

LOS POLJES DEL SECTOR DE MOSQUERUELA (SERRANIAS DE GUDAR-MAESTRAZGO, PROVINCIA DE TERUEL)

LOZANO TENA, M^a. V.

Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio.
Colegio Universitario de Teruel, Miguel Servet 2. 44002-TERUEL.

RESUMEN

Este trabajo se centra en el análisis de un sistema de depresiones kársticas, tipo polje, localizadas en las Serranías de Gúdar-Maestrazgo (Cadena Ibérica Centrorienta). Los poljes se han generado a partir de los accidentes tectónicos que afectan a una superficie de erosión culminante de edad neógena. Conservan varios niveles de aplanamiento por disolución, indicadores de una larga y compleja evolución, desde el punto de vista climático y tectónico, desarrollada durante el Plioceno Superior y el Cuaternario, que suele terminar con su captura por parte de la red hidrográfica.

Palabras clave: karstificación, polje, superficie de aplanamiento por disolución, Cordillera Ibérica Centrorienta.

ABSTRACT

This paper focuses on the analysis of a system karstic depressions, of the polje type, located in the Gúdar-Maestrazgo Mountain Ranges (East-central Iberian Ranges). The poljes were formed from the tectonic accidents which affect a culminating erosion surface of the Neogene Age. They maintain several planation surfaces by solution, indicative of a long and complex evolution -from the climatic and tectonic point of view- developed during the Late Pliocene and the Quaternary. This process usually comes to an end due to its capture on the part of the hydrographical network.

Key words: karstification, poljes, planation surfaces by solution, East-central Iberian Ranges.

INTRODUCCION

El área de estudio se localiza en la Cordillera Ibérica, dentro del conjunto de las Sierras de Gúdar-Maestrazgo, en torno a los límites provinciales de Teruel y Castellón, quedando comprendida en su mayor parte en los términos municipales de Mosqueruela, Puertomingalvo, Villafranca del Cid y Vistabella del Maestrazgo. En relación con el Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000 se halla incluida dentro de las hojas 568, 569, y 592.

El objetivo de este trabajo se centra en el análisis de una serie de depresiones de origen kárstico, identificadas con un antiguo sistema de poljes, detectado a partir de la fotointerpretación y del que se presentan esquemas cartográficos. A nivel regional, GUTIERREZ y PEÑA (1975, 1979 a, b, 1982 a) han estudiado diversas morfologías kársticas en las Serranías de Javalambre y Albarracín. En lo relativo al análisis de los poljes, destacan los trabajos

de GUTIERREZ *et al.* (1982 b, 1983), PEÑA *et al.* (1987), ALONSO *et al.* (1987), JIMENEZ (1987), LOZANO (1987, 1988) y PEÑA *et al.* (1987, 1988), quienes definen las características generales de estas depresiones fluviokársticas en diferentes unidades de la Cordillera Ibérica Centrorienta.

MARCO GEOLOGICO Y GEOMORFOLOGICO GENERAL

Desde una perspectiva geológica y dentro del contexto de la Cordillera Ibérica Centrorienta, este sector se halla incluido en la llamada "zona central subtabular" (CANEROT, 1974), que corresponde al extremo occidental de la antigua cuenca cretácica del Maestrazgo, donde se sedimentaron potentes series carbonatadas que posibilitan un estilo tectónico de cobertera, en oposición a otras

unidades de la Cadena.

Litológicamente, existe un predominio absoluto de las calizas del Vraconiense-Cenomaniense de la "Formación calizas y margas de Mosqueruela" (CANEROT *et al.*, 1982), superpuestas a las arenas y arcillas albienses y calizas aptienses, que llegan a aflorar en algunos puntos. Sobre ellas, en las charnelas sinclinales, aparecen dolomías del Turoniense y calizas y margas del Senoniense (Fig. 1).

Los rasgos estructurales más destacables, aparte del dominio litológico carbonatado, son: la práctica horizontalidad de los estratos, sólo interrumpida en el sector septentrional por bruscas flexiones, en las proximidades de algunos ejes de plegamiento ibéricos, y la existencia de una importante red de fracturación, de direcciones principales NNE., NE. y ENE., a partir de la cual se han generado una serie de fosas tectónicas. Estos factores, al crear el dispositivo estructural propicio, condicionan la característica morfológica esencial de las Plataformas de Mosqueruela: su elevado grado de karstificación.

Gran parte de las Sierras de Gúdar se hallan modeladas en extensas superficies de erosión, muy bien conservadas. Sin embargo, la existencia o no de biseles erosivos en este sector de cumbres plantea serias dudas, ante la posibilidad de confusión con superficies totalmente estructurales. Aún así, opinamos que estas estructuras fueron en su momento arrasadas por una superficie de aplanamiento, que se llega a observar de forma puntual, pero muy claramente, allí donde las capas están afectadas por buzamientos más sensibles. Corresponde a la superficie de erosión mio-pliocena (LOZANO, 1988), ampliamente representada en estas Sierras y en el resto de la Cadena Ibérica, y que sufrió importantes dislocaciones durante la tectónica distensiva pliocena (SIMON, 1984).

Topográficamente, predominan las superficies planas o suavemente inclinadas, profundamente incididas por una red fluvial de trazado en forma de bayoneta, controlada totalmente por el entramado estructural ortogonal descrito. Algunos valles se adaptan a los ejes de plegamiento de dirección ibérica, sobre todo a los sinclinales, como el arroyo del Bojar; sin embargo, la mayoría se han instalado sobre los accidentes de fractura de dirección NE.-SW. o ENE.-WSW., derivados de la distensión pliocena, como es el caso de los valles principales: río Monleón, arroyo de los Pellejeros, rambla de las Truchas, arroyo Majo.

