topográfica y un ensanchamiento progresivo de la depresión creada, desarrollando un fondo plano. Posteriormente, el sucesivo encajamiento de superficies de corrosión kárstica estaría ligado a descensos del nivel de base regional (Ford y Williams, 1989), asociados en el caso de Gallocanta a oscilaciones freáticas de origen climático, ya que, como ya se ha indicado, no se han reconocido indicadores de procesos tectónicos durante el desarrollo del polje.

Las condiciones climáticas más favorables para la elaboración de una superficie de corrosión debieron corresponder a etapas de mayor precipitación, con desarrollo importante de la vegetación, en las que el dióxido de carbono biogénico favorecería la corrosión kárstica (etapas biotásicas de Erhart, 1967). En estas etapas húmedas el nivel freático se encontraría cerca de la superficie, dando lugar a un gradiente hidráulico bajo (Ford y Williams, 1989) que favorecería el ensanchamiento del fondo del polje. El material procedente de la decalcificación de los afloramientos carbonatados circundantes (*terras rossas*) sería transportado por la escorrentía superficial hacia el fondo del polje, donde podría ser parcialmente evacuado a través de los sumideros. El flujo hídrico subterráneo procedente de las

aguas de infiltración se dirigiría luego hacia los niveles de base regionales, que en este sector están representados por el fondo del polje, la Cuenca de Almazán (al NW) y por la Depresión del Jiloca (al SE). El fondo del polje, muy plano, pudo sufrir encharcamientos episódicos ligados a posibles ascensos del nivel freático, durante los cuales se facilitarían la ampliación lateral del fondo por corrosión lateral (Jakucs, 1977; Jennings, 1985).

Durante los periodos climáticos secos (etapas resistísticas de Erhart, 1967) se produciría un menor desarrollo de la vegetación y de la cantidad de dióxido de carbono biogénico, un descenso del nivel freático y un aumento de los aportes detríticos procedentes de los márgenes, inhibiéndose en parte la corrosión criptokárstica. El flujo hídrico subterráneo pasaría a ser predominantemente vertical, hacia un nivel freático más profundo, favoreciendo la profundización del fondo del polje (Ford y Williams, 1989) y el desarrollo de conductos verticales, a través de los cuales sería más fácil la evacuación de los detritos producidos durante la decalcificación. Un cambio climático hacia condiciones húmedas daría lugar a la formación de una nueva superficie de aplanamiento por disolución, encajada en la superficie anterior. La expansión lateral de esta nueva superficie, por corrosión en los bordes, junto con el retroceso por evolución de las laderas, llevaría a la disminución areal y fragmentación de la superficie de corrosión anterior. La alternancia de condiciones favorables a la profundización del fondo del polje y a los procesos de pedimentación por corrosión serían los responsables del desarrollo de las cuatro superficies escalonadas de corrosión kárstica reconocidas en el Polje de Gallocanta.

A lo largo de la evolución de la depresión kárstica se produjo la compartimentación del primitivo paleopolje en otros poljes de menor tamaño (Fig. 9). Así, se reconocen diversos poljes en los Montes de Guisema, en las Hoces de Torralba, en el Campo de Zamora, etc., los cuales partieron originalmente de una única depresión inicial. Algunos de ellos presentan un cierto control estructural a favor de las directrices principales de fracturación alpina de la zona (NE-SW y NW-SE). Paralelamente a la corrosión criptokárstica de los poljes, las aguas procedentes de la disolución de los mismos, altamente concentradas en carbonato cálcico, circularían a través de los sistemas endokársticos, dando lugar a la formación de acumulaciones tobáceas asociadas a los puntos de descarga, como las de Cimballa y las de Caminreal - Calamocho, en los alrededores de la Depresión de Gallocanta.

