

LOS POLJES DE LA REGION DE LAYNA (CORDILLERA IBERICA NOROCCIDENTAL)

F.J. GRACIA(1), F. GUTIERREZ (2) y M. GUTIERREZ (2)

(1) Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. 11510 - Puerto Real (Cádiz).

(2) Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 - Zaragoza.

Resumen. En el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica se reconoce un sistema de poljes caracterizado por presentar hasta tres superficies de aplanamiento por disolución escalonadas, las cuales permiten diferenciar un gran polje inicial que posteriormente se dividió en otros de menor tamaño y de evolución independiente. Así, algunos han sido capturados por la red fluvial asociada a los ríos Jalón y Tajuña, mientras que otros han seguido evolucionando a lo largo del Cuaternario, desarrollando varias superficies de corrosión escalonadas. Dicho escalonamiento debe de asociarse a cambios climáticos, con procesos de corrosión y ampliación lateral en épocas húmedas, y profundización y compartimentación en épocas secas. Finalmente, aunque se reconocen todavía poljes cerrados, la mayoría han interrumpido su profundización por haber llegado hasta el sustrato insoluble.

Palabras Clave: Polje, Cordillera Ibérica, Cuaternario, superficies de erosión.

Abstract. In the northwestern sector of the Iberian Range, a polje system covering 100 km² has been studied. This polje system shows three stepped planated surfaces generated by corrosion processes. Their distribution draw a previous wide karstic depression, which was divided into minor poljes with an independent evolution. Thus, some of them were captured by the fluvial network associated to Jalón and Tajuña rivers, whereas others have evolved through the Quaternary, developing additional stepped corrosion surfaces. Such an stepping might be related to climatic changes, with corrosion and lateral widening processes during humid periods, and deepening and subdivision during dry periods. Finally, although closed poljes can be recognized at present, most of them have interrupted their deepening because they have reached the underlying insoluble formations.

Key words: Polje, Iberian Range, Quaternary, erosion surfaces.

1. Introducción

En los últimos años han proliferado los trabajos relativos al descubrimiento de sistemas de poljes a lo largo de toda la Cordillera Ibérica. El reconocimiento tardío de estas grandes formas kársticas se debe a la dificultad de su identificación, derivada de la intensa articulación que la red fluvial ha ejercido sobre las mismas. En ocasiones, los poljes aparecen como modelados abiertos por capturas fluviales y, otras veces, pueden reconocerse pequeños fondos de polje cerrados. Esta última circunstancia, junto con un sistema de superficies escalonadas desarrolladas por encima de dichos fondos, ayudan a localizar estos modelados.

Los poljes se desarrollan en toda la Cordillera Ibérica fundamentalmente sobre formaciones carbonatadas jurásicas y cretácicas. Se identifican superficies de corrosión kárstica escalonadas, que a su vez aparecen

encajadas en las superficies de erosión del Terciario superior, las cuales actúan como áreas envolventes y en ocasiones como divisorias entre sistemas de poljes. Estas superficies kársticas se desarrollan fundamentalmente a lo largo del Cuaternario y, por consiguiente, encierran una compleja historia geomorfológica, de difícil interpretación. Por otra parte, la gran extensión de estos poljes presenta sin duda implicaciones hidrogeológicas regionales. Además, la disposición de las superficies constituye un excelente indicador de la actividad neotectónica de la región.

En este trabajo se pretende analizar el sistema de poljes de la región de Layna mediante la identificación de los diferentes aplanamientos existentes. Estas superficies, que se presentan escalonadas, permiten reconstruir la evolución geomorfológica previa al emplazamiento del polje y el desarrollo posterior del mismo. Por otra parte, se intentarán analizar los factores y procesos que han condicionado su morfogénesis. Para ello, se ha realizado una cartografía geomorfológica basada en una fotointerpretación apoyada con observaciones de campo.

2. Situación geográfica y geológica

El sistema de poljes de Layna se localiza en la Cordillera Ibérica noroccidental, en el límite entre las provincias de Soria y Guadalajara, constituyendo el área central de la Hoja nº 462 (Maranchón), del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. Las altitudes generales oscilan entre los 1300 m (se alcanzan los 1366 m en el Alto de San Sebastián, al SE de la zona) y los algo más de 1000 m que presenta el valle del Jalón y sus tributarios. No obstante, la característica fundamental es el desarrollo de amplias altiplanicies a una cota en torno a los 1200 m. Hidrográficamente la zona corresponde a la divisoria de aguas de las cuencas del Tajo y del Ebro, la cual viene marcada por los ríos Tajuña (al Sur del área) y Jalón (al Noroeste), siendo el afluente más importante de este último el río Blanco, que cruza el área de SE a NW. Climáticamente la zona se caracteriza por presentar un clima semihúmedo.

Geológicamente el sistema de poljes se sitúa en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, entre las dos grandes cuencas terciarias del Tajo y del Duero (Depresión de Almazán). Los materiales aflorantes se reducen a series triásicas en facies germánica y a conjuntos carbonatados jurásicos del Lías y Dogger, reconociéndose pequeños afloramientos detríticos del Neógeno superior (Fig. 1).

Siguiendo a Bascones et al. (1981) y Gabaldón (1982), la **serie triásica** está compuesta por unos 400 m de conglomerados, areniscas y arcillas en facies Buntsandstein, seguidos por unos 35 m de dolomías, margas y calizas dolomíticas en facies Muschelkalk, para finalizar con al menos 100 m de margas, arcillas y yesos correspondientes a las facies Keuper.

El **Jurásico** está formado por unos 250 m de carniolas, calizas, dolomías tableadas y margas correspondientes a la serie del Lías, seguidas por unos 90 m de calizas tableadas de edad Dogger. El estudio estratigráfico detallado de estas series fue realizado por Goy et al. (1976), quienes definieron formalmente las unidades litoestratigráficas jurásicas de esta región.

La estructura tectónica de estas series es consecuencia de diversas fases compresivas a lo largo del Terciario, hasta el Mioceno inferior (Alvaro, 1975). Aquí se manifiesta por pliegues laxos de dirección dominante ibérica (NW-SE) y por fallas de la misma dirección, siendo la más importante la desarrollada al Sur de la zona, donde se ponen en contacto formaciones triásicas y jurásicas (Fig. 1).

Los **materiales terciarios** afloran al Norte de la zona, formando parte de las series neógenas de la Cuenca de Almazán. No obstante, aparecen varios afloramientos de escasa potencia en el centro del área, en los alrededores de Layna, los cuales están constituidos por conglomerados, areniscas y arcillas de origen fluvial y que Torres et al. (1995 y 1996) interpretan como la terraza más alta del río Blanco (Fig. 2). Aquí se localiza el famoso *yacimiento de Layna*, formado por un relleno kárstico localizado topográficamente a un nivel algo más bajo que la base de los depósitos terciarios que lo rodean, aunque muy posiblemente relacionado con ellos. Los restos paleontológicos hallados en dicho yacimiento son muy variados, con abundantes restos de macro y microvertebrados fósiles, que arrojan una edad Plioceno medio-superior (Crusafont et al., 1969; Hoyos et al., 1974; Soria y Morales, 1976) y corresponden a la zona MN 15 (Rusciniense), pudiendo alcanzar incluso la zona MN 16 (Villafranquiense inferior). Los estudios magnetoestratigráficos señalan una posición próxima a la época 3 (Gauss) de polaridad normal, entre 3.41 y 3.17 m.a., es decir, en el tránsito MN 15 - MN 16 (Hoyos et al., 1987).