El rasgo verdaderamente original de este sector es que muchos de los cursos fluviales drenan lo que parecen haber sido antiguas depresiones con funcionamiento kárstico, ya que conservan, marginando el lecho actual, varias superficies de aplanamiento por disolución a distintas alturas y con bastante continuidad a lo largo de todo el valle. Además, existen todavía tramos de poljes funcionales y vestigios de otras formas kársticas, tales como

hums, lapiares, dolinas..., abundantes por doquier. Sin embargo, se trata de un karst con claro predominio de los procesos de desarrollo horizontal, al quedar obstaculizada la disolución en profundidad por abundantes intercalaciones impermeables.

Por último, tanto en las vertientes como en los fondos de valle o tapizando las elevadas plataformas, se constatan acumulaciones detríticas vinculadas a períodos climáticos fríos de tipo periglaciario, muy abundantes, dada la altitud a la que nos encontramos, entre 1100-1900 m.

EL SISTEMA DE POLJES DE MOSQUERUELA Y SUS CARACTERÍSTICAS

El sistema de poljes de la región de Mosqueruela ocupa una extensión cercana a los 600 km². Sin embargo y con gran facilidad, este sistema kárstico podría prolongarse hacia áreas próximas del Maestrazgo, donde existen otras depresiones cerradas de origen similar, como el polje de Vistabella, la gran uvala de Benafigos, el polje de Castellfort y otros, e incluso hacia las mismas Sierras de Gúdar. Dentro de ellas, existen otras zonas que pudieran haber funcionado temporalmente como poljes, como el mismo sinclinal de las Dehesas y quizás el de Fortanete, aunque el posterior desmantelamiento de los niveles de corrosión kárstica imposibilita constatar tal hipótesis.

Características morfométricas

Dentro de los límites estrictos del área de estudio se han contabilizado un total de diez grandes poljes (Fig. 2), que se enumeran a continuación junto con sus dimensiones aproximadas, aunque algunos de ellos pueden encerrar depresiones menores o subdividirse en varios tramos:

- Polje de Mosqueruela (11 x 2 km.)
- Polje del Arroyo Majo (6 x 1,5 km.)
- Polje del Bojar-Gibert (26 x 2,5 km.)
- Depresión de la Fuente del Can (3 x 4 km.)
- Depresión del Mas de Hueso (2 x 1 km.)
- Plans de Villafranca del Cid (6 x 8 km.)
- Polje del valle del río Monleón (27 x 2,5 km.)
- Polje de los Pellejeros (6 x 1 km.)
- Polje de las Gazullas (3,5 x 1 km.)
- La Nava (1,5 km. x 250 m).

Los tamaños varían, pues, entre los más de 25 km. de longitud por 2,5 km. de anchura media para las depresiones del Monleón y del Bojar, y los 1500 por 250 m. del pequeño polje de La Nava, que dada su reducida amplitud no podría ser catalogado como tal en definición de GAMS (1978), que exige un mínimo de 400 m.