En el polje de Gallocanta, la sucesiva profundización de su fondo supuso también un aumento progresivo del desnivel topográfico con respecto al frente montañoso de la Sierra de Valdelacasa, que en todo momento actuó como barrera hidrogeológica y kárstica. El aumento del desnivel favoreció el desarrollo de conos de deyección y de abanicos aluviales modelados en glacia. Cada etapa de descenso y profundización del fondo del polje trajo consigo un

descenso relativo del nivel de base local de estos abanicos, dando lugar a los tres niveles escalonados de abanicos y conos que se reconocen en el piedemonte de la Sierra de Santa Cruz - Valdelacasa (Fig. 3). Por otro lado, la red fluvial afluyente a la Laguna de Gallocanta también experimentó encajamientos verticales asociados a los sucesivos descensos del nivel de base, acentuando los procesos de erosión remontante y propiciando la captura reciente de algunos pequeños poljes próximos a la laguna (Fig. 10). Este es el caso de dos poljes desarrollados al norte y sureste de Odón, respectivamente. El vaciado erosivo del primero de ellos dio lugar a la formación de un amplio cono de deyección en las inmediaciones de Bello, mientras que los productos del vaciado erosivo del segundo se acumularon en el fondo de otro pequeño polje cercano (Campo de Zamora), hacia el que desagua el curso fluvial responsable de su captura (Figs. 2 y 3).

La captura fluvial de los fondos de los poljes por procesos de erosión remontante lleva a la interrupción de su evolución. Aparte de los casos citados, este fenómeno sucedió en los poljes de los Montes de Guisema y de las Hoces de Torralba, capturados por el río Piedra y sus afluentes (Fig. 9). La captura fluvial supuso el drenaje de los flujos superficiales hacia el exterior de las depresiones y, por tanto, la interrupción definitiva de los procesos de pedimentación por corrosión kárstica. El rebajamiento topográfico de los fondos pasó entonces a estar controlado por los procesos mecánicos de incisión fluvial. El encajamiento del río Piedra, su erosión remontante y la captura de los poljes fue un proceso progresivo y lento, de tal forma que los primeros poljes capturados (alrededores de Cimballa) presentan una única superficie de corrosión antigua, mientras que hacia aguas arriba los poljes capturados desarrollan un número de superficies de corrosión sucesivamente mayor, lo cual refleja un mayor tiempo de evolución de los mismos antes de que fueran finalmente alcanzados por la acción remontante del río Piedra (Fig. 10). En este caso las superficies de corrosión más bajas conservadas corresponden al nivel C<sub>3</sub>, quedando colgadas decenas de metros con respecto al fondo del cañón, en cuyas paredes se observan potentes series carbonatadas con una alta proliferación de conductos endokársticos horizontales y verticales puestos al descubierto por la incisión fluvial. La excavación vertical del cañón continuó tras la captura, mientras que en el polje de Gallocanta, no capturado, proseguía la profundización de su fondo y la generación de nuevas superficies de corrosión más bajas.

Si no hay captura fluvial, la profundización de los poljes progresa hasta alcanzar un substrato impermeable, en cuyo caso el desarrollo vertical del polje queda interrumpido y tan sólo puede funcionar la expansión horizontal. Las evaporitas del Keuper constituyen el límite basal de profundización del polje de Gallocanta. Los fondos de los cuatro poljes más evolucionados (Navajo de los Cabezuelos, Campo de Zamora, Laguna de La Zaida y Laguna de Gallocanta) se sitúan a nivel del contacto Jurásico/Keuper. La interrupción de los

