

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d' Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

EVOLUCIÓN CENOZOICA DE LA FOSA DE GARGANTA DEL VILLAR (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

Díez Herrero, A.¹, de Pedraza Gilsanz, J.¹
y Alonso-Azcárate, J.²

¹ Departamento de Geodinámica, Facultad de CC. Geológicas, U. Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria. 28.040 Madrid.

² Departamento de Geología, Facultad de CC. Experimentales, U. de Huelva, La Rábida (Palos de la Frontera). 21.819 Huelva.

RESUMEN

La fosa de Garganta del Villar (Sistema Central español) es una depresión tectónica subromboidal sobre zócalo cristalino, que localmente contiene depósitos cenozoicos (Paleógeno-Cuaternario). La interpretación geomorfológica, sedimentológica y de la mineralogía de arcillas, permite aportar nuevos datos sobre la evolución geodinámica durante el Cenozoico de este área del Macizo Hercínico. Las etapas que configuran dicha evolución son correlacionables, en gran medida, con aquéllas establecidas por otros autores en la zona de contacto entre las grandes cuencas sedimentarias (Duero y Tajo) y el Sistema Central. Sin embargo, un buen registro de morfologías y depósitos cuaternarios de la fosa, han hecho posible matizar y complementar la sucesión de eventos pleistocenos de la misma, que evolucionó con cierta independencia respecto al resto del macizo montañoso.

Palabras clave: Garganta del Villar, Sistema Central español, evolución geomorfológica, depósitos cenozoicos

ABSTRACT

The Garganta del Villar Depression (Spanish Central System) is a tectonic basin that contains Cenozoic sediments (Paleogene and Quaternary). Geomorphological, sedimentological and mineralogical interpretations of the basin configuration and its deposits, permits us to arrive new data about geodynamic evolution of this area of Iberian Variscian Massif during Cenozoic times. The different stages are correlatable to those established by other works, that center their analysis in the limits with the two large sedimentary basins, Duero and Tajo. Nevertheless, the excellent Quaternary record let us to complete the succession of Pleistocene events in this zone, that manoeuvred with a evident independency of the rest of the mountainous system.

Key words: Garganta del Villar, Spanish Central System, Geomorphological evolution, Cenozoic deposits

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El estudio de la evolución geológica y geomorfológica reciente de algunos sistemas montañosos alpinos peninsulares originados por el rejuvenecimiento del relieve del antiguo Macizo Hercínico, presenta numerosas limitaciones debido a la práctica ausencia de materiales sedimentarios localizados en el interior del macizo y las dificultades para correlacionar sus morfologías con los depósitos isócronos de las cuencas.

Precisamente por ello, la localización, descripción y estudio de aquellas depresiones intramontañosas donde se han preservado de la erosión los sedimentos cenozoicos, puede desvelarnos nuevos datos sobre la evolución geodinámica. Igualmente, permiten correlacionar estas interpretaciones paleogeográficas con las obtenidas mediante los análisis de las grandes cuencas sedimentarias, donde se fundamentan la mayor parte de los modelos propuestos. Por todo ello, la evolución de estas depresiones y su relación con la génesis de los niveles de aplanamiento son un elemento de discusión geomorfológica actual.

Una de estas depresiones intramontañosas es la fosa de Garganta del Villar, situada en pleno núcleo del Sistema Central (Sierra de Gredos), y que contiene depósitos atribuidos al Paleógeno y Cuaternario; este hecho la convierte en una de las pocas depresiones interiores de dirección axial que presenta registro sedimentario sin que haya sido completamente lavado por procesos fluviales. Otra peculiaridad que justifica para el interés del estudio, es su situación a una altura media de 1450 m, diferenciándose notablemente de fosas como las de Amblés, Campo de Azálvaro y Lozoya, ubicadas a cotas de 1.000-1.100 m, y que tradicionalmente se han considerado relacionadas con los *pediments* adyacentes.

El objetivo principal de este análisis geomorfológico, sedimentológico y de mineralogía de arcillas, es reconstruir la evolución reciente de esta peculiar fosa a partir de la información disponible, y obtener criterios locales que apoyen o rebatan las hipótesis evolutivas vigentes sobre el Sistema Central español.

