

# EL POLJE DE SAGANTA (SIERRAS EXTERIORES PIRENAICAS, PROV. DE HUESCA)

SANCHO MARCEN, C.

Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA.

---

## RESUMEN

Se analizan los aspectos genéticos y evolutivos del polje de Saganta (Sierras Exteriores pirenaicas) junto con las principales características morfológicas resultantes. Se han diferenciado dos superficies de aplanamiento por disolución con frecuentes rasgos criptokársticos y, localmente, se identifican tobos y travertinos asociados con la actividad del polje. El origen del mismo viene controlado por causas tectónicas y su desarrollo posterior se relaciona con etapas húmedas durante el Plioceno-Pleistoceno inferior.

**Palabras clave:** Polje, Sierras Exteriores (Huesca), Plioceno-Pleistoceno inferior, superficies de aplanamiento por disolución, rasgos criptokársticos, tobos y travertinos.

## ABSTRACT

Genetic and evolutive features of Saganta polje (External Pyrenees, NE Spain) and main morphological characteristics are analyzed. Two solution planation surfaces with frequent criptokarstic features were differentiated and locally tufa and travertine deposits associated with the polje activity are recognized. Its origin is controlled by tectonic causes and its following development is related with humid stages during the Pliocene-Lower Pleistocene.

**Keywords:** Polje, External Pyrenees (Huesca), Pliocene- Lower Pleistocene, solution planation surfaces, criptokarstic features, tufa and travertine deposits.

---

## LOCALIZACION GEOGRAFICA Y MARCO GEOLOGICO

El Pla de Saganta se ubica en la parte oriental de la provincia de Huesca, entre las comarcas de La Ribagorza y La Litera, cerca del río Noguera Ribagorzana, que sirve de límite meridiano con Lérida.

Se trata de una superficie plana situada a cotas que oscilan en torno a los 750 m. que se adosa al extremo oriental de la Sierra de la Carrodilla (San Quílez, 1083 m).

Geológicamente, la región pertenece al Prepirineo de Huesca y se localiza en la zona de transición entre las Sierras Exteriores aragonesas y catalanas, caracterizada por una orientación NW-SE de las estructuras que es consecuencia del mayor avance en la parte leridana de la cobertera despegada y deslizada hacia el S (MARTINEZ, 1981). Este conjunto de estribaciones se interpretan

como resultado de la reactivación del manto de Gavarnie durante el Oligoceno superior (SEGURET, 1972) en la llamada fase de Sierras Marginales (POCOVI, 1978).

La serie estratigráfica mesozoico-eocena que aflora en el área es muy reducida, diferenciando un tramo basal formado por arcillas, margas y yesos del Triásico superior que contienen frecuentes masas de calizas y ofitas. Por encima aparece un paquete más potente de cobertera calcarenítica y calcárea cuya edad abarca desde el Senoniense hasta el Ilerdiense. Estos materiales forman dos sinclinales muy laxos de orientación NW-SE (Estopián y San Quílez) y están afectados por un sistema de fracturación que presenta una directriz principal análoga a la anterior. Dicha deformación se produce a la vez que tiene lugar la sedimentación conglomerática-areniscosa del Oligoceno. Fossilizando todos estos materiales aparece un