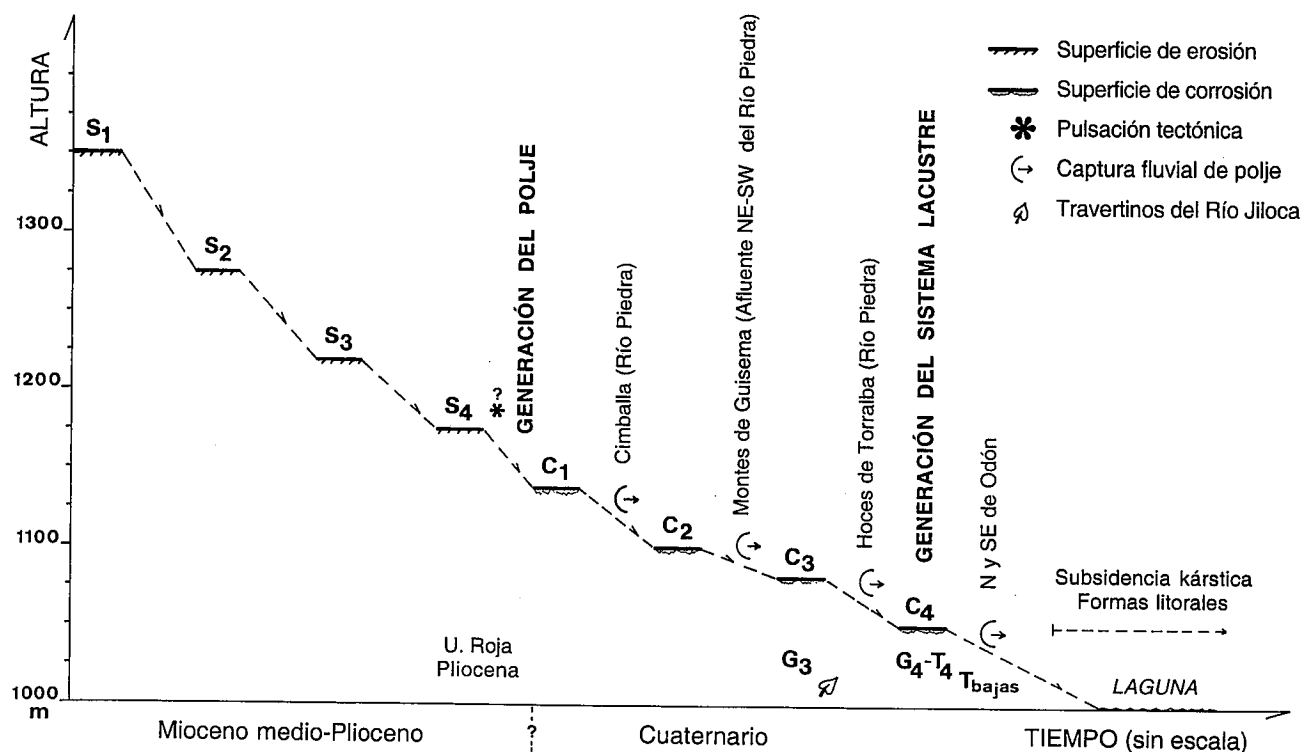


Figura 10.- Esquema evolutivo de la depresión y polje de Gallocanta.

procesos de corrosión en el polje de Gallocanta probablemente provocó la ralentización o incluso el cese del crecimiento vertical de los edificios travertínicos de Fuentes Claras, los cuales fueron posteriormente disectados por la acción remontante del río Jiloca. La edad del techo de los travertinos (en torno a 300.000 años BP) podría dar una idea del momento en el que cesó la acreción vertical de los mismos.

Por otro lado, cuando los fondos del polje alcanzaron el substrato arcilloso-evaporítico impermeable, pudieron desarrollarse lagos más o menos estables. La generación de las lagunas de Gallocanta y de La Zaida hay que situarla, por tanto, con posterioridad al proceso de aborto del polje, probablemente en el Pleistoceno superior (Fig. 10). Se produjo así un cambio muy importante en la dinámica hidrológica y morfogenética del fondo de la depresión. Su evolución posterior estuvo caracterizada por procesos de sedimentación, tanto en su fondo (fangos lacustres) como en su litoral (depósitos detríticos costeros), controlados por diversas fluctuaciones del nivel de las aguas de la laguna asociadas a oscilaciones climáticas cuaternarias (Gracia, 1995). Se han diferenciado tres niveles de terrazas lacustres escalonadas, cuyo dispositivo geométrico responde a sucesivos descensos del nivel del lago a lo largo del Cuaternario superior. Las causas de dichos descensos pueden estar ligadas bien a una progresiva aridificación climática (Óptimo Climático Holoceno), o bien a hundimientos del fondo de la depresión por subsidencia kárstica (Gracia, 1992a, 1995).