La altitud difiere en función de su localización, entre

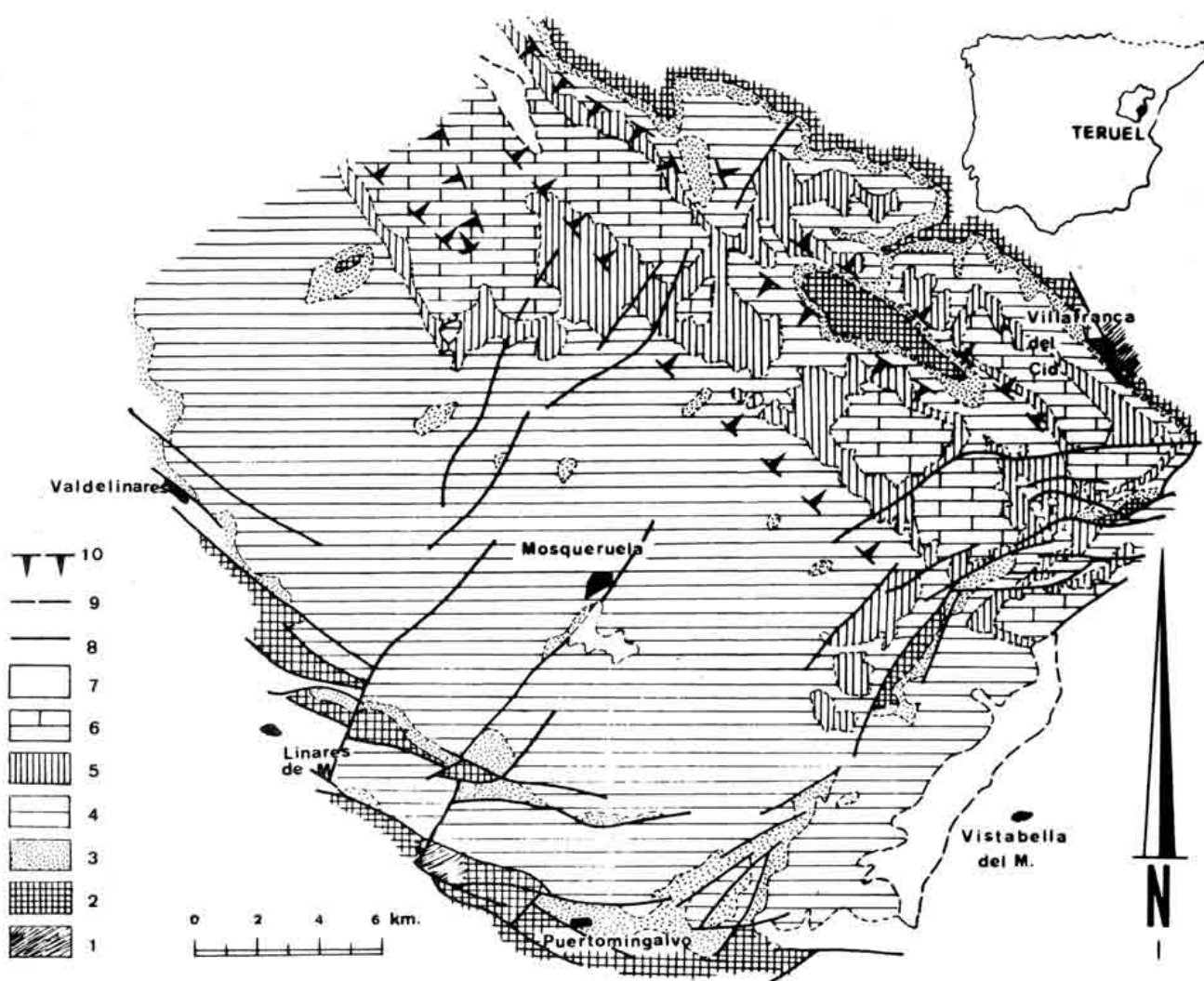


Fig. 1. Situación y contexto geológico. 1.- Jurásico. 2.- Cretácico Inferior. 3.- Albiense. 4.- Vraco-cenomaniense. 5.- Turolense. 6.- Senoniense. 7.- Cuaternario. 8.- Falla. 9.- Falla probable. 10.- Flexión con indicación del buzamiento.

los 1700 m., alcanzados por los más occidentales y los 1100-1200 m., del fondo de las depresiones orientales. El sistema de poljes de Mosqueruela se caracteriza por la marcada disimetría topográfica de sus márgenes, condicionada siempre por cuestiones de origen estructural.

Un dato muy interesante es el relativo a la pendiente. Según nuestras mediciones todos los planos de corrosión asociados a antiguos poljes poseerían una clara pendiente transversal, tipo glacis, más acusada hacia la raíz, en el contacto con las vertientes. En realidad, algunos de estos retazos, posteriormente individualizados a consecuencia de la incisión fluvial, tienen forma de abanico y por ello han sido denominados por determinados autores conos rocosos, como los del Monleón (PAILHE, 1984) o los adosados al Puntal del Tamborero. Pero también es necesario resaltar que los aplanamientos poseen pendiente longitudinal, es decir, que el fondo de las primitivas depresiones kársticas se hallaría inclinado netamente en una dirección. Este hecho es evidente en el polje de Mosqueruela-Arroyo Majo y en el del Monleón, donde existen valores medios del 1,5 %, e inapreciable en otros casos y puede indicar la interferencia en la formación de procesos fluviales y kársticos, por lo que podrían clasificarse dentro de la categoría de depresiones fluvio-kársticas.

Relación con la estructura

La práctica totalidad de estos poljes se hallan sobre estructuras subtabulares, constituidas por series del Cretácico Superior. Salvo algunas excepciones, suelen poseer forma alargada en un sentido concreto, bien en dirección ibérica (El Bojar y los Plans de Villafranca del Cid) o catalana (poljes de Mosqueruela, Arroyo Majo, Los Pellejeros, las Gazullas, la Nava y el valle del Monleón), con márgenes bastante lineales relacionados claramente con líneas de falla o flexiones, dibujando en ocasiones entrantes favorecidos también por el dispositivo estructural. En concreto, su orientación, en sentido NW. o NE., con pequeñas variantes, se adapta perfectamente a los accidentes tectónicos que afectan a este sector: por una parte, fracturas de dirección catalana, que, generando verdaderas fosas tectónicas, controlan la orientación de los poljes de Mosqueruela, Los Pellejeros o del río Monleón y que a partir de depresiones de ángulo de falla o simplemente de la explotación de estas zonas de debilidad, posibilitan la génesis de pequeñas depresiones como la de la Nava, las Gazullas o las de la Fuente del Can; por otra parte, accidentes de dirección ibérica y que suelen coincidir con bruscas flexiones asociadas a dispositivos sinclinales como el del Bojar-Gibert, que se prolonga hacia las Dehesas, o el del Pla de Masorro en Villafranca del Cid. De esta manera, el sistema de poljes forma una red prácticamente ortogonal, que comparti-

menta todo el conjunto de las Plataformas de Mosqueruela.

En cualquier caso, parece que se trata de deformaciones bastante recientes, dada la expresión topográfica actual de los escarpes de falla, que desnivelan retazos de la superficie de erosión mio-pliocena de cumbres. Este episodio distensivo, difícil de datar basándonos en los argumentos aportados por el área de estudio, se localiza a nivel regional, como ya hemos indicado, en torno al Plioceno Medio-Superior, con posibilidad de rejugos posteriores, incluso plenamente cuaternarios, constatados en sectores próximos [MOISSENET (1980, 1982 a, b, 1983); PEÑA *et al.* (1981, 1984, 1987, 1988); GUTIERREZ *et al.* (1982 a, b, 1983); SIMON (1983, 1984); SIMON *et al.* (1983); CALVO *et al.* (1983)].