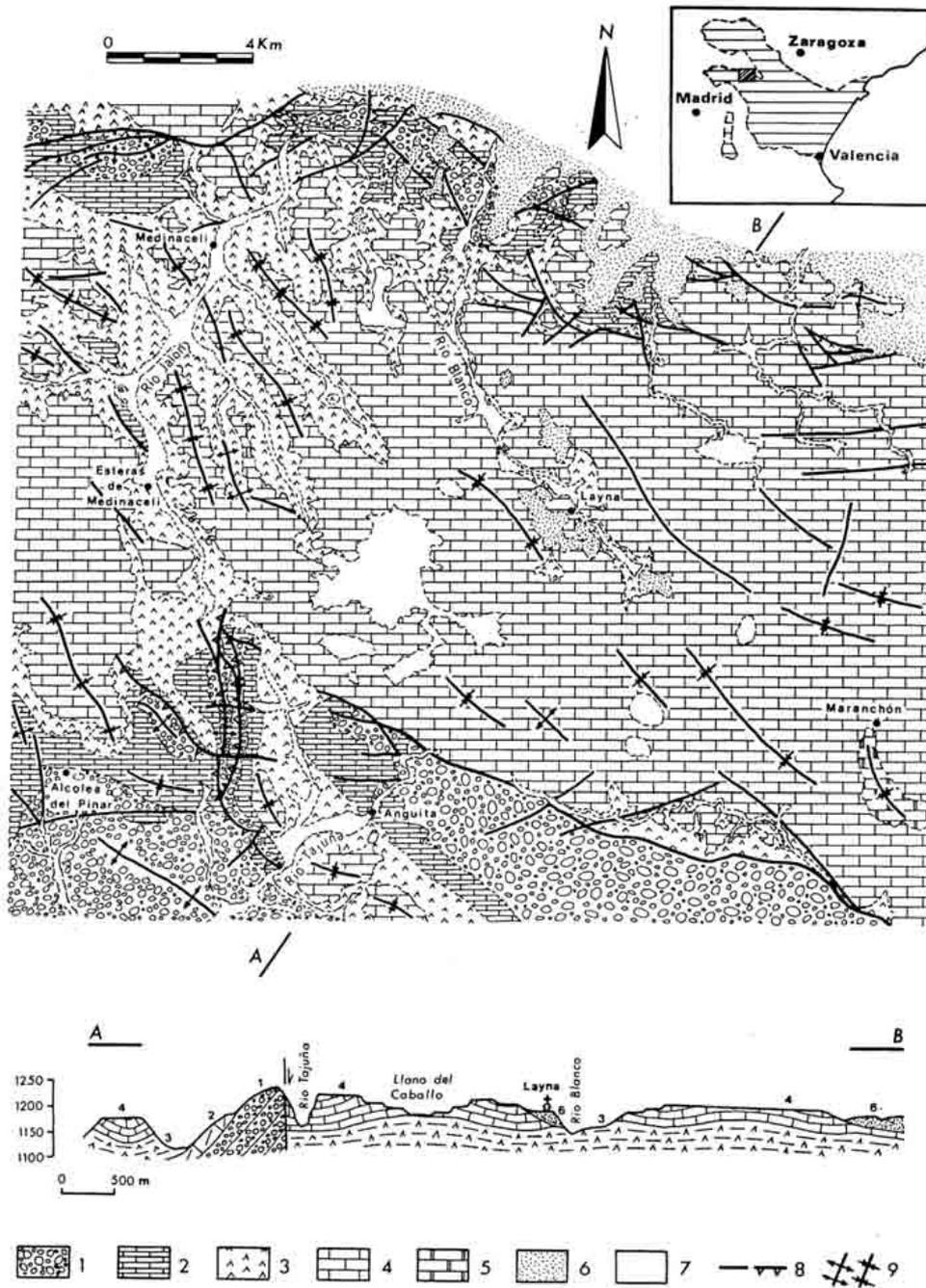


Fig. 1.- Mapa y corte geológico de la zona de estudio, simplificado y ligeramente modificado de Bascones et al. (1981) y Lendínez et al. (1987). Simbología: 1.- Triásico inferior (Buntsandstein); 2.- Triásico medio (Muschelkalk); 3.- Triásico superior (Keuper); 4.- Jurásico inferior (Lías); 5.- Jurásico medio (Dogger); 6.- Terciario; 7.- Cuaternario; 8.- Falla/cabalgamiento; 9.- Anticlinal/sinclinal. Los números en el corte hacen referencia a la simbología empleada en el mapa.

Geological map and cross section of the studied area (simplified and slightly modified from Bascones et al., 1981 and Lendínez et al., 1987). Key: 1.- Lower Triassic (Buntsandstein); 2.- Middle Triassic (Muschelkalk); 3.- Upper Triassic (Keuper); 4.- Lower Jurassic (Lias); 5.- Middle Jurassic (Dogger); 6.- Tertiary; 7.- Quaternary; 8.- Fault/thrust; 9.- Anticline/syncline. Numbers in the cross section refer to symbols used in the geological map.

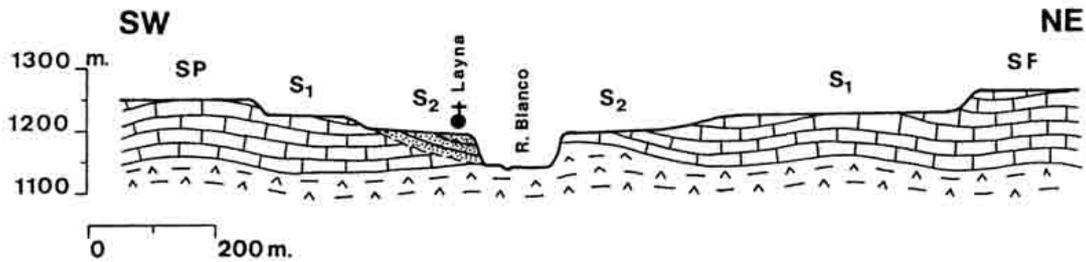


Fig. 2.- Corte geológico del Valle del río Blanco en el entorno de Layna. Leyenda cronoestratigráfica de la figura 1. Simbología: SF: Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica; SP: Superficie de Erosión "Pliocena"; S₁: Superficie superior de aplanamiento por disolución; S₂: Superficie intermedia de aplanamiento por disolución. *Geological cross section of the Blanco river valley in the surroundings of Layna. Chronostratigraphical key in fig. 1. Symbols: SF: Main Erosion Surface of the Iberian Range; SP: "Pliocene" Erosion Surface; S₁: Upper solution planation surface; S₂: Intermediate solution planation surface.*

3. Situación geomorfológica

El rasgo geomorfológico más sobresaliente de esta porción de la Cordillera Ibérica es la existencia de amplias superficies de erosión finiterciarias, sobre las que destacan esporádicamente relieves residuales de desigual tamaño. Estas superficies, desarrolladas fundamentalmente sobre materiales carbonatados y desprovistas de depósito, deben de corresponder con superficies de aplanamiento por corrosión, o "superficies de nivelamiento por corrosión" (*baselevelled corrosion plains*, o su equivalente alemán, *Karstrandebene*) de Ford y Williams (1989), ligadas también a procesos mecánicos de desmantelamiento de los residuos de la disolución (Lozano, 1988a; Nicod, 1992).