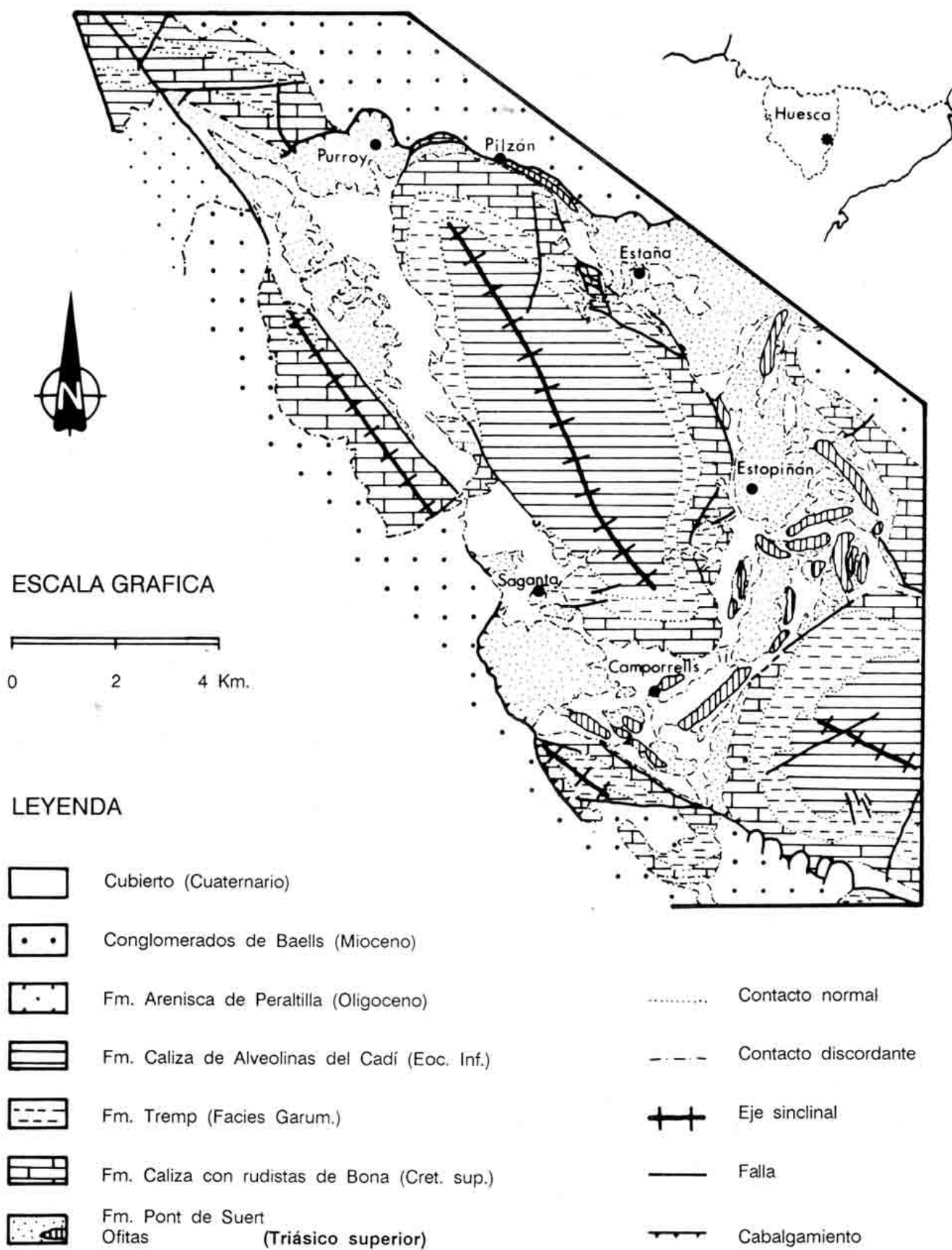


Fig. 1. Situación geográfica y mapa geológico (MARTINEZ, 1984) del polje de Saganta.

conjunto molásico mioceno, en disposición horizontal (Fig. 1). No obstante a partir de datos macro y microestructurales se ha puesto de manifiesto una etapa de distensión radial en relación con posibles movimientos isostáticos de reajuste en la Cadena pirenaica (SANCHO, 1988).

Estas deformaciones finales van a controlar las características morfoestructurales de la región, ya que afectan a una superficie generalizada que enlazaba el techo de los sedimentos miocenos con los materiales precedentes arrasados, dando lugar a basculamientos y hundimientos importantes. Este conjunto de accidentes juegan un papel fundamental y decisivo en la generación del polje, sobresaliendo la fractura de orientación NW situada en el borde suroccidental del mismo. Con anterioridad MARTINEZ y POCÓVI (1984) analizan el significado tectónico del relieve del sinclinal de Estopian.

## CARACTERÍSTICAS DEL POLJE

La forma de modelado kárstico más importante en la región corresponde al polje de Saganta (Foto 1). GAMS (1978) establece un conjunto de características necesarias para diferenciar un polje. Se trata de una depresión cerrada con vertientes abruptas, fondo plano de anchura mínima situada en los 400 m. y drenaje kárstico. No obstante algunos autores, debido a los procesos genéticos involucrados, no aceptan totalmente su definición como forma kárstica. La identificación de esta gran depresión cerrada presenta algunos problemas derivados de la disección fluvial cuaternaria. A pesar de ello, un análisis detenido permite evidenciar que se trata de un antiguo polje con superficies de criptocorrosión escalonadas, cuya morfología encaja en las definiciones anteriores. El polje presenta una orientación dominante NW-SE y alcanza una dimensión máxima de 17 Km. llegando hasta los 6 km. de anchura. Esta dirección coincide con la orientación de los pliegues y fracturas dominantes en el área. De modo general, se reconocen dos superficies de aplanamiento por disolución encajadas en una serie de relieves más elevados que aparecen culminados por la superficie de erosión Superior definida por SANCHO (1988) para la región, bien desarrollada en el borde suroccidental (San Quílez) con un claro basculamiento hacia el NW. En el extremo nororiental se reconocen pequeños retazos muy degradados de la misma (alrededores de Estaa) (Fig. 2). El trazado del límite probable del primitivo polje resulta complicado debido a la fuerte disección sufrida en los bordes. Sin embargo el control de la distribución de los restos de la superficie Superior de aplanamiento por disolución permite dibujar una línea neta y rectilínea en el lado SW y mucho más discontinua e irregular en el NE (Fig. 2). Esta superficie ocupa una extensión areal importante, afectando a materiales del Muschelkalk en la periferia y nivelando la serie estratigráfica Cretácico superior-Eoceno en la zona central, coin-