Además de la paulatina colmatación sedimentaria de su fondo, la evolución de la Laguna de Gallocanta ha

estado caracterizada por un proceso progresivo de segmentación ligado a la dinámica litoral (Gracia, 1995), que tiende a dividir el primitivo lago en un conjunto de pequeñas lagunas alineadas. Este proceso comenzó ya en los estados iniciales del lago y continúa en la actualidad. Finalmente, aparte de las actuaciones antrópicas en los alrededores de la laguna, que a través de las labores de deforestación y laboreo agrícola tienden a aumentar los aportes detríticos a la misma, parece que el futuro inmediato del lago dependerá del equilibrio entre los procesos de segmentación-colmatación, que tienden a hacerlo desaparecer como tal, y los procesos de subsidencia kárstica sobre las evaporitas del Keuper infrayacente, que tienden a acentuar el carácter topográficamente deprimido del fondo de la depresión y, por tanto, a mantener su carácter lacustre.

**Conclusiones**

La Depresión de Gallocanta, tradicionalmente considerada como una fosa tectónica generada a finales del Plioceno, es interpretada como una depresión de origen kárstico de tipo polje. Aunque existe un control estructural en el desarrollo del mismo, su evolución cuaternaria ha debido estar ligada a oscilaciones del nivel freático regional relacionadas con cambios climáticos. Encajadas en las superficies de erosión neógenas de la zona se han reconocido y cartografiado hasta cuatro superficies de corrosión kárstica escalonadas, que reflejan una progresiva profundización del fondo del polje, así como una compartimentación del mismo en poljes menores de evolución independiente.

Una vez que la profundización alcanzó el substrato impermeable margo-yesífero triásico, los procesos de corrosión kárstica quedaron interrumpidos, formándose diversas lagunas semipermanentes, de entre las que destacan las de La Zaida y Gallocanta. Ambas se generaron en épocas relativamente recientes, probablemente en el Pleistoceno superior. La evolución posterior de la Laguna de Gallocanta, registrada en un sistema de terrazas lacustres escalonadas, se ha caracterizado por la coexistencia de procesos litorales, que tienden a segmentar el lago en lagunas menores, y de procesos de subsidencia por disolución de las evaporitas triásicas infrayacentes, que tienden a mantener la depresión lacustre y a salinizar sus aguas a través de manantiales salinos en su litoral. Ambos procesos continúan siendo activos en la actualidad.

Las implicaciones regionales de esta interpretación son diversas. Por un lado, se aportan nuevos datos sobre las unidades detríticas neógenas existentes en la Depresión de Gallocanta, las cuales se pueden considerar como abanicos aluviales pliocenos relacionados con un episodio tectónico distensivo. Por otro lado, se descarta el origen tectónico para la depresión y se demuestra que las fallas de borde de la cuenca han sido prácticamente inactivas a lo largo del Cuaternario. Además, se plantea la necesidad de reconsiderar el uso de las superficies de erosión como indicadores neotectónicos regionales, ya que su correcta identificación como tales requiere de un estudio geomorfológico previo sobre su naturaleza, geometría y representatividad regional. En este sentido, las superficies de corrosión kárstica han demostrado ser una fuente de información muy valiosa de cara a conocer en detalle la evolución neotectónica de la zona. Finalmente, desde un punto de vista hidrogeológico, la consideración de la Depresión de Gallocanta como un polje permite plantear modelos paleohidrológicos de la zona (procesos de encajamiento de la red fluvial y evolución de paleodivisorias, áreas fuente, momento de generación de las lagunas, etc.), así como un mejor conocimiento de la hidrogeología regional actual (posible conexión hidráulica con sistemas de manantiales periféricos a la depresión, causas de la salinización de las aguas de la Laguna de Gallocanta, evolución hidrológica futura, etc.).

Este trabajo ha sido en parte financiado con una Ayuda a la Investigación concedida por el Instituto de Estudios Turolenses.