ÁREA DE ESTUDIO

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La fosa del Alto Alberche o de Garganta del Villar está situada en el sector oriental del Macizo Central de la Sierra de Gredos (Sistema Central español), entre las alineaciones montañosas de Villafranca-La Serrota y Aliagas Blancas-Romarcos. Se trata de una depresión intramontañosa alargada en dirección E-O, con una longitud de unos 14 km por una anchura media de 2 km, y forma subromboidal (figura 1).

El río Alberche, tributario del Tajo, recorre la fosa longitudinalmente casi en su totalidad, situándose el nacimiento a escasos 5 km al oeste del límite occidental de la depresión (Fuente Alberche). Sus afluentes en la depresión son torrentes estacionales poco caudalosos; destacan, por la margen izquierda, los arroyos de La Piedad, Gil y Serradillas, y por la derecha los de La Fragua, La Mesta y Calderones.

Administrativamente, comprende parte de los términos municipales de San Martín de la Vega del Alberche, Garganta del Villar, Navadijos y Cepeda la Mora, todos ellos integrados en la provincia de Avila, comunidad autónoma de Castilla y León.

CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

Desde el punto de vista litoestructural, el Sistema Central español queda incluido en el Macizo Hespérico o Hercínico y, dentro de él, en la denominada zona Centro-Ibérica (según JULIVERT *et al.*, 1974). En la Sierra de Gredos predominan los materiales plutónicos y metamórficos de medio-alto grado de transformación y, concretamente, en el entorno de la fosa de Garganta del Villar los leucos y monzogranitos tardihercínicos *s.l.*, si bien, hacia el Suroeste, aparecen afloramientos de series preordivílicas metamorizadas (Complejo Esquisto-grauváquico) y granitoides anactéticos (complejo de Peña Negra).

La presencia en estas áreas de materiales sedimentarios cenozoicos antiguos fue citada por primera vez por UBANELL (1975), habiendo pasado desapercibidos con anterioridad debido a las malas condiciones de afloramiento y aparecer cubiertos por otros depósitos recientes. Consisten en areniscas arcósicas de grano medio-grueso y matriz arcillosa (illítica-esmectítica), que presentan características coloraciones zonales gris-verdosas y rojo-anaranjadas a escala decimétrica. Por ello, UBANELL (*op. cit.*) las asimila a los «niveles rojo-gris ceniza» (N.R.G.C.), descritos por MARTÍN ESCORZA (1974) en el borde septentrional de la cuenca sedimentaria del Tajo. Se interpretan como depósitos continentales de abanicos aluviales en facies medias con procesos edáficos de hidromorfismo; su edad, por las relaciones de yacencia, podría ser Paleógeno.

Estudios posteriores de nuevos afloramientos de facies similares en el valle de Amblés, borde meridional de la Cuenca del Duero, y valle del Tiétar (Garzón, 1980) corroboran y completan esta interpretación y, gracias a hallazgos paleontológicos, fijan su edad en Oligoceno Medio.

Respecto al contexto geomorfológico, la fosa se sitúa en el «dominio central» del Sistema Central (PEDRAZA, 1994), caracterizado por una estructura de *block mountain*: una sucesión de bloques elevados y hundidos (*horsts* y *grabens*), seriados a favor de las principales fracturas. Esta morfoestructura general, debida a una dinámica de impulsos continuos de intensidad creciente (PEDRAZA, 1978), da al conjunto una configuración escalonada en la que se han diferenciado una superficie de cumbres, tres niveles de meseta, y sus correspondientes depresiones (SCHWENZNER, 1937, ref. 1943).

Las alineaciones que circundan la fosa de Garganta del Villar se podrían hacer corresponder con el más elevado de los niveles de meseta (M_3 o Paramera de Piedrahita), salvo el macizo de La Serrota, que quedaría incluido en la superficie de cumbres. La propia fosa, junto al corredor de Navalacruz, más al Este, forma parte de una depresión asociada a un estrecho *graben* de dirección oeste-este (ONO-ESE en su extremo oriental).