La mayor parte de los poljes se desarrollan litológicamente sobre el Cretácico Superior. Sólo el Pla de Baix, en Villafranca, corta materiales carbonatados del Portlandiense-Valanginiense. Sin embargo, como norma general, todas estas grandes depresiones están relacionadas espacialmente con afloramientos de rocas de permeabilidad contrastada, lo que concuerda con lo expuesto por SWEETING (1972) y JENNIGS (1985) acerca del tipo de litologías dominantes en los poljes. Desde este punto de vista pueden establecerse tres grupos claramente diferenciados:

* Los poljes ligados a materiales albienses, como los de Mosqueruela y el tramo meridional del valle del Monleón. Ambos se identifican estructuralmente con grabens que hunden compartimentos de calizas cenomanienses, de manera que en las vertientes de los horst marginales afloran las arenas y arcillas albienses coronadas por calizas, que actúan como almacén de agua y dan lugar a numerosos manantiales. Es quizás éste uno de los factores que han favorecido la génesis de los poljes, al facilitar la alimentación de las aguas superficiales y suministrar material susceptible de ser arrastrado hasta el fondo de la depresión, que al retener el agua, ha podido acelerar la corrosión. En este sentido, y como caso extremo cabe mencionar el polje casi circular y funcional de Los Castillejos, localizado entre Mosqueruela y Puertomingalvo, cuyo fondo viene dado por un afloramiento residual de la Formación Arenas de Utrillas, parcialmente fosilizado por conos de deyección procedentes de las vertientes y que recubre un substrato calcáreo aptiense, en el que se han producido los fenómenos de disolución que han originado la depresión.

* El segundo grupo incluye los poljes situados en el contacto entre dolomías turonienses y calizas, cenomanienses o senonienses, tales como el del Bojar-Gibert, Villafranca del Cid o algunos tramos del Monleón. En

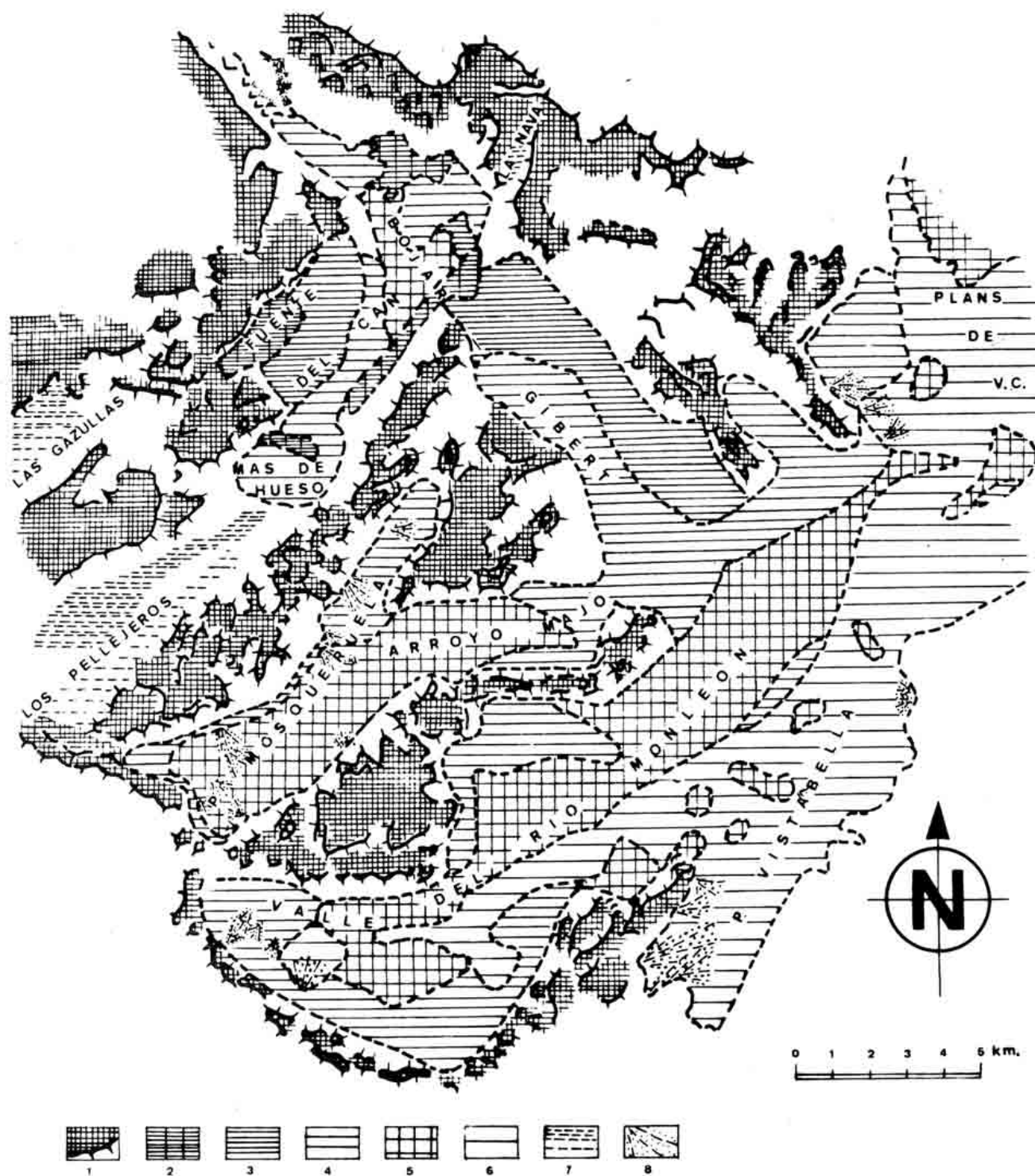


Fig. 2. Esquema del sistema de poljes de Mosqueruela con la disposición de sus distintos niveles de aplanamiento. 1.- Relieves estructurales marginales localmente arrasados por superficie de erosión. 2.- Nivel de aplanamiento superior (N.A.5). 3.- Nivel alto (N.A.4). 4.- Nivel medio (N.A. 3). 5.- Nivel bajo (N.A. 2). 6.- Nivel inferior (N.A. 1). 7.- Niveles de aplanamiento indiferenciados. 8.- Conos de deyección.

este caso se trata también de dos rocas de diferente comportamiento, puesto que en principio, tal como señalan SWEETING (1972) y JENNINGS (1985), las dolomías son menos permeables que las calizas y por tanto se pueden desarrollar procesos similares a los ya descritos.