En la zona de estudio aparecen hasta tres superficies de erosión escalonadas (Fig. 3), mostrando una pendiente muy baja, entre el 1 y el 5 por mil, hacia la Cuenca de Almazán. La superficie más alta aparece culminando los principales relieves residuales de la zona, y afecta tanto a calizas jurásicas como a conglomerados triásicos. Aparece al SE de la zona, en los altos de San Sebastián y de Veracruz, a altitudes superiores a los 1330 metros. En el Sistema Central, Schwenzner (1937) reconoce un aplanamiento culminante antiguo "D", asignándole una edad pretortoniense. Por su parte, Gladfelter (1971) identifica al SW de la zona de estudio, en el cerro de San Sebastián de Alcolea del Pinar, un arrasamiento antiguo "A" a unos 1290 metros de altitud. Estos datos nos permiten suponer que este aplanamiento antiguo debe de corresponder con la superficie de erosión de edad intramiocena reconocida por otros autores en diversas áreas de la Cordillera (Peña et al., 1984; Pellicer, 1984 y Gracia, 1990, entre otros).

Arrancando de ella y encajada unos 60 metros en la anterior, aparece una segunda superficie, de gran desarrollo en el sector suroriental de la zona de estudio, en los alrededores del Alto de San Sebastián, así como al Oeste del río Jalón. En este último sector es también identificada por Schwenzner (1937) como superficie M₃ y por Gladfelter (1971) como superficie "B"; ambos coinciden en asignarle una edad "Pontiense". Esta superficie sería correlacionable con la denominada "*Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica*" (Peña et al., 1984), cuya elaboración final se produjo en el Turoliense (Gracia et al., 1988).

Por último, a unos 40-60 metros encajada en ella aparece una última superficie de erosión, que es la que alcanza un mayor desarrollo en la zona y que enrasa con la superficie culminante del páramo de la Cuenca de Almazán en Arcos de Jalón, a unos 1160 metros de altitud. Esta superficie es correlacionable con la superficie M₂ de Schwenzner (1937) y con la "C" de Gladfelter (1971), y supone un desdoblamiento de la superficie anterior en los bordes de algunas cuencas neógenas del ámbito de la Cordillera Ibérica (Gracia et al., 1988). Por correlación regional (Gracia, 1990), y dada la supuesta edad del páramo de Arcos de Jalón (Lendínez et al., 1987), la edad de esta superficie debe de corresponder al Plioceno.



Fig. 3.- Mapa de las superficies de erosión neógenas del área de estudio, en el que se incluye la extensión máxima del sistema de poljes de Layna. Simbología: 1.- Superficie de Erosión Intramiocena; 2.- Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica; 3.- Superficie de Erosión "Pliocena"; 4.- Pendiente topográfica dominante; 5.- Límite exterior del sistema de poljes; 6.- Fondos de poljes y depresiones cerradas; 7.- Cursos fluviales principales. *Map of the Neogene erosion surfaces of the studied area. The maximum extension of the Layna polje system is included. Symbols: 1.- Intramiocene Erosion Surface; 2.- Main Erosion Surface of the Iberian Range; 3.- "Pliocene" Erosion Surface; 4.- Prevailing topographic gradient; 5.- External limit of the polje system; 6.- Polje bottoms and closed depressions; 7.- Main rivers.*

Todas estas superficies muestran enlaces mutuos de tipo convexo-cóncavo, así como pendientes muy suaves, con toda probabilidad de carácter singenético. En este sentido, hay que indicar que la deformación neotectónica de estas superficies es inapreciable en el área estudiada, a diferencia de otros sectores más orientales de la Cordillera Ibérica, donde su deformación es bastante acusada (Peña et al., 1984).

En una situación geomorfológica similar se han desarrollado otros poljes de la Cordillera Ibérica (Gutiérrez et al., 1982 y 1983; Peña et al., 1987; Lozano, 1988b; Lozano y Jiménez, 1990; Sánchez Fabre, 1990; Peña et al., 1989 y 1991). No obstante, en nuestro caso, y a diferencia de otros puntos de la cordillera, no se reconoce en la ubicación de los poljes un condicionamiento estructural ligado a accidentes tectónicos importantes. Un caso similar al presente lo constituiría el sistema de poljes del río Guadazaón, en la provincia de Cuenca (Gutiérrez y Valverde, 1994).

4. Rasgos fundamentales de los poljes

El sistema de poljes que se reconoce en la región de Layna aparece compartimentado y articulado como consecuencia de la compleja evolución que ha sufrido a lo largo de, al menos, los tiempos cuaternarios.