MATERIAL Y MÉTODOS

La cartografía geológica de los materiales aflorantes y las relaciones existentes entre ellos, están elaboradas con las clásicas técnicas de fotointerpretación de pares estereoscópicos de fotogramas aéreos a distintas escalas; todo ello complementado con observaciones en campo y toma de muestras para su identificación y análisis. Las interpretaciones geomorfológicas se apoyan igualmente en la fotointerpretación y campo, con la elaboración de modelos digitales del terreno de la zona a partir de mapas a escala 1:25.000.

El análisis mineralógico de las muestras seleccionadas se ha realizado mediante difracción de rayos-X, utilizando el método del polvo cristalino para la caracterización de la mineralogía global, una vez molidas y homogeneizadas las muestras a tamaños inferiores a $53 \mu\text{m}$. Asimismo se obtuvieron diagramas de polvo de las fracciones $2\text{-}20 \mu\text{m}$ y $<2 \mu\text{m}$, y para la mineralogía de arcillas agregados orientados de estas fracciones mediante sedimentación a partir de una suspensión acuosa realizada por agitación mecánica y centrifugación. Todas las muestras fueron sometidas a tratamiento térmico a 550°C durante dos horas y solvatación con etilenglicol.

Para obtener los difractogramas se utilizó un equipo Philips modelo PW 1730/90, radiación $\text{CuK}\alpha$, intensidad de 1×10^3 a 4×10^3 c.p.s. con una constante de tiempo de 1, monocromador de grafito, velocidad de barrido de $2^\circ/\text{min}$ y velocidad de registro 20 mm/mm . En los difractogramas de polvo de las fracciones $2\text{-}20 \mu\text{m}$ y $<2 \mu\text{m}$, y en la zona comprendida entre los 59 y 64 grados 2θ , la velocidad de barrido empleada ha sido de $1^\circ/\text{min}$ y una constante de tiempo de 2 segundos, con el fin de precisar mejor la medida de la reflexión (060), usándose como estándar interno la reflexión (211) del cuarzo.

El análisis semicuantitativo de las diferentes fases minerales presentes se ha llevado a cabo usando el "método de los poderes reflectantes" propuesto por Schultz (1964).

RESULTADOS

CONFIGURACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA FOSA

El perfil transversal (N-S) de la fosa es marcadamente asimétrico debido a la disimetría de cotas de las alineaciones que la circundan; mientras las laderas que la limitan por el Norte tienen altas pendientes escalonadas,

salvando un desnivel total de hasta 800 m (2.294 La Serrota), las laderas del borde meridional presentan perfil más tendido y rectilíneo, cuya culminación se encuentra a tan sólo 1.800 m (figuras 1 y 2).

El fondo de la fosa (figura 3) está ocupado por una extensa planicie situada a una cota media de 1.465 m, ligeramente inclinada hacia el este, con un exiguo desnivel de 40 m en su desarrollo. Dentro de esta planicie generalizada se pueden distinguir dos zonas: la occidental y más extensa, desde Prado Lareño hasta el Aº de las Serradillas, con una cota media de 1.450 m; y la oriental, entre este arroyo y el Aº del Puerto, elevada apenas 25 m sobre la anterior.

El contacto entre el fondo de la depresión y las elevaciones circundantes se realiza según dos modalidades:

- Mediante niveles de *glacis*. Tanto en el borde meridional como septentrional las vertientes aparecen escalonadas en varios niveles de *glacis* (vertientes-*glacis*), erosivos o mixtos respectivamente, en los cuales parece estar ligeramente encajado el fondo de la depresión. En el sur estos niveles presentan un notable desarrollo lateral y vertical, estando sólo interrumpidos por los encajamientos de pequeños arroyos que forman vaguadas con fondo aluvial-coluvial. Por el contrario, en el borde septentrional únicamente se conservan retazos de los *glacis* conectados con las laderas de mayor pendiente asociadas a importantes fracturas, y separados por las salidas de gargantas y torrenteras con fuerte incisión lineal aguas arriba.

- Mediante *nick* asociados a fracturas. En los extremos occidental y oriental de la fosa, el contacto se verifica por una desnivelación brusca, dando límites netos lineales, y debida a una fractura, o a la confluencia de varias de ellas en relevo, lo que les confiere su característica forma aserrada.