## Bibliografía

- Aguirre, E., Díaz Molina, M. y Pérez González, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. En: *Miscelánea Neógena* (M.T. Alberdi y E. Aguirre, Eds.). *Trab. Neóg.-Cuat.*, 5: 7 - 29.
- Aranzadi, E. (Coord.) (1980): *Estudio de impactos ambientales sobre la Laguna de Gallocanta por la acción del desarrollo agrario*. PROYEX, S.A., C.E.O.T.M.A., MOPU, Madrid, 184 p.
- Barrón, G., Echeverría, M.T. y Pascual, R. (1996): Estudio del modelado kárstico en el margen nororiental de la Depresión

- de Mas de las Matas: el campo de dolinas del Tozal de la Catma y el sistema de poljes de La Ginebrosa (Teruel, España). *Grupo de Estudios Masinos*, 16: 9 - 45.
- Bögli, A. (1980): *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer Verlag, Berlín, 284 p.
- Bonacci, O. (1987): *Karst Hydrology with special reference to the Dinaric Karst*. Springer-Verlag, Berlín, 184 p.
- Bull, W.B. y McFadden, L.D. (1977): Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. En: *Geomorphology of Arid Regions* (D.O. Doehring, Ed.). Proc. Eighth Ann. Geomorph. Symp., State University of New York, Binghamton: 115 - 138.
- Burillo, F., Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1985): Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centrooriental). *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, vol. 2: 355 - 366.
- Calvo, J., González, J.M., González, J. y Villena, J. (1978): Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la Laguna de Gallocanta (provincias de Zaragoza y Teruel). *Tecniterrae*, 21: 1 - 9.
- Dantín Cereceda, J. (1941): La laguna salada de Gallocanta (Zaragoza). *Est. Geogr.*, 3: 269 - 303.
- Echeverría, M.T. (1993): La depresión kárstica de la Cañada Hermosa. Rasgos geomorfológicos. En: *El Cuaternario en España y Portugal*. I.T.G.E. y A.E.Q.U.A., Madrid, 1990. Vol. I: 81 - 86.
- Erhart, H. (1967): *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*. Masson Ed., Paris, 177 p.
- Fabre, G. y Nicod, J. (1982): Modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique dans les karst méditerranéens et tropicaux. *Zeit. f. Geomorph. N.F.*, 26: 209 - 224.
- Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Chapman & Hall, London, 601 p.
- Gams, I. (1978): The polje: the problem of definition. *Zeit. f. Geomorph.*, 22: 170-181.
- Gladfelter, B.G. (1971): *Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A Geomorphology of the Alto Henares Basin*. Univ. Chicago, Dept. Geography. Res. Paper n° 130, 240 p.
- González, J., Fernández-Nieto, C. y González, J.M. (1984): Los minerales de la arcilla de la Laguna de Gallocanta (Zaragoza y Teruel). *Actas del I Congr. Esp. Geología*, Segovia, vol. II: 243 - 254.
- Gracia, F.J. (1990): *Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 660 p. (inérita).
- Gracia, F.J. (1992a): Papel de la karstificación en la evolución cuaternaria de la Laguna de Gallocanta (provincia de Zaragoza). *Actas del III Congr. Geol. España*, S.G.E., Salamanca, vol. II: 58 - 62.
- Gracia, F.J. (1992b): Conos de deyección, red fluvial y neotectónica en el valle medio del río Jiloca (provs. de Zaragoza y Teruel). En: *Estudios de Geomorfología en España* (F. López Bermudez, C. Conesa y M.A. Romero, Eds.). S.E.G. y Univ. de Murcia, vol. II: 633 - 642.
- Gracia, F.J. (1992c): Tectónica pliocena en la Fosa de Daroca (prov. de Zaragoza). *Geogaceta*, 11: 127 - 129.
- Gracia, F.J. (1993): Neotectonic synthesis and seismotectonics of Jiloca Graben (Iberian Chain, Northeastern Spain). *Bull. INQUA Neotectonics Comm.*, 16: 16 - 22.
- Gracia, F.J. (1995): Shoreline forms and deposits in Gallocanta Lake (NE Spain). *Geomorphology*, 11: 323 - 335.
- Gracia, F.J. y Cuchí, J.A. (1993): Control tectónico de los travertinos fluviales del río Jiloca (Cordillera Ibérica). En: *El Cuaternario en España y Portugal*. I.T.G.E. y