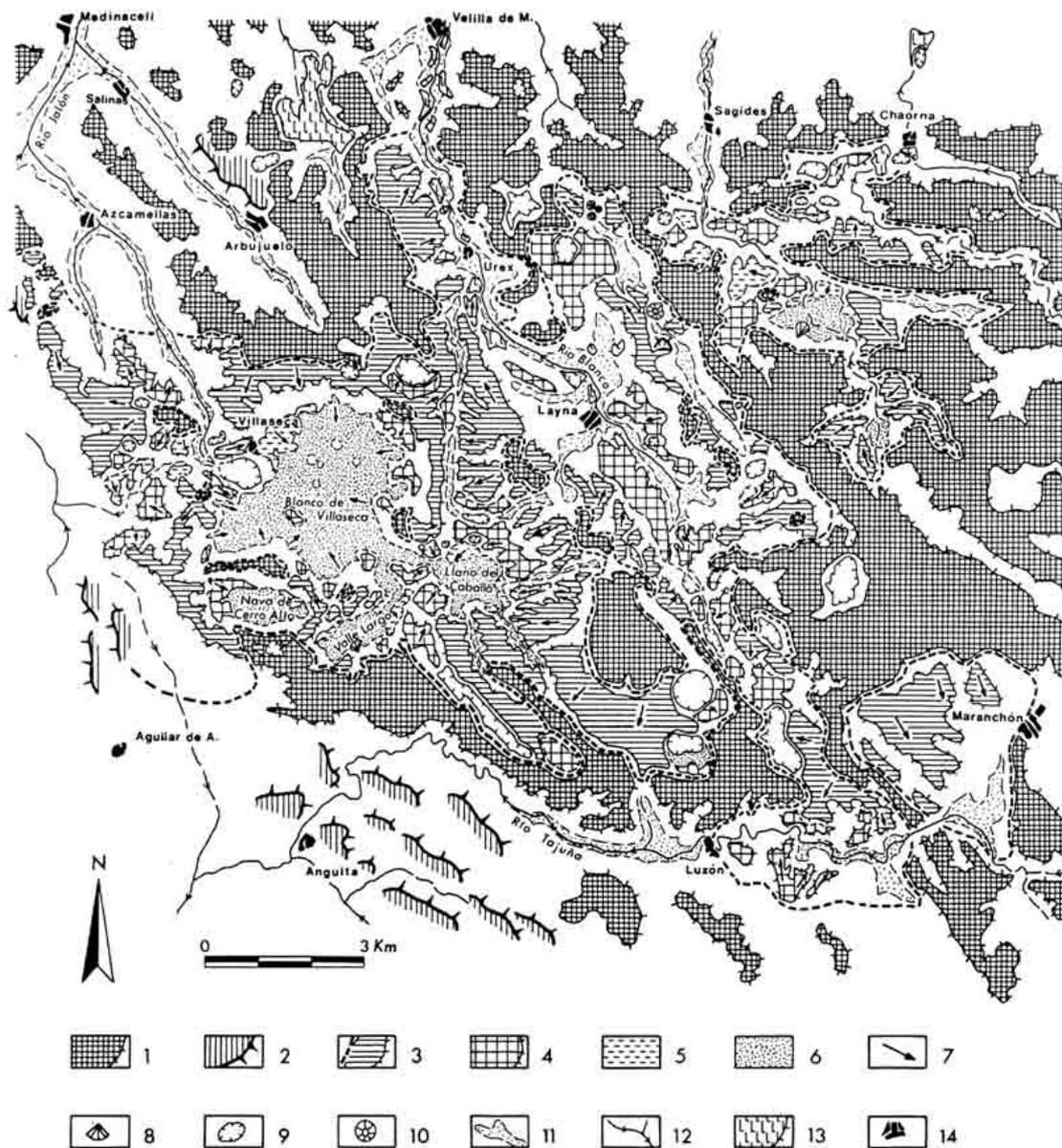


Fig. 4.- Mapa geomorfológico del sector central del sistema de poljes de Layna. Simbología: 1.- Superficies de erosión néogenas; 2.- Relieves estructurales sobre materiales mesozoicos; 3.- Borde exterior de los poljes y superficie superior de aplanamiento; 4.- Superficie intermedia de aplanamiento; 5.- Superficie inferior de aplanamiento; 6.- Rellenos de los fondos de poljes; 7.- Pendiente topográfica dominante; 8.- Cono de deyección; 9.- Dolina en cubeta, depresión cerrada en general; 10.- Dolina en embudo; 11.- Valle de fondo plano; 12.- Red fluvial principal; 13.- Edificio travertínico; 14.- Núcleo de población.

Geomorphological map of the central sector of the Layna polje system. Symbols: 1.- Neogene erosion surfaces; 2.- Structural reliefs on Mesozoic formations; 3.- External border of the poljes and upper planation surface; 4.- Intermediate planation surface; 5.- Lower planation surface; 6.- Poljes bottom infills; 7.- Prevailing topographic gradient; 8.- Alluvial fan; 9.- Pan-shaped doline and closed depression; 10.- Funnel-shaped doline; 11.- Flat-bottom valley; 12.- Main fluvial network; 13.- Tufa deposit; 14.- Village.

Estas circunstancias quedan reflejadas en el mapa geomorfológico (Fig. 4), donde se representan fundamentalmente los diferentes niveles escalonados de aplanamiento por disolución, así como otras formas kársticas acompañantes. La mayor parte del sistema aparece capturado por la red fluvial correspondiente a los ríos Jalón, Blanco y Tajuña. No obstante, se reconocen grandes depresiones kársticas cerradas que corresponden a fondos de poljes.

Sobre la superficie de erosión más reciente, de edad pliocena, se desarrolla el sistema escalonado de aplanamientos kársticos con pendientes muy suaves (1 - 2%). Se identifican hasta tres superficies de corrosión kárstica, que denominamos superior, intermedia e inferior, las cuales aparecen desprovistas de depósito. La parte más baja de este aterramiento corresponde al fondo del polje, cubierto de detritos.

Estas superficies aparecen afectadas por campos de lapiaces cubiertos, de gran desarrollo. En ellos se reconocen lapiaces estructurales con rellenos de arcillas de descalcificación en las grietas, que corresponden al tipo *Kluftkarren* de Bögli (1960 y 1980) y Sweeting (1972) y a las *fentes corrodées* de Fabre y Nicod (1982). Además, se desarrollan también de forma generalizada lapiaces oquerosos que corresponden a los denominados *Kavernöse-Karren* (Bögli, 1960 y 1980), *Hohlkarren* (Sweeting, 1972) y *roches perforées* (Fabre y Nicod, 1982). Este tipo de lapiaces son de carácter cubierto, ya que se generan bajo una cobertera, que en nuestro caso parece corresponder a arcillas residuales de descalcificación. Indican una disolución importante del sustrato carbonatado, que trae consigo un rebajamiento o profundización de las superficies.

Los límites entre la superficie de erosión pliocena y el borde interno de la **superficie de corrosión más antigua** indican la máxima extensión originalmente ocupada por esta gran depresión kárstica, que en nuestro caso es de unos 100 km². El encajamiento entre ambas oscila en torno a los 20 m. De todas las superficies que se reconocen en el sistema de poljes, ésta es la que presenta un mayor desarrollo areal. Sobre ella aparecen dolinas aisladas o agrupadas con morfologías en cubeta y en embudo. Una de las más importantes, de unos 60 m de profundidad, con paredes muy verticalizadas y de tipo embudiforme, se encuentra a 3 km al NE de Layna, en la carretera hacia Arcos de Jalón.

En ocasiones sobre esta superficie se reconocen relictos de la superficie de erosión pliocena. Unos 2 km al Oeste de Maranchón esta superficie aparece aislada y abortada en su evolución por la captura del río Tajuña. Por otra parte, en el término de Navecueta, unos 5 km al Este de Layna, también aparece esta superficie aislada y detenida en su evolución al alcanzar en su profundización los niveles impermeables del Keuper; posteriormente ha sido capturada por la red fluvial.

El desarrollo de la **superficie intermedia**, encajada unos 15 - 20 metros respecto de la superficie anterior, va ligado a la compartimentación del polje, individualizándose tres depresiones cerradas kársticas principales de desigual tamaño aunque de extensión areal significativa, alargadas en dirección ibérica. La más importante constituye el que denominamos "*Polje de Villaseca*", de disposición cerrada. Al Oeste del mismo y hacia el pueblo de Esteras de Medinaceli se reconoce una segunda depresión, capturada por el río Jalón y sus afluentes de cabecera. Al Este de Villaseca, en el área de Layna, se reconoce una tercera depresión; en ella aparecen afloramientos de posible edad terciaria basculados y arrasados por una superficie que enlaza con este nivel intermedio de corrosión kárstica (Fig. 2). Al igual que la anterior, es capturada por el río Blanco y sus tributarios con posterioridad al desarrollo de esta superficie.