Algunos de estos contactos aparecen fosilizados por conos de deyección, debidos a arroyos que llegan a la fosa procedentes de las elevaciones circundantes. Dada su extensión, destacan las gargantas-arroyos de la Sierra de Villafranca, en particular las de Gil y La Piedad. En sus depósitos pueden reconocerse hasta tres fases de aluvionamiento; se produce un ligero encajamiento del cono, y un movimiento de rotación aguas abajo. En menor medida existen pequeños conos procedentes de las vaguadas meridionales, que normalmente no tienen reflejo morfológico en la fosa al quedar interdigitados con los depósitos contemporáneos de la llanura de inundación.

Al llegar al fondo de la fosa, el río Alberche sufre igualmente una inflexión en su perfil con una pérdida de pendiente. En su recorrido de más de 10 km por la parte occidental de la misma, adopta un patrón meandriforme con un índice de sinuosidad muy alto (1,86). Puntualmente este patrón podría asimilarse a anastomosado, al existir canales entrelazados de patrón meandriforme funcionales simultáneamente, como ocurre en el paraje denominado Entrambosríos.

A lo largo de la llanura de inundación, a ambos lados del canal actual se localizan infinidad de meandros abandonados y fragmentos de canal inactivos correspondientes a avulsiones, acortamientos (*chute cut-off*) y estrangulamientos (*neck-cut off*). En las zonas donde aportan material los sistemas aluviales más importantes (cono del arroyo Gil) estas morfologías parecen desdibujarse, mostrando el influjo actual de los arroyos tributarios y sus

sedimentos.

Sin llegar a recorrer la depresión por completo, el río Alberche abandona la fosa a la altura del arroyo de las Serradillas mediante un encajamiento en las elevaciones del margen meridional, donde forma una garganta de hasta 160 m de profundidad.

CARACTERÍSTICAS Y DISPOSICIÓN DE LOS MATERIALES CENOZOICOS

Las facies N.R.G.C. se localizan en varios afloramientos aislados y de difícil correlación cartográfica. El mayor de ellos, ya esbozado por UBANELL (1975), ocupa el borde septentrional de la fosa entre el cementerio de S. Martín de la Vega y Cepeda la Mora. El contacto con los materiales graníticos se realiza mediante un sistema de fallas inversas de dirección OSO-ENE, mientras que los sistemas de dirección NNO-SSE condicionan la disposición de los valles que cortan la continuidad lateral del afloramiento. Los otros afloramientos se sitúan en posiciones más orientales, cerca de Prados de los Molinos y de La Peña, aparentemente aislados del primero, y donde las arenas se encuentran cementadas por variedades de la sílice.

Se trata de arenas arcósicas de grano medio-grueso, con matriz arcillo-limosa, ligeramente cementadas, de colores rojizo-anaranjados con niveles y zonas de tonalidades grisáceas-verdosas. No presentan laminaciones ni estructuración interna, aunque sí se observan superficies de discontinuidad subhorizontales asintóticas de aspecto acreccional; también una hojiosidad a modo de "esquistosidad" de fractura incipiente, que corta a las discontinuidades (figura 4). Su mineralogía global está constituida fundamentalmente por cuarzo (10-20 %), feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico, entre 10 y 20 %) y filosilicatos (60-70 %); en algunas muestras pueden aparecer pequeñas cantidades de calcita relacionada con procesos edáficos. La mineralogía de arcillas está compuesta principalmente por esmectita de carácter dioctaédrico ($d(060)=1,500\text{\AA}$); en todas las muestras también aparece illita en cantidades siempre inferiores al 10% e indicios de caolinita y paligorskita.

Localmente contienen gravas matriz-sostenidas, cantos e incluso pequeños bloques de cuarzo, fragmentos de rocas ígneas y metamórficas, y en el sector oriental, concreciones dispersas de colores claros. Estos nódulos presentan una mineralogía global formada por calcita (95%), cuarzo (5%) e indicios de feldespato y filosilicatos. Su mineralogía de arcillas está compuesta casi en su totalidad por esmectitas dioctaédricas similares a las anteriores, e indicios de illita. Hacia techo, cerca del contacto con el conjunto suprayacente, adquieren colores verdosos característicos de fenómenos de óxido-reducción. La potencia máxima observable corresponde al afloramiento de El Bonal, donde es de unos 3 m, mientras en las zanjas se llegan a apreciar unos 2 m. Localmente, estas facies se encuentran dispersas en materiales arcósicos de color beige-anaranjado (ermita de San Roque).