* El tercer grupo se identifica con los poljes generados en el seno de una única serie: la Formación Calizas y Margas de Mosqueruela del Vraconiense-Cenomaniese, y están directamente asociados a importantes fracturas de dirección NE.-SW., como por ejemplo el de las Gazullas, los Pellejeros, la Fuente del Can, el Mas de Hueso o la Nava.

Los testimonios de niveles de criptocorrosión encajados

Las márgenes de las depresiones kársticas se identifican con plataformas, constituidas por materiales cretácicos y derivadas de la superficie de erosión neógena deformada, sobre la que destacan algunos relieves residuales como el Puntal del Tamborero (1764 m.) o la Moleta (1643 m.). Muchos de los poljes existentes están flanqueados por una especie de terrazas rocosas, que vienen dadas por amplios planos de corrosión y que quedan colgadas a distintas alturas. Estos niveles de aplanamiento parecen corresponder con restos de antiguos fondos de polje, más altos, que informan de su proceso evolutivo. Se desconoce realmente cual es el motor que origina el encajamiento: se ha hecho referencia a rejuegos tectónicos en las márgenes imponiendo una profundización, a cambios en el nivel de base freático o incluso a variaciones en la localización de los sumideros, que recogen las aguas superficiales [NICOD (1972); SWEETING (1972); JENNINGS (1985)]. De todos modos lo que sí parece cierto y en ello coinciden la totalidad de los trabajos consultados, es que cada polje evoluciona independientemente y todo esfuerzo de correlación de los niveles de aplanamiento existentes en un sistema de poljes es difícil y no siempre posible.

No obstante, y dadas las estrechas vinculaciones entre algunas de las depresiones citadas, hemos intentado correlacionar al menos los niveles de aplanamiento de los poljes mayores de Mosqueruela, Arroyo Majo, Bojar-Gibert, Monleón y Villafranca del Cid, aunque los resultados de este ensayo no son totalmente fidedignos, pues a veces ha habido que suplir discontinuidades importantes.

En el esquema adjunto (Fig. 2) se observa que al menos en determinados momentos de la evolución, durante la génesis de los niveles altos, algunos de los poljes pudieron estar prácticamente comunicados, para luego continuar su proceso evolutivo de manera individual.

* En el valle alto del río Monleón se han constatado tres niveles:

- el alto (N.A. 3), de reducida extensión, se conserva sólo en el extremo SW. a unos 1500 m., al pie de Gallo, entre 1300 y 1400 m., y en la divisoria entre el valle del Monleón y el Pla de Vistabella, a 1200-1300 m., identificándose con el nivel superior de este polje.

- el medio (N.A. 2) y más amplio, margina sobre todo la vertiente septentrional, localizándose entre 1200 y 1440 m. según los puntos, y constituye también el nivel medio de Vistabella.

- el bajo (N.A. 1) poco extenso y situado entre 1140 y 1380 m., únicamente se observa en el tramo suroccidental y en el fondo del polje de Vistabella.

* En los poljes conectados de Mosqueruela (Fig. 3) y el Arroyo Majo hemos reconocido solamente dos niveles:

- el más alto (N.A. 3) se conserva únicamente de forma residual y muy puntualmente en pequeños retazos adosados a las vertientes de ambos poljes, a 1400 o 1500 m.

- el bajo (N.A. 2) es el que constituye el fondo del Llano de Mosqueruela y las hombreras que flanquean el Arroyo Majo, entre 1350 y 1450 m. Sobre él todavía se han elaborado otras depresiones, funcionales o no (N.A. 1), como el pequeño polje de Los Castillejos, cerca del cruce de las rutas de Mosqueruela y Puertomingalvo.

* En la gran depresión de El Bojar-Gibert, de casi 26 km. de longitud existen cuatro niveles de aplanamiento, aunque sus correlaciones con los analizados hasta ahora no son excesivamente claras: - el superior (N.A. 5), entre 1500 y 1600 m. aparece en Medel, la Cucharera y la Sierra del Rayo.

- el alto (N.A. 4), a 1400-1550 m., se identifica con la vertiente meridional del Puntal del Tamborero, prolongándose hacia el SE. al pie del Alto de Molina-Navajuelo. Al Norte pueden encontrarse retazos más pequeños en torno a la Ermita del Carmen y hacia la Fuente del Can.

- el medio (N.A. 3), está representado en el sector septentrional entre 1400 y 1500 m. y en el tramo del Arroyo de Gibert a unos 1360 m.

- el bajo (N.A. 2) sólo se constata en los alrededores del Arroyo del Bojar y valles afluentes, a 1400-1460 m.

* En los Plans de Villafranca del Cid, relacionados hacia el Sur con el Valle del río Monleón se reconocen claramente tres niveles, aunque hacia el Pinar de Coder podrían existir restos de otro más elevado:

- el N.A. 3, a 1260-1300 m. en el Pinar de Calvo.

- el N.A. 2, a 1200-1260 m. en Les Serraes, la Sierra Negra y al pie del Cabezo.

- el N.A. 1, a 1100-1180 m., que constituye lo fundamental del Pla de Masorro y del Pla de Baix.