Finalmente, existen otros pequeños paleopoljes, uno situado al NE de la zona, al Sur de Sagides y Chaorna, que deja de presentar las características de depresión cerrada con posterioridad al desarrollo de la superficie inferior. Otro se reconoce al Sur de la zona, al Este de Luzón, capturado por el río Tajuña después del desarrollo de la superficie intermedia. Por último, cabe citar la depresión cerrada de la Nava de Cerro Alto, al Sur de Villaseca, de unos 1.2 km² de superficie, rellena de detritos y abortada a nivel del Keuper (Fig. 4). Estas mismas circunstancias se encuentran en otros retazos de esta superficie, a lo largo de la región. Como sucedía en la superficie superior, sobre la intermedia también se desarrollan algunas dolinas en cubeta aisladas.

La **superficie inferior** tiene muy escasa representación y está encajada unos 20 m en la superficie intermedia. Se desarrolla básicamente en la periferia del Polje de Villaseca, apareciendo muy compartimentada. A diferencia de las superficies anteriores, esta suele presentar una mayor pendiente (de hasta un 5%). Se localiza también al Este de la zona, al Sur de Sagides, formando parte de la depresión de Sagides-Chaorna, y disectada por la red fluvial. Igualmente, se identifica en los márgenes del río Jalón, al Sureste de Esteras de Medinaceli.

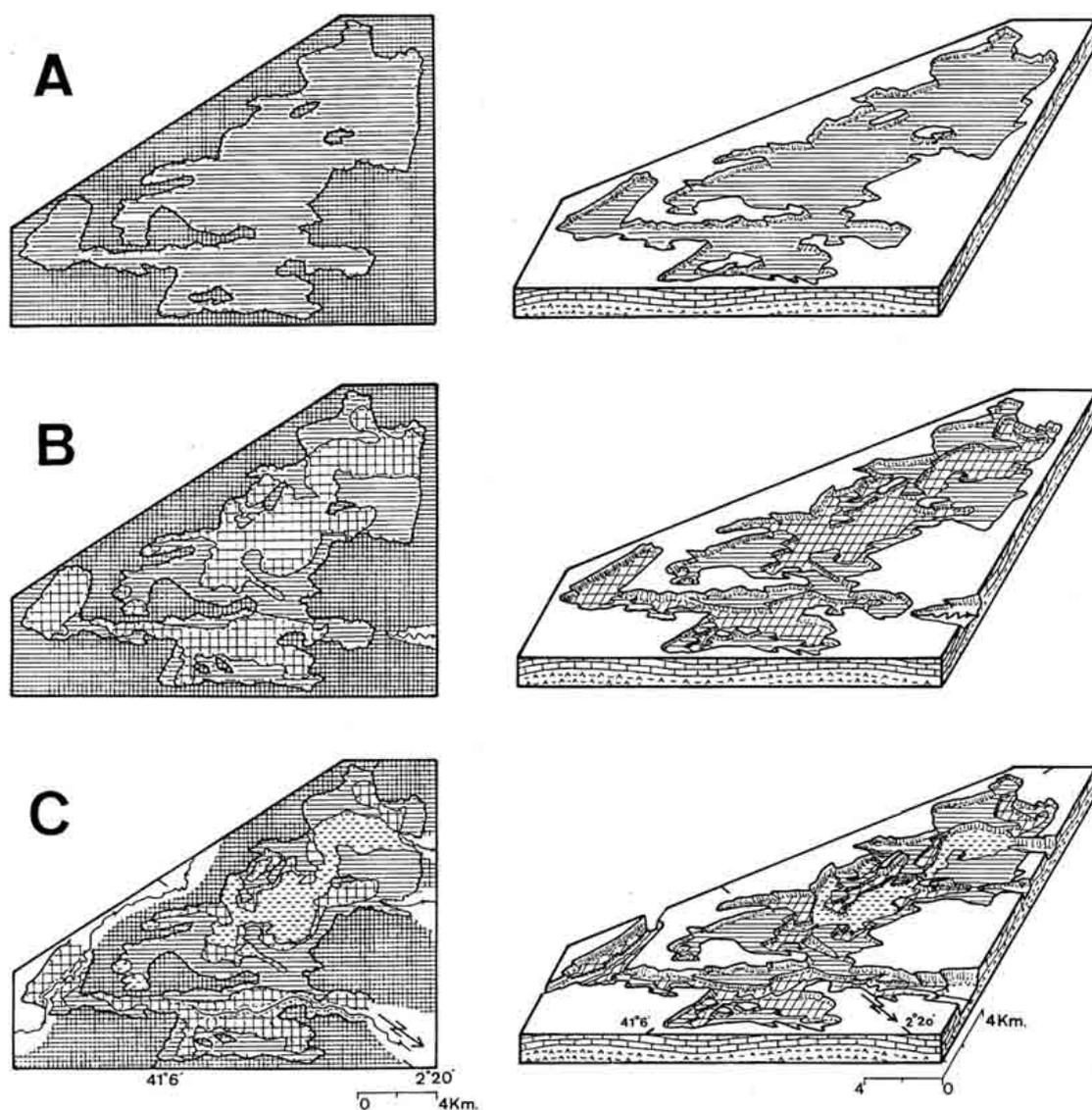


Fig. 5.- Esquema en planta y en tres dimensiones de la evolución del sistema de poljes de Layna. A, B y C: Etapas correspondientes al desarrollo de las superficies de aplanamiento por disolución superior, intermedia e inferior, respectivamente. Simbología equivalente a la de las figuras 1 y 4.

Sketch (in plan view and in 3-D) of the evolution of the Layna polje system. A, B and C: Stages corresponding to the development of the respectively upper, intermediate and lower solution planation surfaces. Symbols refer to those of figures 1 and 4.

Todas estas superficies de corrosión criptokárstica aparecen desprovistas de depósito, como consecuencia de la exportación de los residuos de la disolución, por erosión mecánica, hacia niveles más inferiores, a medida que los poljes evolucionan y se van individualizando las sucesivas superficies.

Los **fondos de los poljes** constituyen superficies planas con depósito, que marcan la cota más baja a la que han llegado a profundizar los procesos de criptocorrosión kárstica. Localmente, en los márgenes de estas acumulaciones se observan superficies de corrosión inclinadas hacia el interior del polje y fosilizadas por los depósitos de los fondos. Estos fondos aparecen en la depresión de Sagides-Chaorna, capturada aunque levemente incidida por la red fluvial, y también en el Polje de Villaseca. En éste su desarrollo es

muy importante y su fondo se encaja unos 3 metros en la superficie inferior. Presenta un contorno irregular, con tres fondos principales interconectados (Fig. 4): Blanco de Villaseca, Llano del Valle Largo y Llano del Caballo. Este último presenta una elongación en dirección ibérica, mientras que los dos primeros se disponen ortogonalmente. Esta disposición puede obedecer a un control estructural del sustrato.