ciendo con el eje del sinclinal de Estopian (Fig. 1). Morfológicamente presenta inclinaciones importantes en la zona septentrional que sirven de enlace con los relieves superiores de las zonas de Cugolla-Campellet y la Ermita de San Gregorio. Por otro lado, el nivel de base de dicha superficie está situado en los alrededores de Estopian ya que todas las pendientes de la superficie se encaminan hacia ese punto. Normalmente afloran grandes extensiones de calizas aplanadas exhumadas de una cobertera edáfica anterior, tal y como indican los diferentes micromodelados existentes. Aparecen rocas perforadas en zonas locales, y más frecuentemente diaclasas y planos de estratificación abiertos y rellenos de arcillas, con bloques individualizados de aristas redondeadas. En otras ocasiones existen grietas de 2 m. de ancho con morfología en cua (Foto 2), rellenas de arcillas rojas con cantos de caliza y nódulos de carbonato pulverulento en las que aparecen moldes de raíces verticales enriquecidas en carbonato cálcico. Estos micromodelados indican la actividad de procesos de criptocorrosión (NICOD, 1975) o corrosión criptokárstica (FABRE y NICOD, 1982). Sobre este nivel morfogenético se encaja otra superficie de aplanamiento por disolución de menor importancia que queda reducida al extremo noroccidental. En este caso resulta más fácil limitar el borde del polje residual (Foto 1), cuya superficie está cubierta casi totalmente por materiales detríticos suministrados por los conos laterales, aunque también aparecen pequeños aplanamientos donde afloran materiales carbonatados, que presentan características similares a las mencionadas anteriormente. En la zona deprimida central del polje, y englobadas en las formaciones detríticas, han aparecido algunas industrias talladas en cuarcita y sílex, con características muy arcaicas, que sitúan el yacimiento en el Musteriense (MIR y ROVIRA, 1978). Quiere decir por tanto que la última etapa de relleno del fondo del polje residual es al menos posterior a esta edad. Esta segunda depresión es capturada por la red fluvial actual en etapas muy recientes, y su nivel de base se sitúa en los alrededores de Purroy de la Solana. Depresiones de este tipo, aunque de menor tamaño han sido estudiadas por RODRIGUEZ (1986) en las Sierras Exteriores oscenses y con características geomorfológicas más claras por GUTIERREZ *et al.* (1982 b y 1983) y PEÑA *et al.* (1987) en la Cordillera Ibérica oriental. Por otro lado, y en relación con el polje de Saganta, aparece un modelado acumulativo compuesto fundamentalmente por tobos y travertinos. En relación con los procesos de disolución y corrosión se puede generar un endokarst que permite la circulación del agua sobre el nivel impermeable del Triásico superior, de tal forma que al aflorar en el extremo S-SW del polje permitió la existencia de algunas surgencias y fuentes kársticas en las cuales se acumuló el  $\text{CO}_3\text{Ca}$  por procesos físico-químicos y/o bioquímicos, como resultado de la interacción de factores geológicos, climáticos, hidrológicos y biológicos. A este respecto, y