- A.E.Q.U.A., Madrid, 1990. Vol. II: 697 - 706.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, M. y Leránz, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 125 - 142.
- Gracia, F.J. y Gutiérrez, F. (1996): Neotectónica y sismicidad del Valle del Jiloca y sus alrededores. *Xiloca*, 17: 165 - 206.
- Gracia, F.J., Gutiérrez, F. y Gutiérrez, M. (1996): Los poljes de la región de Layna (Cordillera Ibérica Noroccidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 10 (3-4): 33 - 45.
- Gracia, F.J. y Santos, J.A. (1992): Caracterización sedimentológica y modelo deposicional costero de una terraza lacustre pleistocena en la Laguna de Gallocanta (provincia de Zaragoza). En: *Simposium sobre Sedimentación Lacustre* (L. Cabrera y P. Anadón, Eds.). III Congr. Geol. España, S.G.E., Salamanca, vol. I: 98-107.
- Gutiérrez, F., Gracia, F.J. y Gutiérrez, M. (1996): Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfoestratigráficas y estructurales. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 21, IV Reun. Nac. Geomorf., La Coruña: 23 - 43.
- Gutiérrez, M. y Gracia, F.J. (1997): Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdowson, Ed.). Geol. Soc. Spec. Publication, London, No. 120: 147 - 158.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1989): El karst de la Cordillera Ibérica. En: *El karst en España* (J.J. Durán y J. López Martínez, Eds.). Monogr. de la S.E.G., nº 4: 151 - 162.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L. y Simón, J.L. (1982): El polje de Vistabella del Maestrazgo (prov. de Castellón). *Actas Reun. Monogr. sobre el Karst*, Larra: 95 - 104.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L. y Simón, J.L. (1983): Los poljes de la región Torrijas - Abejuela (provs. de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69: 99 - 108.
- Gutiérrez, M. y Valverde, M. (1994): El sistema de poljes del río Guadazaón (Cordillera Ibérica, prov. de Cuenca). *Cuaternario y Geomorfología*, 8 (1-2): 87 - 95.
- Hernández, A., Olivé, A., Moissenet, E., Carls, P., Sdzuy, K., Kolb, S. y Gutiérrez, M. (1983a): *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 465, Daroca*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 76 p.
- Hernández, A., Olivé, A., Moissenet, E., Pardo, G., Villena, J., Portero, J.M. y Gutiérrez, M. (1983b): *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 491, Calamocha*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 73 p.
- Hernández Pacheco, F. y Aranegui, P. (1926): La Laguna de Gallocanta y la geología de sus alrededores. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVI: 419 - 429.
- Jakucs, L. (1977): *Morphogenetics of karst regions. Variants of karst evolution*. Adam Hilger, Bristol, 283 p.
- Jennings, J.N. (1985): *Karst geomorphology*. Blackwell, Oxford, 239 p.
- Lozano, M.V. (1988): Los poljes del sector de Mosqueruela (Serranías de Gúdar - Maestrazgo, provincia de Teruel). *Cuaternario y Geomorfología*, 2: 57 - 66.
- Lozano, M.V. y Jiménez, A. (1990): El karst de los llanos de Villaseco (Cordillera Ibérica oriental, provincia de Teruel). *I Reun. Nac. Geomorfología*, S.E.G., Teruel, T.I: 115 - 124.
- Mayer, L. (1986): Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts. En: *Active Tectonics* (T.M. Usselman, Coord.). National Academy Press, Washington: 125 - 135.
- Meléndez, A., Pardo, G., Pendón, G. y Villena, J. (1982): Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. *Iª Reun. sobre Geología de la Cuenca del Duero*, Salamanca, 1974. I.G.M.E.: 415 - 429.
- Milanovic, P. (1981): *Karst Hydrogeology*. Water Resources Publ., Littleton, Colorado, 434 p.