Es de destacar que en el interior de estos fondos no se reconoce una red fluvial definida, en parte debido a las intensas labores agrícolas desarrolladas sobre estas acumulaciones. No obstante, existen pequeñas depresiones cerradas anegadas temporalmente de agua, desarrolladas muy posiblemente como consecuencia de la proximidad o afloramiento de las arcillas impermeables del Keuper. Existen algunos drenajes artificiales para evacuar el agua de estas pequeñas lagunas en épocas de expansividad.

Los depósitos de los fondos de los poljes, cuya potencia debe de ser de escasos metros, son predominantemente arcillosos, sobre todo en las partes centrales de los mismos, incrementándose hacia los márgenes el porcentaje de clastos. Esta pequeña proporción de material detrítico grueso estimamos que se debe al escaso gradiente topográfico de las superficies envolventes, en las que la erosión mecánica se ve dificultada.

Finalmente, en los fondos de algunos valles se encuentran diversos **edificios travertínicos**. Su mayor desarrollo aparece a lo largo del valle del río Blanco, en el que se distinguen varios niveles escalonados en ambas márgenes. Su estudio geomorfológico y sedimentológico detallado fue realizado por Agudo et al. (1993), quienes diferencian un nivel antiguo, colgado hasta 30-35 m sobre el *talweg*, dos niveles de terrazas travertínicas intermedias a alturas relativas de + 8-40 m y + 5-8 m respectivamente, y unas acumulaciones tobáceas recientes, supuestamente holocenas, ocupando los fondos de los valles. En todos estos depósitos los citados autores distinguen facies predominantemente laminadas, así como de tallos, musgos, pequeños frentes de cascada y niveles bioconstruidos, que alternan con depósitos detríticos tanto aluviales como coluviales. Estos depósitos están en relación con manantiales que surgen en el contacto Keuper/carniolas jurásicas, y aparecen claramente encajados en la superficie intermedia de corrosión del área de Layna.

Dichos edificios travertínicos fueron datados por Torres et al. (1995 y 1996) mediante el análisis de la tasa de racemización de los aminoácidos y por resonancia de electrospín. Estos autores diferencian un sistema antiguo de terrazas travertínicas de entre 200.000 y 230.000 años, un sistema intermedio de entre 100.000 y 140.000 años, y un sistema reciente con una edad de entre 30.000 y 60.000 años; todos estos sistemas se corresponden con los niveles intermedios de terrazas diferenciados por Agudo et al. (1993). Por otro lado, Menéndez Amor (1970) identifica unos depósitos tobáceos recientes en el valle del Jalón, cerca de Esteras de Medinaceli, correspondientes al fondo del valle, que Butzer data mediante C-14 como de 9.920 ± 160 años B.P. (en Menendez Amor, 1970).

5. Evolución del sistema de poljes de Layna

Tras la elaboración de la Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica, a finales del Mioceno, se produjo un hundimiento de la Cuenca de Almazán, con el consiguiente rebajamiento del nivel de base regional hacia el cual fueron evacuados los detritos de la corrosión kárstica. Esto hizo que la nueva superficie de erosión generada a lo largo del Plioceno se adaptara y drenara hacia este nuevo nivel, encajándose en la superficie anterior (Gracia et al., 1988). El hundimiento de la cuenca pudo estar ligado a procesos tectónicos distensivos de carácter regional, tal y como algunos autores han identificado en otros puntos de la Cordillera (Peña et al., 1984).

Aunque en la zona de estudio no se observa una deformación clara de las superficies de erosión, estos episodios tectónicos pudieron provocar la reapertura de sistemas de fracturas, así como quizá un aumento del gradiente topográfico e hidrogeológico hacia la cuenca. Ambas circunstancias favorecen la circulación kárstica y la corrosión (Nicod, 1986). Estos momentos coinciden con la "etapa de generación de poljes", que Gutiérrez y Peña (1989) definen para la Cordillera Ibérica centrooriental y que pudo muy bien corresponder al inicio del desarrollo del presente sistema de poljes de Layna.

Como ya se ha comentado, el sistema de poljes de Layna no presenta ningún tipo de condicionamiento estructural inicial; éste sólo aparece en la posterior elaboración de las diversas superficies de corrosión criptokárstica escalonadas. En general se trata de un polje de corrosión en el sentido de Gams (1978), donde los procesos de disolución por corrosión criptokárstica producen una profundización de la superficie topográfica y un ensanchamiento progresivo de la depresión creada, desarrollando un fondo plano. El ensanchamiento se produce por corrosión marginal ("*lateral solutional undercutting*", de Roglic, 1940) o pedimentación por corrosión.

Las causas primeras del inicio de estos procesos en el área de estudio pueden estar relacionadas con un descenso del nivel freático regional asociado a la captura fluvial de la Cuenca de Almazán, o bien con la etapa tectónica distensiva anteriormente mencionada. La ubicación del primer foco o conjunto de focos de disolución criptokárstica preferente, núcleo de lo que posteriormente dará lugar al polje en sí, pudo estar controlada por varios factores. Uno de ellos es la estructura del sustrato calcáreo, la cual influye en la dirección del flujo hídrico subterráneo, así como en el grado de fracturación de la roca. Otro factor está relacionado con la paleotopografía de la Superficie de Erosión Fundamental, sobre la que se encaja; la superficie no tuvo por qué ser absolutamente plana, pudiendo presentar pequeñas imperfecciones u ondulaciones suaves que provocaran drenajes superficiales preferentes hacia determinadas zonas. Por último, las variaciones en la composición mineralógica y en la textura de la roca pudieron condicionar la eficacia de los procesos de disolución criptokárstica según las zonas.

Inicialmente se generó un primitivo paleopolje, de unos 100 km² de extensión y alargado en dirección WNW-ESE (Fig. 5A). Hay que destacar que esta depresión inicial no estuvo aislada, ya que se reconocen otros paleopoljes más pequeños en las áreas circundantes a la región de Layna. La citada depresión primitiva estuvo limitada al Norte, Oeste y Suroeste por la Superficie de Erosión pliocena; al Este por los relieves residuales de San Sebastián, sobre los que se conservan retazos de superficies de erosión más antiguas; por último, el límite meridional estuvo formado por los relieves conglomeráticos del Alto de Veracruz y por otros afloramientos de la citada Superficie de Erosión (Fig. 3). Posteriormente, el sucesivo encajamiento de superficies de corrosión debe de estar ligado a un descenso del nivel de base regional (Ford y Williams, 1989), bien asociado a procesos de elevación tectónica del macizo kárstico (proceso que no hemos reconocido de forma clara en el área de estudio), o bien a oscilaciones freáticas de origen climático.