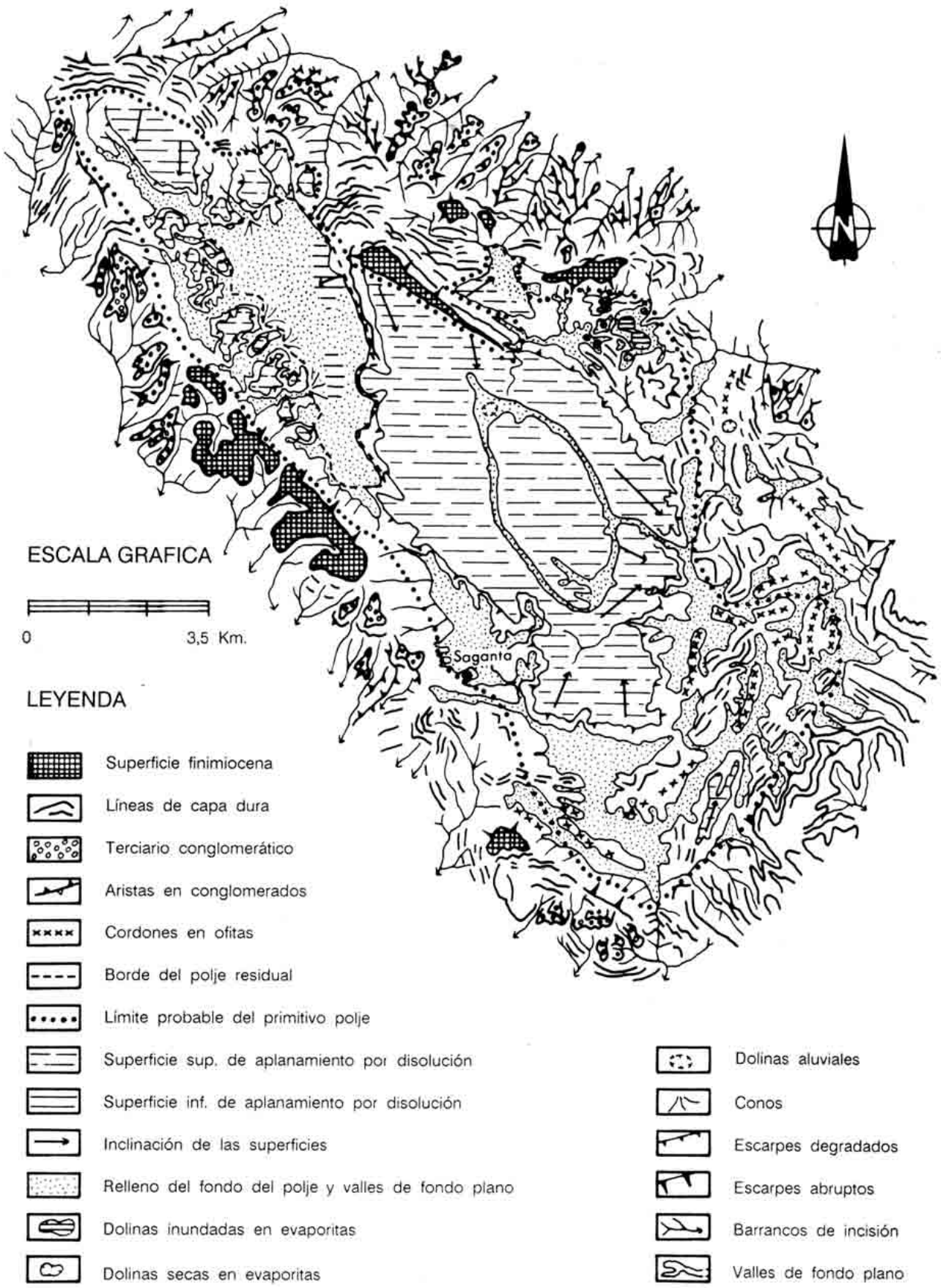


Fig. 2. Mapa geomorfológico del entorno del polje de Saganta.





Foto 1. Panorámica y límite noroccidental del polje residual de Saganta encajado en la superficie Superior de aplanamiento por disolución.