En conjunto, se han reconocido un total de cinco

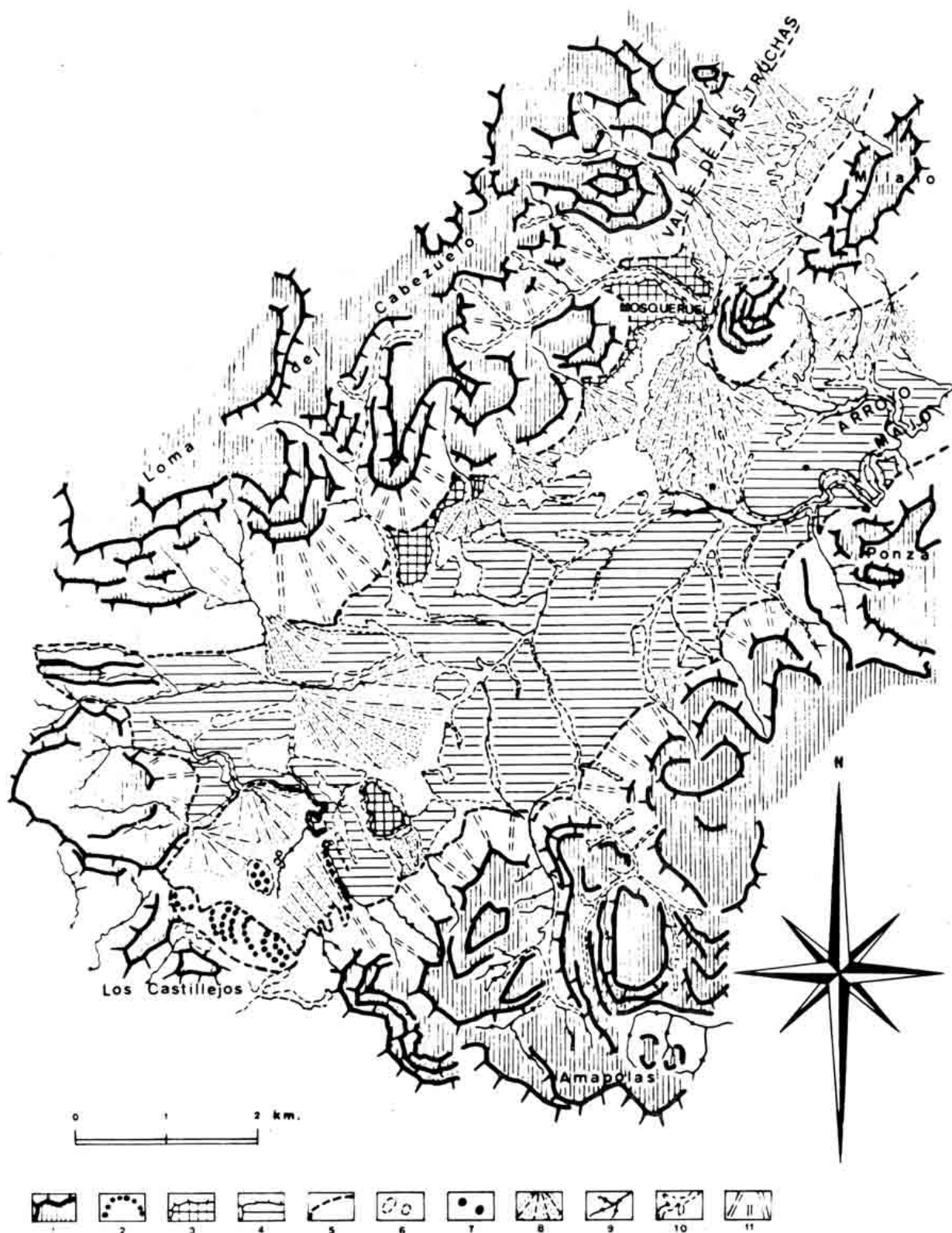


Fig. 3. Mapa geomorfológico del polje de Mosqueruela. 1.- Relieves estructurales sobre Cenomaniense. 2.- Colinas en materiales albienses. 3.- Nivel de aplanamiento medio (N.A. 3). 4.- Nivel de aplanamiento bajo (N.A. 2). 5.- Límite del fondo del polje. 6.- Dolinas en cubeta. 7.- Dolinas-pozo. 8.- Conos de deyección. 9.- Valles de incisión lineal. 10.- Valles de fondo plano. 11.- Vertientes regularizadas.

niveles de aplanamiento, sin que puedan establecerse unos valores medios válidos para cada uno de ellos de altitud ni de encajamiento absolutos o relativos, pues, aunque se ha intentado una cuantificación, las cifras resultan muy dispares. Incluso, no se descarta la posibilidad de desdoblamientos y deformaciones ligadas a la tectónica de algún nivel de aplanamiento: este podría ser, por ejemplo, el caso de la aparición local de los niveles 4 y 5 en el Bojar.

Cinco niveles de aplanamiento son descritos por PEÑA *et al.* (1988) en los poljes de Villar del Cobo, en la Serranía de Albarracín. En Javalambre, en los poljes de Torrijas-Abejuela GUTIERREZ *et al.* (1983) señalan la existencia de hasta tres superficies encajadas sobre la fundamental y en el polje de Barracas, PEÑA *et al.* (1987) diferencian dos niveles de aplanamiento.

Así pues, es habitual la multiplicidad de niveles en los sistemas de poljes de la Cordillera Ibérica, coincidiendo todos los autores con un origen climático, que localmente puede verse completado por una incidencia neotectónica.

Configuración del fondo y depósitos asociados

Un rasgo común para casi todo el conjunto de poljes es la práctica ausencia de cubierta detrítica, residual o alógena. En la superficie de los niveles de aplanamiento aparecen las calizas *in situ* corroídas, ya que ha habido una evacuación posterior del material, que originariamente los recubriría, y, a menudo sobre ellos se han desarrollado otras depresiones menores, como minúsculas dolinas en pozo o en cubeta, y pequeños valles kársticos.