A lo largo del Cuaternario y hasta la actualidad, el sistema original ha sufrido una serie de modificaciones relacionadas con los cambios climáticos y con la acción remontante de la red fluvial. Las condiciones para la elaboración de las sucesivas superficies de aplanamiento por disolución escalonadas deben de corresponder a etapas de mayor precipitación, con desarrollo importante de la vegetación, en las que el dióxido de carbono biogénico acelera la corrosión kárstica (Nicod, 1967). El material resultante de la descalcificación, junto con los aportes de las laderas y los transportados por la red fluvial hacia esta depresión endorreica, son evacuados parcialmente por ponors. Si éstos se obstruyen por sedimentos, ramas o troncos de árboles, o bien sufren bloqueos parciales, se producen inundaciones, se incrementa el aplanamiento lateral y aumenta el volumen de depósitos que rellenan el fondo (Jakucs, 1977; Jennings, 1985).

En estas etapas húmedas el nivel freático se encontraría cerca de la superficie. En estas circunstancias el desarrollo de los poljes se produce como consecuencia de la existencia de un gradiente hídrico bajo, asociado a esta proximidad del freático a la superficie (Ford y Williams, 1989). El flujo hídrico subterráneo por debajo de la superficie topográfica se dirige hacia el nivel freático, desarrollando luego un movimiento subhorizontal en dirección al nivel de base regional (presumiblemente la Cuenca de Almazán en nuestro caso, consecuente con el ligero buzamiento de la serie mesozoica en este sentido y la existencia de dicha depresión con anterioridad al desarrollo del polje). En estas fases domina el aplanamiento fluvial lateral (corrosión y corrosión) y los procesos de sedimentación pueden ser más importantes que los de incisión. Durante estas etapas se favorece el encharcamiento episódico del fondo y su ampliación lateral por corrosión marginal. Serían episodios de expansión horizontal preferente en los que se forman llanuras, más que valles profundos.

Por el contrario, en etapas secas se produce un menor desarrollo de la vegetación, un descenso de la cantidad de dióxido de carbono biogénico y un incremento del aporte lateral de detritos por erosión hídrica, inhibiéndose la corrosión criptokárstica. En estas etapas más secas el nivel freático desciende hasta niveles más bajos. Bajo estas circunstancias el flujo hídrico subterráneo por debajo de la superficie topográfica se produce fundamentalmente en sentido vertical, hasta alcanzar el nivel freático, esta vez más profundo. El flujo vertical a través de ponors y dolinas favorece el desarrollo de conductos verticales, por los cuales es más fácil evacuar los detritos procedentes de la descalcificación por transporte mecánico durante las tormentas, por otro lado más abundantes durante estas etapas. Se produciría así el rebajamiento vertical del polje por evacuación de los productos de la disolución, a la vez que se inhibiría su desarrollo lateral debido a la menor proliferación de la vegetación y a la menor pluviosidad. Este encajamiento trae consigo el desmembramiento de la superficie de aplanamiento por disolución. Cuando tiene lugar un cambio climático hacia condiciones nuevamente húmedas, comienza la elaboración de una nueva superficie de aplanamiento por disolución sobre partes de la superficie anterior desarticulada.

Esta sucesión de cambios climáticos, o de etapas húmedas y secas, produce la compartimentación del primitivo paleopolje en poljes de menor tamaño, que evolucionan independientemente (Fig. 5B). Así, el primitivo polje de Layna se compartimentó en tres poljes de menor tamaño durante el desarrollo de la superficie de corrosión intermedia: el polje de Esteras de Medinaceli, hoy capturado por el río Jalón; el polje de Layna, hoy capturado por el río Blanco, y el polje de Villaseca, que ha seguido evolucionando con posterioridad, dando lugar a otros poljes menores encajados y todos ellos cerrados.

La profundización de los poljes progresa hasta encontrar un sustrato insoluble, en cuyo caso se interrumpe el desarrollo vertical del polje y tan solo puede funcionar el ensanchamiento horizontal. El nivel impermeable del Keuper constituye el sustrato insoluble regional que sirvió de límite basal a la profundización del sistema de poljes de Layna. La estructura subtabular de la serie jurásica en este sector ha hecho que todos los fondos de los poljes más evolucionados (estén hoy día capturados o no por la red fluvial) se sitúen a una cota muy similar, correspondiente aproximadamente con la altura del contacto Jurásico/Keuper (Fig. 5C).

Por otro lado, los flujos subterráneos procedentes de la corrosión criptokárstica de los poljes consisten en aguas altamente concentradas en carbonato cálcico que circulan por la red endokárstica de conductos subterráneos. La salida de este flujo a la superficie propicia una disminución de la presión de CO₂, con la consiguiente precipitación de CaCO₃. Dicha precipitación también se favorece por la presencia de iones Mg²⁺ y Na⁺. Estos precipitados se desarrollan preferentemente en los manantiales kársticos, donde la proliferación de la vegetación y su actividad fotosintética favorecen la formación de edificios travertínicos.

Estos edificios son muy abundantes en los alrededores del sistema de poljes de Layna, especialmente, como ya se ha indicado, a lo largo del valle del río Blanco. En él cabe diferenciar varios niveles de acumulaciones que señalan diversas etapas de encajamiento del río y de rebajamiento del nivel de base local; no obstante, la inmensa mayoría de los cuerpos travertínicos se localizan en manantiales que surgen en el contacto entre las series carbonatadas jurásicas y el Keuper arcilloso impermeable, fuente, por otra parte, de magnesio y de otras sales a los flujos endokársticos del área.

Tal y como señalan Agudo et al. (1993), la génesis de los travertinos de los valles de los ríos Jalón y Blanco debe de corresponder a etapas avanzadas en la evolución de dicha arteria fluvial, una vez que el valle estuvo perfectamente individualizado y su encajamiento permitió el afloramiento del contacto Jurásico/Keuper, a favor del cual se desarrolla la inmensa mayoría de los travertinos. Por ello, y considerando las dataciones realizadas por Torres et al. (1995 y 1996), podemos pensar que la individualización del valle del río Blanco y, por tanto, la captura del polje de Layna, en el que ya no se desarrolló la superficie de corrosión inferior, se produjo con anterioridad a 260.000 B.P. Sin embargo, esta superficie de corrosión inferior sí que se reconoce en la cabecera del valle del río Jalón, en el entorno de Esteras de Medinaceli, por lo cual, y suponiendo isocronía en el desarrollo de los sucesivos niveles de aplanamiento del presente sistema de poljes, podemos concluir que la captura fluvial del polje de Esteras se produjo más tarde, probablemente en el Pleistoceno superior, por efecto de la erosión remontante de la cabecera del río Jalón.