aunque no se han localizado cavidades subterráneas kársticas es frecuente encontrar una relación muy estrecha entre los poljes y la actividad endokárstica. Este hecho es constatado por LIENAFF (1986) en varios puntos de las Cordilleras Béticas. Al NW de Camporrells existe un pequeño afloramiento que llega hasta los 12 m. de potencia total. Se diferencian principalmente cuerpos masivos irregulares con frecuentes acuaciones laterales. A veces, presentan internamente cierta laminación horizontal, sobre todo en la parte inferior del depósito. En otras ocasiones aparecen láminas con bastante inclinación, principalmente a techo. El primer caso está relacionado con zonas represadas y segundo con canales de corriente. En ambas situaciones existen acumulaciones de restos de tallos, sedimentos detríticos finos algo pulverulentos, pisolitos y oolitos, facies de musgos y masas micríticas. Son frecuentes también los procesos de disolución posteriores que generan acumulaciones espeleotémicas de carácter diagenético. El crecimiento de las láminas y la orientación de algunos tallos vegetales de gran tamaño indican un origen y alimentación del NW y una progresión del depósito hacia el SE. La explicación genética de estos depósitos puede seguir dos vías (JULIA, 1983), según que dominen los procesos físico-químicos (influencia de la turbulencia, la evaporación y la temperatura en el  $\text{CO}_2$  disponible) o los bioquímicos (control vegetal de la actividad del  $\text{CO}_2$ ). Los aspectos cronológicos y la relación temporal con las etapas álgidas de actividad kárstica del polje no están claras, ya que estos depósitos han podido generarse coincidiendo con ellas o durante pulsaciones climáticas posteriores, ya que suele existir una relación directa entre los períodos interglaciares del Cuaternario y las principales acumulaciones de tobas y travertinos (MARTINEZ-TUDELA *et al.*, 1986).

## GENESIS Y DESARROLLO

El proceso que nivela el fondo de los poljes se ha denominado de diversas formas entre las que destacan algunas como aplanamiento por disolución (SWEE-TING, 1972) o corrosión subaluvial (GAMS, 1978). Dichos fenómenos consisten básicamente en la disolución de los materiales carbonatados cubiertos por una cobertera detrítico-edáfica, cuando el agua se carga de  $\text{CO}_2$  biogénico. Esta disolución progresa lateralmente generando las llanuras de corrosión kárstica. El desmantelamiento posterior de la cobertera permite que afloren los materiales afectados por el aplanamiento. Estas circunstancias parecen propias de climas cálidos y húmedos con desarrollo vegetal.

Por otro lado, hay que analizar los factores que intervienen en el encajamiento de las diversas superficies. El estudio de los bordes del primitivo polje nos plantea dos situaciones posibles. En los lados longitudinales, fundamentalmente el SW, aparece un control tectónico muy claro, coincidiendo con uno de los accidentes que deforman la superficie de erosión Superior. En este caso los contactos son netos y bruscos entre la superficie Superior de aplanamiento por disolución y su conexión con los



Foto 2. Grieta abierta y rellena de arcillas desarrollada en la superficie Superior de aplanamiento por disolución del polje de Saganta.

relieves circundantes. Por el contrario, en los bordes transversales, principalmente el NW, no se evidencian tales características, sino que encontramos un glacis-vertiente rocoso o cono rocoso que sirve de enlace entre el aplanamiento por disolución y los relieves culminantes. Se trata pues de un límite progresivo sin aparente control tectónico. Estas morfologías de empalme tienen una pendiente elevada y la relación morfogenética entre ellas y la superficie del fondo de los poljes ha sido establecida por NICOD (1985) en diversos lugares del Mediterráneo, otorgando a la corrosión química un papel fundamental en su evolución y desarrollo. Por tanto, existe un claro control tectónico y estructural en la génesis del polje y desarrollo de la superficie Superior.

Sin embargo, el encajamiento de la superficie de aplanamiento Inferior en la Superior parece responder más bien a causas climáticas que a factores tectónicos, produciéndose en períodos más secos la degradación de la superficie anterior por acción de la red fluvial, cuyo nivel de descarga se sitúa en los diferentes ponors, ubicados para ambas superficies en las zonas más deprimidas.

En cualquier caso, queda claro que con posterioridad a la elaboración de la superficie de erosión Superior de edad intramiocena se produce una deformación de tipo tectónico seguida de una fase de intensa actividad kárstica cuyo resultado morfológico es el desarrollo del polje de Saganta. En su génesis se diferencian dos etapas fluvio-kársticas que producen las superficies de aplanamiento por disolución correspondientes, separadas por una etapa de incisión y encajamiento.

Los procesos kársticos presentan escasa o nula funcionalidad actualmente y por tanto las morfologías existentes son heredadas de tiempos anteriores, cuya precisión sólo se puede establecer relativamente en el marco evolutivo geomorfológico de la zona de conexión de las Sierras Exteriores pirenaicas aragonesas y catalanas (SANCHO, 1988). En cualquier caso, debemos situarnos temporalmente en el intervalo comprendido entre el límite superior del Mioceno y el inferior del Pleistoceno.

Aunque la funcionalidad de los aparatos kársticos presenta los máximos sealados, no se ha paralizado totalmente e incluso sigue actuando durante el Cuaternario de forma más atenuada.