Sólo localmente se constatan depósitos de naturaleza y edades distintas: en el polje de Mosqueruela existen unas brechas calcáreas bien cementadas, de aspecto aparentemente muy similar al de las calizas cretácicas y color blanquecino, difíciles de identificar en la fotografía aérea. Por su facies y dispositivo podrían identificarse con un antiguo cono de deyección, afectado él mismo por procesos de corrosión y relacionado topográficamente con el nivel de aplanamiento bajo (N.A. 2), del que desconocemos su cronología. Antiguos conos de deyección encostados, similares a éste, han sido descritos en los poljes del Macizo de Javalambre [GUTIERREZ *et al.* (1983); PEÑA *et al.* (1987)] y de la Serranía de Cuenca [ALONSO, *et al.* (1987)], en la que se datan, sin excesivos argumentos, en el Cuaternario Medio.

También se han cartografiado conos más recientes, ligados a barrancos de procedencia lateral, con la típica forma de abanico, abombado en su dorso y constituidos por material de arrastre de las laderas, a veces de facies angulosas indicadoras de un origen periglaciario, aunque también aparecen otros más rodados, que fosilizan las arcillas de descalcificación del fondo de algunas depresiones.

La conservación de este tipo de depósitos está directamente relacionada con el grado de disección fluvial alcanzado. La mayor parte de las depresiones se encuentran hoy capturadas por cursos de agua superficiales exorréicos, que, controlados por la proximidad del nivel de base mediterráneo, han elaborado profundas incisiones, verdaderos cañones, que drenan las antiguas cuencas cerradas. Allí donde la acción fluvial es más eficaz, han sido evacuados totalmente los materiales aluviales de los poljes, que han quedado restringidos a algunas áreas de cabecera todavía funcionales o con grados de disección muy bajos.

De esta forma encontramos conos de deyección y productos residuales de los procesos de disolución en los tramos altos de los poljes de Mosqueruela, el Bojar, Pla del Masorro, Fuente del Can, Mas de Hueso y algún resto escaso en el alto Monleón. A veces, salpicando los fondos arcillosos, destacan pequeños afloramientos calcáreos muy corroídos que podrían identificarse con hums o chicots, como los visibles junto a la misma carretera, en el Bojar.

Dentro de los límites estrictos del área de estudio, excluyendo por tanto el de Vistabella del Maestrazgo, sólo encontramos dos pequeños poljes funcionales, todavía no capturados: el de La Nava, a 1600 m., colgado en la plataforma de Tarayuela-Puntal del Tamborero, y el de Los Castillejos, a 1480 m., incluido en el polje abierto de Mosqueruela. Dentro de ellos se observan áreas de forma circular, donde la mayor humedad aparece reflejada por un cambio de vegetación (juncos), pero incluso en el último de los citados aparece un ponor, que se identifica con una pequeña sima colapsada y tapada por bloques. De esta manera, aquí se confirma, que los poljes no derivan, como en principio se supuso, de la unificación de cuencas menores, dolinas o uvalas, sino que por el contrario, a partir de unos poljes iniciales y en una fase evolutiva posterior, se han individualizado en su interior depresiones más o menos amplias, pequeños poljes, uvalas, dolinas o simas que pueden actuar como sumideros.

CONCLUSIONES

Conocido el dispositivo general que presentan los poljes, como conclusión, resta hacer una breve referencia a su génesis, cronología y condiciones climáticas de desarrollo.

Determinados autores, como por ejemplo GAMS (1978), cuya opinión compartimos, sostienen que la formación de algunos poljes se ha podido ver favorecida durante los períodos fríos cuaternarios, en los cuales el aporte de material detrítico procedente de las vertientes hacia el fondo es importante y bajo esta cubierta continúa y se acelera el proceso de extensión lateral por criptocorrosión. Este es también el punto de vista expuesto por

NICOD (1972), quien atribuye un papel esencial a las pulsaciones climáticas cuaternarias en la génesis de depresiones kársticas:

- Las fases secas y frías coinciden con períodos de encajamiento, acompañado de una intensa gelivación y durante ellas se produce el relleno de las depresiones con abundante material periglacial de ladera, que todavía se conserva hoy en los fondos con forma de conos, teniendo gran importancia los procesos fluviales y de lavado de vertientes.

- En los períodos más húmedos, las agresivas aguas de fusión, empapando el material de relleno, pueden ampliar el fondo del polje por disolución lateral y evacuar, a través de los sumideros parte de los productos residuales.

Desconocemos cuantas pulsaciones climáticas han intervenido en la evolución de este sistema de poljes, pero a juzgar por el número de niveles de aplanamiento, parecen haber tenido lugar, al menos, cinco fases de encajamiento. Sin embargo, la neotectónica también ha podido interferir en la evolución morfoclimática de los poljes, ya sea a consecuencia de una activación de los accidentes marginales o ya por una elevación de conjunto del sector donde estos se localizan, asegurando de esta forma una profundización de las corrientes subterráneas.