Finalmente, dentro de las distintas clasificaciones de poljes podemos enmarcar este sistema de poljes de Layna dentro de los poljes de tipo mediterráneo, desde el punto de vista climático (Nicod, 1967), mientras que en función de su edad se trataría de un polje cuaternario. Dentro de la clasificación de Gams (1978), podría corresponder a un "polje de nivel piezométrico", equivalente a los "poljes de nivel de base" (*baselevel polje*) de Ford y Williams (1989). Sus características morfológicas y evolutivas (ausencia de laderas abruptas, presencia de varias superficies de criptocorrosión escalonadas, etc.) son muy similares a las de otros poljes de la Cordillera Ibérica y se corresponden con los poljes que Peña et al. (1989) califican como de tipo *ibérico*. Estos se caracterizan por una tendencia a la progresiva subdivisión de los poljes en unidades cada vez más pequeñas.

Referencias bibliográficas

- Agudo, C.; González, J.A. y Serrano, E. (1993): Características geomorfológicas de los depósitos carbonáticos de origen fluvial en el valle del río Blanco (alto Jalón). En: *El Cuaternario en España y Portugal*. ITGE y AEQUA, Vol. I, 39 - 47.
- Alvaro, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Est. Geol.*, 31, 241 - 247.

- Bascones, L. et al.** (1981): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja de Maranchón (462)*. 38 p. IGME, Madrid.
- Bögli, A.** (1960): Kalklösung und karrenbildung. *Zeit. f. Geomorph. Suppl.* 2, 4 - 21 (trad. inglesa en Sweeting, M.M. (Ed.): *Karst geomorphology*, Hutchinson & Ross, 1981, 64 - 69).
- Bögli, A.** (1980): *Karst Hidrology and Physical Speleology*. Springer Verlag, 284 p. Berlín.
- Crusafont, M.; Aguirre, E. y Michaux, P.** (1969): Un nouveau gisement de Mammifères d'âge Villafranchien inférieur (Pliocène terminal) découvert á Layna. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 268, 2174 - 2176.
- 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, 601 p.
- Gabaldón, V.** (Coord.) (1982): *Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Temas Geológico - Mineros, IGME, T. V, 390 p., Madrid.
- Gams, I.** (1978): The polje: the problem of definition. *Zeit. f. Geomorph.N.F.*, 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. Research paper n° 130, 240 p.
- Goy, A.; Gómez, J.J. y Yébenes, A.** (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). Unidades litoestratigráficas. *Est. Geol.*, 32, 391 - 423.
- Gracia, F.J.** (1990): *Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica central)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 660 p. (inéedita).
- Gracia, F.J.; Gutiérrez, M. y Leránoz, B.** (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), 135 - 142.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L.** (1989): El karst de la Cordillera Ibérica. En Durán, J.J. y López-Martínez, J. (eds.). *El karst en España*. Monogr. de la S.E.G., n° 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, 1982, 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, Teruel.
- 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.
- Hoyos, M.; Aguirre, E.; Morales, J.; Pérez González, A. y Soria, M.** (1974): Parameras de Molina - Yacimiento de Layna. En E. Aguirre y J. Morales (eds.): *Coloquio Internacional sobre bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior. Libro Guía*. C.S.I.C., 37 - 48, Madrid.
- Hoyos, M.; Soler, V.; Rodríguez, E.; Carracedo, J.C. y Chicharro, P.M.** (1987): Posición magnetoestratigráfica de los yacimientos de vertebrados neógenos de Algora y Layna (Cordillera Ibérica). *Reunión de Paleomagnetismo*. Arenys de Mar (en prensa).
- Jakucs, L.** (1977): *Morphogenetics of karst regions. Variants of karst evolution*. Adam Hilger, 283 p. Bristol.
- Jennings, J.N.** (1985): *Karst geomorphology*. Blackwell, 293 p. Oxford.
- Lendínez, A. et al.** (1987): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja de Arcos de Jalón (435)*. IGME, Madrid.
- Lozano, M.V.** (1988a): *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (prov. de Teruel)*. Tesis Doctoral, Facultad de Filosofía y Letras, Univ. de Zaragoza. 804 p. (inéedita).
- Lozano, M.V.** (1988b): 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. de Geomorfología*, S.E.G., Teruel, T.I, 115 - 124.
- Menéndez Amor, J.** (1970): Estudio paleobotánico de algunos travertinos españoles. *Est. Geol.*, 26, 25 - 28.
- Nicod, J.** (1967): Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire. *Etudes et travaux de Méditerranée*, 5, 557 p.
- Nicod, J.** (1986): Effets de la néotectonique dans les karst méditerranéens. En K. Paterson y Sweeting, M.M. (eds.). *New Directions in karst*. GeoBooks, 151 - 163.

- Nicod, J.** (1992): Formes d'aplanissement et de regularisation des versants dans les roches carbonatées: position des problèmes et éléments de discussion. *Tübinger Geographische Studien*, 109, 1-22. Tübingen.
- Pellicer, F.** (1984): Geomorfología de las Cadenas Ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. *Cuad. Est. Borjanos*, XI,XII,XIII y XIV, 389 p.
- Peña, J.L.; Echeverría, 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. Teruel.
- Peña, J.L.; Gutiérrez, M.; Ibáñez, M.J.; Lozano, M.V.; Rodríguez, J.; Sánchez, M.; Simón, J.L.; Soriano, M.A. y Yetano, L.M.** (1984): *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Inst. Est. Turolenses, C.S.I.C., 149 p.
- Peña, J.L.; Gutiérrez, M. y Simón, J.L.** (1987): El polje de Barracas-Alcotas (provs. de Castellón y Teruel). *Actas VII Reun. sobre el 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.
- Roglic, J.** (1940): Geomorphologische Studien von Duvanjsko (Polje von Duvno) in Bosnien. *Mitt. Geog. 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.
- Schwenzner, J.E.** (1937): *Zur morphologie das Zentralspanischen Hochlandes*. Geogr. Abh., 3ª ser., X, 128 p. (Resumen en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 41, 121 - 147).
- Soria, D. y Morales, J.** (1976): Hallazgo de un úrsido en el yacimiento de Layna (Soria). *Trab. sobre Neógeno/Cuaternario*, C.S.I.C., 5, 129 - 139.
- Sweeting, M.M.** (1972): *Karst landforms*. MacMillan Press, 362 p. Londres.
- Torres, T.; Baretino, D.; Canoira, L.; Cobo, R.; García-Cortés, A.; Grün, R.; Hoyos, M.; Juliá, R.; Llamas, J.; Mansilla, H.; Meyer, V.; Quintero, I.; Soler, V.; Valle, M.; Brusi, D.; Coello, F.J.; García-Alonso, P.; Guerrero, P.; Nestares, T.; Peláez, A. y Rodríguez-Alto, N.** (1996): *Aportaciones al conocimiento de la evolución paleoclimática y paleoambiental de la Península Ibérica durante los dos últimos millones de años a partir del estudio de travertinos y espeleotemas*. Enresa, Publicación Técnica nº 03/96, 118 p.
- Torres, T.; Canoira, L.; Cobo, R.; Coello, F.J.; García-Alonso, P.; García-Cortés, A.; Hoyos, M.; Llamas, J.A.; Mansilla, H.; Soler, V. y Valle, M.** (1995): Travertinos de río Blanco (Soria): edad y evolución. *Geogaceta*, 18, 90 - 92.