Por lo que respecta a los materiales cenozoicos más recientes (Plioceno-Holoceno), se pueden distinguir varios conjuntos:

* Depósitos asociados a los conos de deyección. Compuestos fundamentalmente por aglomerados granosostenidos, con bloques de 10 a 20 cm de cuarzo y granitoides, y matriz limo-arcillosa con abundante materia orgánica. Presentan escasa compactación y no se observan notables diferencias entre las distintas etapas de aluvionamiento distinguidas.

* Depósitos asociados a los glaciares mixtos y laderas de la vertiente septentrional. Se trata de aglomerados matrizsostenidos constituidos por bloques de granitoides y cuarzos muy heterométricos empastados en matriz arcillo-limosa con abundante materia orgánica; escasamente consolidados y muy afectados por procesos edáficos actuales.

* Depósitos aluviales-coluviales de fondo de vaguada de tributarios y navas endorreicas. Arcillas limosas con abundante materia orgánica y enriquecimientos locales de óxidos de hierro debido a fenómenos estacionales de gleyzación.

* Secuencia de relleno del fondo de la fosa. Corresponde a depósitos fluviales (de canal y llanura de inundación) junto a aportes de las laderas. La descripción de estos depósitos ha sido posible gracias a la apertura de una zanja de saneamiento de una longitud de varios centenares de metros y unos 3 m de profundidad, en verano de 1993 (figura 4):

- Conglomerados granosostenidos de cantos angulosos algo discoidales, heterométricos; la matriz es tamaño arena y grava, y composicionalmente predomina el cuarzo y los fragmentos de rocas metamórficas y de granitoides. Internamente presentan imbricaciones de cantos y una ligera tendencia granodecreciente hacia techo. En las zonas que se sitúan sobre el sustrato granítico, en los bordes de la cuenca, parecen reconocerse al menos tres secuencias granodecrecientes superpuestas a escala decimétrica. El contacto es erosivo y discordante sobre el primer conjunto, con geometrías canaliformes y niveles milimétricos de óxidos de Fe y Mn. La potencia a lo largo de la zanja es variable, de unos 40 cm en los lechos convexos a 22 cm cuando su base es planar.

- Arenas arcósicas gruesas sin apenas matriz (muy lavadas), con cantos centimétricos y gravas sueltas. Localmente se encuentran impregnadas por óxidos de Fe, en los contactos con otras facies de diferente permeabilidad (lentejones centimétricos de arcillas y limos), y a techo del propio nivel. El contacto con el conjunto infrayacente es, en algunas zonas, gradual, constituyendo la parte superior de la secuencia granodecreciente; en otras por el contrario es brusco, realizándose con un nivel de *lag* de gravas gruesas. La potencia observable varía entre 20 y 25 cm, situándose a techo un nivel centimétrico de arcillas pardas.

- Arenas arcósicas o subarcósicas de grano medio-grueso y colores beige, con laminación subhorizontal patente, e intercalaciones de lentejones con granulometría gruesa. El conjunto se organiza en paquetes de unos 40 cm, estratocrecientes a techo, y marcando secuencias granodecrecientes características, que comienzan con un *lag* de gravas (ligeramente erosivo sobre la secuencia anterior), y finalizan con arenas finas limosas y un pequeño nivel centimétrico de arcillas pardas, donde localmente existen concentraciones de

óxidos de hierro. El contacto a base es planar escasamente erosivo, y la potencia máxima del conjunto es de 2,90 m.

- Limos arcillosos pardos oscuros con abundante materia orgánica y rasgos de bioturbación subactual, sobre el que se desarrolla el suelo edáfico. Su máximo espesor hasta la superficie es de unos 80 cm.