- Mijatovic, B.F. (1984): Karst poljes in Dinarides. En: *Hydrogeology of the Dinaric karst* (B.F. Mijatovic, Ed.). Int. Ass. of Hydrologists, Hannover, vol. 4: 87 - 109.
- Moissenet, E. (1988): La distensión neógena en la Cadena Ibérica. *Actas del II Congr. Geol. España*, Granada, vol. 2: 161 - 164.
- Nicod, J. (1976): Corrosion du type crypto-karstique dans les karsts Méditerranéens. En: *Karst Processes and Relevant Landforms* (I. Gams, Ed.). Department of Geography, Ljubljana University: 171 - 180.
- Nicod, J. (1978): Les eaux et l'aménagement des poljes du karst dinarique. *Méditerranée*, 1-2:85 - 101.
- Olmo, P. del, Portero, J.M. y Gutiérrez, M. (1983a): *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 464, Used*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 74 p.
- Olmo, P. del, Portero, J.M., Villena, J., Pardo, G. y Gutiérrez, M. (1983b): *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 490, Odón*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 76 p.
- Penck, W. (1924): *Die Morphologische Analyse: Ein Kapitel der Physikalischen Geologie*. Geographische Abhandlungen 2, Reihe, Stuttgart (Engelhorn), Heft 2, p. 1 - 283.
- Peña, J.L., Gutiérrez, M. y Simón, J.L. (1987): El polje de Barracas - Alcotas (provs. de Castellón y Teruel). *VII Reun. sobre Cuaternario*, Santander: 135 - 138.
- Peña, J.L., Jiménez, A. y Echevarría, M.T. (1989): Geomorphological cartography and evolutionary aspects of the Sierra de Albarracín poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 12: 51 - 57.
- Peña, J.L., Echevarría, M.T. y Jiménez, A. (1991): El sistema de poljes de Guadalaviar - Villar del Cobo - Frías de Albarracín (provincia de Teruel). *Teruel*, 82: 79 - 100.
- Pérez González, A. (1979): El límite Plioceno - Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Reun. Grupo Esp. Límite Neóg. - Cuat.*, Trab. Neóg. Cuat.: 23 - 36.
- Pérez González, A., Santonja, M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Sesé, C., Soto, E., Mora, R. y Villa, P. (1997): Los yacimientos pleistocenos de Torralba y Ambrona y sus relaciones con la evolución geomorfológica del Polje de Conquezueta (Soria). *Geogaceta*, 21: 175 - 178.
- Rodó, X. (1997): *Escales temporals de variabilitat ecològica en un ecosistema aquàtic fluctuant: la llacuna de Gallocanta (Aragó)*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 414 p. (inérita).
- Roglic, J. (1940): Geomorphologische Studien von Duvanjsko (Polje von Duvno) in Bosnien. *Mitt. Geogr. Ges. Wien.*, 83: 152 - 176.
- Sánchez Fabre, M. (1990): Los poljes de la región de Fuentelespino de Moya (Serranías de Cuenca). *I Reun. Nac. Geomorfología*, S.E.G., Teruel, T.I: 135 - 146.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 11 (3): 285 - 294.
- Sweeting, M.M. (1972): *Karst landforms*. MacMillan Press, London, 362 p.
- Trudgill, S. (1985): *Limestone Geomorphology*. Longman, London, 196 p.

- Villena, J. (1969): Mapa geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel - Zaragoza) y sus alrededores. *Guía Excursión V Reun. Grupo Esp. Sedimentología*, Pamplona.
- White, W. (1988): *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, Oxford, 464 p.
- Yetano, L.M. (1980): *El Sistema Ibérico zaragozano: los macizos paleozoicos y su entorno. Estudio geomorfológico*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 207 p. (inédita).
- Zenkovich, V.P. (1967): *Processes of coastal development*. Oliver & Boyd, London, 738 p.

*Manuscrito recibido el 11 de Septiembre de 1998*  
*Aceptado el manuscrito revisado el 25 de Mayo de 1999*