De cualquier forma, el origen de este sistema de poljes de Mosqueruela es antiguo y arranca evidentemente de la tectónica distensiva pliocena que, deformando la superficie de erosión neógena, crea las condiciones estructurales propicias: fosas tectónicas, depresiones de ángulo de falla o dispositivos sinclinales, determinados por tardías flexiones. Su evolución ha tenido lugar a partir del Terciario Superior, lapso de tiempo que incluye la etapa decisiva de karstificación, sealada para toda la cuenca mediterránea y constatada ya en la Cordillera Ibérica que se centra en el Plioceno Medio-Superior [GUTIERREZ *et al.* (1982 a, b, 1983); PEÑA *et al.* (1984, 1988); ALONSO *et al.* (1988) y (LOZANO, 1988)]. Durante el Cuaternario alternan fases de karstificación y de encajamiento: quizá tres (?) entre el Plioceno y el Cuaternario Medio, si aceptamos esa como edad probable del cono encostrado de Mosqueruela, y dos más recientes. Tras haber sido en su mayoría progresivamente capturados por la red fluvial, en los poljes de Mosqueruela existen hoy algunos tramos funcionales en estado relicto, prácticamente estancados, bajo los climas actuales de precipitaciones escasas.

BIBLIOGRAFIA

ALONSO, F.; GONZALEZ, J.A. y UGARTE, F. (1988): Sur l'évolution de trois grandes dépressions karstiques de la Serranía de Cuenca (Espagne). *Mediterranée*, nº 1, 21-32.

- BARNOLAS, A.; LOPEZ, F.; ANADON, P.; ARDEVOLL, L.; CABRA, P.; CALVET, F.; FERNANDEZ, P.; GINER, J.; GUIMERA, J.; GONZALEZ, F.; JULIVERT, M.; MARZO, M.; SALAS, R.; SIMON, J.L.; SIMON, A. y ORTI, F. (1985): *Memoria y Mapa Geológico de España, escala 1:200.000 Vinaroz (48)*. IGME, 100 p. Madrid.
- CANEROT, J. (1984): *Recherches géologiques aux confins des Chaînes Ibériques et Catalanes (Espagne)*. ENA-DIMSA, serie 5, nº 4, 520 p. Madrid.
- GAMS, I. (1978): The polje: the problem of definition. *Z. für Geomorph.* N.F., 22(2), 170-181.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1975): Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Min.* t. 86 (6), 561-572. Madrid.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979 a): El karst de los Llanos de Pozondón (Sierra de Albarracín). *Teruel*, 61-62, 39-46. Teruel.
- GUTIERREZ, M. y PEÑA, J.L. (1979 b): El karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín). *Est. Geol.* 35, 651-654. Madrid.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMON, J.L. (1982 a): El karst en el sector Centrorienta de la Cordillera Ibérica". *Reunión Monográfica sobre el Karst Larra 1982*. 81-92.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMON, J.L. (1982 b): El polje de Vistabella del Maestrazgo (prov. de Castellón). *Reunión Monográfica sobre el Karst Larra 1982*. 95-104.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMON, J.L. (1983): Los poljes de la región de Torrijas-Abejuela (provincias de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69, 99-109.
- HERNANDEZ, A.; GODOY, A.; ALVARO, M.; RAMIREZ, J.I.; LEAL, M.C.; AGUILAR, M.; ANADON, P.; MOISSENET, E.; MELENDEZ, A.; GOMEZ, J.J.; MARTIN, J.M.; GARCIA, J.C. ARAMBURU, C.; ORTI, F.; SOLE, N. y GABALDON, V. (1985): *Memoria y Mapa Geológico de España, escala 1:200.000 de Teruel (47)*. IGME, 192 p. Madrid.
- JENNINGS, J.N. (1985): *Karst Geomorphology*. Blackwell. 293 p. Oxford.
- JIMENEZ, A. (1987): *Estudio geomorfológico de las Muelas de San Juan y Frías de Albarracín, provincia de Teruel*. Memoria de Licenciatura. 267 p. Universidad de Zaragoza (inéd.).
- LOZANO, M.V. (1987): Las formas kársticas en el sector meridional del Pinar Ciego (Serranías de Gúdar, provincia de Teruel). *Stadium* 1, 7-14. Colegio Universitario de Teruel.
- LOZANO, M.V. (1988): *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (provincia de Teruel)*. Tesis Doct. 804 p. Universidad de Zaragoza (inéd.).
- MOISSENET, E. (1980): Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés de la Chaîne Ibéri-

- que. *Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 51, fasc. 3, 315-544. Toulouse.
- MOISSENET, E. (1983): Aspectos de la Neotectónica en la fosa de Teruel. In *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*. T. II, 427-446. I.G.M.E. Madrid.
- MOISSENET, E. (1984): Observations préliminaires sur les piémonts internes des Monts Ibériques dans la région de Teruel. *Coll. Montagnes et Piémonts, R.G.P.S.O.* 187-208. Toulouse.
- NICOD, J. (1972): *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France. 244 p. Paris.
- NICOD, J. (1975): Corrosion de type cryptokarstique dans les karst méditerranéens. *Bull. Assoc. Geogr. Franc.* 428, 289-297. Paris.
- PAILHE, P. (1984): *La Chaîne Ibérique Orientale. Etude Géomorphologique*. Univ. de Pau et des Pays de l'Adour. 882 p.
- PEÑA, J.L.; SANCHEZ, M. y SIMON, J.L. (1981): Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en la margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, 66, 31-46. Teruel.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, A. y YETANO, L.M. (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, 149 p. Teruel.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M. y SIMON, J.L. (1987): El polje de Barracas-Alcotas (provs. de Castellón y Teruel). VII Reunión sobre Cuaternario. A.E.Q.U.A. 135-139. Santander.
- PEÑA, J.L., JIMENEZ, A. y ECHEVERRIA, M.T. (1988): Geomorphological Cartography and Evolutionary Aspects of the Albarracín Sierra Poljes (Eastern Iberian Ranges, Teruel, Spain). *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria* (en prensa).
- SIMON GOMEZ, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses, 269 p. Teruel.
- SWEETING, M.M. (1972): *Karst landforms*. The Macmillan Press. 362 p. Londres.