DISCUSIÓN DE LA CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA DE LOS MATERIALES ARCÓCICOS

En las arenas arcósicas, tanto la illita como la caolinita pueden tener su origen en la alteración del basamento hercínico formado por gneises y granitoides (GARZÓN, 1980). La caolinita está asociada al desarrollo de saprolitos caoliníticos, que presentarían mayor desarrollo allí donde se forman sobre sustratos graníticos. Estos saprolitos están muy extendidos en todo el basamento hercínico, relacionados con una paleosuperficie (García-Talegón *et al.*, 1994). Una sección característica de estos perfiles de alteración presenta: una zona inferior compuesta principalmente de filosilicatos de tipo 1:1 ($\approx 71\%$) formada fundamentalmente por minerales del grupo del caolín (caolinita, caolinita desordenada y 7A-halloysita), y una zona superior silicificada por ópalo, compuesta por la parte alta del saprolito y una fina cobertera sedimentaria siderolítica; aquí, el contenido de filosilicatos es algo menor ($\approx 40\%$) y en algunos casos muestra características pedogenéticas.

La aparición de la illita está más ligada con sustratos de carácter gnésico (Rodas *et al.*, 1990). Los datos de cristalinidad de la illita (KUBLER, 1967) sitúan este conjunto de materiales en el campo de la anquizona, zona intermedia entre la diagénesis y el metamorfismo. Estos materiales paleógenos solamente han sufrido procesos de diagénesis temprana, lo que implica un carácter heredado para estas illitas anquimetamórficas.

La paligorskita, aparece asociada a procesos edáficos en los sedimentos eocenos cercanos a la zona de estudio (RODAS *et al.*, 1994), donde algunos encostramientos están constituidos casi en su totalidad por este mineral. Estos autores indican que bajo condiciones de clima árido, las paligorskitas se generarían por el reemplazamiento de esmectitas trioctaédricas o que estas esmectitas actuarían como lugar de nucleación para la paligorskita. Para que se produzca su precipitación es necesaria una alta actividad de Mg y Si, y un pH aproximado de 8 (VELDE, 1985; JONES & GALÁN, 1988; y RODAS *et al.*, 1994). En estas cuencas, las fuentes de magnesio estarían relacionadas con la circulación de aguas freáticas alcalinas generadas a partir de las dolomías cretácicas del área madre.

Los sedimentos objeto de estudio presentan unas características similares a las mencionadas anteriormente, si bien no parece que pudo existir ninguna fuente de Mg capaz de generar la concentración necesaria para la formación de paligorskita, al no haber llegado a estas longitudes meridianas la deposición de carbonatos cretácicos. Por lo tanto, el origen más probable para esta

paligorskita es el heredado, fruto de la reelaboración de encostramientos intercalados en sedimentos paleógenos (Paleoceno-Eoceno) del ciclo silíceo e inicios del ciclo arcósico.

Las esmectitas de los sedimentos paleógenos pueden tener un origen mixto heredado-neoformado: debieron formarse por procesos de arenización de los granitoides en zonas mal drenadas (MILLOT, 1970 y GARZÓN, 1980), o neoformarse en estos depósitos.

Por último, los nódulos carbonáticos, en su proceso de crecimiento, engloban fragmentos de las arcosas en las que crecen, por lo que la pequeña proporción de filosilicatos que contienen es similar a la mineralogía de arcillas de aquéllas (esmectita e illita como mayoritarios). La ausencia de paligorskita confirma su carácter detrítico, ya que si fuera neoformada estaría concentrada en estos niveles edáficos, a los que suele estar asociada.

CONCLUSIONES: Hipótesis de evolución cenozoica de la fosa

Partiendo de los datos geomorfológicos y de la interpretación sedimentológica de los depósitos, y enmarcando éstos en los modelos vigentes sobre la evolución morfoestructural del Sistema Central, podemos distinguir una serie de etapas evolutivas desde inicios del Cenozoico (figura 5):

1- Ciclo de arrasamiento pre-paroximal. A finales del Cretácico Superior e inicios del Paleógeno, la zona estaba configurada por una amplia penillanura ligeramente basculada hacia el este. Esta llanura, debida a una amplia superposición de procesos erosivos heterócronos, presentaba un manto de meteorización de espesor desigual, más potente allí donde los materiales ígneo-metamórficos se encontraban más tectonizados; en profundidad, este manto definiría un relieve grabado (*etch*). Las zonas más deprimidas dentro de la penillanura fueron localmente rellenas por materiales del ciclo prearcósico (PEDRAZA, 1978), correlacionables con los descritos en Duero y Tajo como T₁₁, T₁₂ y T₂₁ (FERNÁNDEZ *et al.*, 1989), Amblés (GARZÓN *et al.*, 1981) y Campo Arañuelo (MARTÍN, 1990).