Es posible considerar la karstificación como un proceso controlado fundamentalmente por factores de tipo climático, y como tal debe reflejarse en un contexto regional amplio. De este modo es posible analizar el grado de correlación existente, desde el punto de vista cronológico, entre las circunstancias relativas a la karstificación que se dan en nuestra zona de estudio y en las áreas adyacentes.

Así, si nos centramos primeramente en las Sierras

Exteriores, PEÑA (1983) al E, seala una fase importante desarrollada durante el Mioceno superior o Plioceno y RODRIGUEZ (1986) al W, diferencia una etapa álgida en el Mioceno superior y otra en el Pliocuaternario.

Si incluimos también el entorno de la Cordillera Ibérica, PEÑA *et al.* (1984) localizan la etapa de karstificación principal en el Plioceno superior, seguida inmediatamente después de una fase distensiva general y del desarrollo de poljes, sobre todo en el ámbito oriental de la Cadena. Por otra parte, LOPEZ (1986) seala en el Pirineo occidental una evolución del karst continua desde el Plioceno hasta la actualidad, aunque la intensidad del fenómeno ha sido regulada fundamentalmente por las variaciones climáticas durante el Cuaternario.

## BIBLIOGRAFIA

- FABRE, G. y NICOD, J. (1982). Modalités et rôle de la corrosion cryptokarstique dans les karst méditerranéens et tropicaux. *Z. Geomorph. N.F.*, 26 (2); p. 209-224.
- GAMS, I. (1978). The polje: the problem of definition. *Z. Geomorph. N.F.*, 22; p. 170-181.
- 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* 82; p. 96-104.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L. y SIMON, J.L. (1983). Los poljes de la región de Torrijas-Abejuela (Provs. de Teruel, Castellón y Valencia). *Teruel*, 69; p. 99-108.
- JULIA, R. (1983). Travertines. En SCHOLLE, P.A. et al. (Eds). *Carbonate depositional environments*. A.A.P.G., Memoir 33; p. 64-72.
- LHENAFF, R. (1986). Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution. *Karstologia Mémoires*, 1 (Karst et Cavités d'Andalousie); p. 5-24.
- LOPEZ, J. (1986). *Geomorfología del macizo kárstico de la Piedra de San Martín (Pirineo Occidental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza; 529 p.
- MARTINEZ, M.B. (1981). *Estudio geológico y estructural de la zona de conexión entre las Sierras Marginales Aragonesas y Catalanas (Prepirineo, provincia de Huesca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza; 120 p.
- MARTINEZ, M.B. y POCOVI, A. (1984). Significado tectónico del peculiar relieve de Estopian (Prepirineo de Huesca). *I Congreso Español de Geología*, T. III; p. 199-206.
- MARTINEZ-TUDELA, A.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; GRUN, R. y HENTZSCH, B. (1986). Los travertinos del río Matarraa, Beccite (Teruel), como indicadores

- paleoclimáticos del Cuaternario. En LOPEZ-VERA F. (Ed.). *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. p. 307-324. Universidad Autónoma de Madrid.
- MIR, A. y ROVIRA, J. (1978). El yacimiento paleolítico de superficie de Castelló del Plá, Pilzán (Huesca). *Speleon*, 24; p. 147-166.
- NICOD, J. (1975). Corrosion de type crypto-karstique dans les karsts méditerranéens. *Bull. Assoc. Geogr. Franc.*, 428; p. 289-297.
- PEÑA, J.L. (1983). *La Conca de Tremp y Sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses (CSIC). Diputación Provincial de Lérida, 373 p.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.J.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, M.A. y YETANO, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses. Diputación Provincial de Teruel. 149 p.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M. y SIMON, J.L. (1987). El polje de Barracas-Alcotas (Provs. de Castellón y Teruel). *VII Reunión sobre el Cuaternario*; p. 135-138. A.E.Q.U.A. Santander.
- POCOVI, A. (1978). *Estudio geológico de las Sierras Marginales catalanas (Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona; 218 p.
- RODRIGUEZ, J. (1986). *Geomorfología de las Sierras exteriores oscenses y su piedemonte*. Colección de Estudios Altoaragoneses, 4. Instituto de Estudios Altoaragoneses (CSIC). Diputación provincial de Huesca; 172 p.
- SANCHO, C. (1988). *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 743 p.
- SEGURET, M. (1972). *Etude tectonique des nappes et series decollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Pub. USTELA. série Géol. Struct. n° 2; 155 p.
- SWEETING, M.M. (1972). *Karst landforms*. Macmillan Press; 362 p.