Actualmente podemos encontrar restos de este manto de meteorización en la zona oriental de la fosa, allí donde no está cubierto por sedimentos ni tampoco ha sido desmantelado; esta zona de arenización de los granitoides, composicional y granulométricamente similar a las arcosas oligocenas, se diferencia de ellas por la ausencia de matriz. Entre El Cubillo y Los Prados de las Arrieras presenta un espesor cercano a 1,5 m, en contacto irregular con el substrato no alterado, y está siendo barrido por la arroyada, formando unos *glacis* erosivos algo tendidos hacia el oeste y disectados por amplias vaguadas. En algunos puntos de intensa meteorización se han llegado a desarrollar regueros y pequeñas cárcavas. Posibles restos de estos materiales de la formación T₂₁ afectados por la silcretización generalizada (FERNÁNDEZ *et al.*, *op. cit.*) que dio tránsito al depósito de T₂₂ (facies N.R.G.C.) se encuentran en los fragmentos de silcretas de Prados de los Molinos.

2- Abombamiento generalizado de la Meseta. Los primeros impulsos de la orogenia alpina producen un abombamiento generalizado de la superficie,

definiendo a grandes rasgos una divisoria central en la Meseta. En detalle, dentro de esta gran cúpula podrían diferenciarse ondulaciones de menor rango, definiendo pequeñas depresiones en las que pudieron preservarse los materiales del ciclo prearcósico. El régimen general sería distensivo SO-NE, dando lugar a fracturas de dirección NO-SE y buzamientos próximos a 40° (correlacionable con la fase Extremadura de Martín, 1990).

Una de estas depresiones menores, de dirección ONO-ENE en el interior de la divisoria, correspondería a la actual posición de la fosa, con una prolongación oriental a través del corredor de Navalacruz. En ella se reelaboraron en esta fase los materiales del ciclo prearcósico (silíceo) y los mantos de alteración.

3- Etchplanación parcial y relleno de las depresiones. Durante el Oligoceno, la erosión de las elevaciones que configuraban las divisorias conlleva una removilización del manto de meteorización y los materiales prearcósicos, y la aparición en superficie de los antiguos relieves grabados. Estos materiales, de naturaleza arcósica (N.R.G.C.), rellenaron las depresiones interiores y periféricas, constituyendo el inicio del ciclo arcósico (PEDRAZA, 1978), que aquí denominaremos I (correlacionable con la formación T₂₂ de FERNÁNDEZ *et al.*, *op. cit.*).

En las divisorias secundarias que bordeaban la depresión de Garganta-Navalacruz, se inicia el desmantelamiento del perfil de alteración y los materiales prearcósicos mediante pequeños torrentes que, en su desembocadura a la depresión, generan un sistema de abanicos aluviales coalescentes. Durante un tiempo, la depresión Garganta-Navalacruz funciona como una pequeña cuenca endorreica con una notable subsidencia y sin apenas relación de distalidad en las facies, dado que el área fuente de la depresión está en sus propios bordes. Los relieves circundantes de las divisorias tienden a suavizarse adoptando perfiles tendidos y la depresión llega a colmatarse.

4- Desnivelación conjunta del macizo. Las principales fases tectónicas, en impulsos continuos de intensidad creciente entre el Oligoceno y el Mioceno Superior, elevan el macizo en su conjunto respecto a las grandes fosas circundantes (Duero y Tajo), mientras que apenas afecta a la reactivación de las fracturas en el interior del macizo.

De esta forma, el conjunto formado por la depresión y sus divisorias circundantes se eleva como un todo uno hasta una cota próxima a los 1.500 m; los suaves relieves circundantes de las depresiones intermontanas no se reactivan diferencialmente respecto a la depresión, motivo por el cual no se produce en ésta la sedimentación de materiales durante el resto del ciclo arcósico (que aquí denominaremos «ciclo arcósico II»).

5- Desnivelación selectiva de bloques axiales. Tras las etapas orogénicas paroximales, se producen una serie de movimientos en la vertical tardíos que conllevan una desnivelación de bloques en el interior del macizo. Estos movimientos podrían corresponder a fases neotectónicas pliocenas e incluso del Pleistoceno Inferior.

Así la divisoria norte de la depresión se eleva casi 400 m respecto a la sur a través de un sistema de fallas inversas en relevo que sigue la dirección de una marcada banda de cizalla hercínica E-O. De esta forma se configura la alineación Sierra de Villafranca-La Serrota, y parte de los materiales oligocenos que ocupaban el borde Norte de la depresión son cabalgados y reelaborados desde los bloques elevados al fondo de la depresión. Paralelamente también se produce el rejuego de las fracturas de dirección NNE-SSO, como el sistema Pto. de Menga-Pto del Pico, aislando la fosa de Garganta del Villar del corredor de Navalacruz.

La fosa de Garganta, así configurada, está ocupada por un sistema de abanicos aluviales coalescentes drenados por una corriente longitudinal muy energética con barras de gravas y arenas. La subsidencia diferencial entre la zona occidental de la fosa frente a su extremo oriental (separadas ambas por el rejuego de la falla del A^o de las Serradillas), genera una acumulación preferente de materiales conglomeráticos en la primera, mientras que en la segunda se produce el lavado de la cubierta sedimentaria paleógena.

En la ladera meridional, mientras tanto, se desarrolla un extenso *glacis* erosivo aprovechando el basculamiento estructural de la divisoria sur, marcadamente disimétrico. Algo parecido sucede en las áreas inter-abanico del borde septentrional de la fosa allí donde afloran materiales paleógenos, que tienden a formar un *glacis* mixto, erosivo cerca del *nick*, donde desmantela los sedimentos, y con un exiguo depósito hacia su enlace con el centro de la fosa.

6- Incisión fluvial y desnivelación del *glacis*. Un descenso generalizado del nivel de base durante el Cuaternario produce una incisión del sistema fluvial en sus depósitos y en el propio *glacis*, que queda desnivelado e incluso relegado a replanos aislados en el margen septentrional. Paralelamente se sigue produciendo la exhumación de substrato tanto en el borde meridional como en la zona oriental de la depresión.

En este momento quizás se produjera la captura de la corriente que drenaba la fosa mediante la erosión remontante de un afluente del arroyo del Puerto, motivo por el cual el actual río Alberche no recorre la fosa en su totalidad. No se descarta la posible influencia neotectónica en el proceso, ya que el amplio codo de captura se genera a favor de la falla del A^o de las Serradillas, que debió tener cierto rejuego en las fases póstumas.

7- Etapa de subsidencia aluvial y formación de conos de deyección. La existencia de una cierta subsidencia en la zona occidental de la fosa, ha permitido la acumulación y preservación del relleno superior pleistoceno y holoceno, caracterizado por el desarrollo de una amplia llanura de inundación de un río marcadamente meandriforme. Durante los periodos fríos pleistocenos las divisorias sufrieron intensos fenómenos periglaciares, que tuvieron su reflejo en las áreas encharcadas de la llanura de inundación con la formación de morfologías de hinchamiento por cuña de hielo (tipo hidrolacolito y céspedes almohadillados). Durante la fase würmiense, las cumbres de La Serrota se ven ocupadas por extensos mantos nivales, formándose pequeños glaciares de circo y nichos de nivación, como los de Serradillas y Bajondillo.

Por la progresiva jerarquización de la red en el borde septentrional, y en menor medida en el meridional, los torrentes que llegan a la fosa arrastran gran cantidad de materiales que se disponen en elongados conos de deyección. Aunque no muy bien definidas, pueden distinguirse tres fases deposicionales superpuestas en los conos: la primera genera los abanicos de mayor extensión, cuyos depósitos están interdigitados con los de la llanura; la segunda y tercera representan una agradación progradante conservativa, generándose conos no telescópicos. Cuando estos conos son ligeramente telescópicos, como es el caso del procedente del A^o Gil, condicionan sobremanera la disposición en planta del canal principal (río Alberche), que pasa a tener índices de sinuosidad menores de 1,2.

AGRADECIMIENTOS

Los autores quisieran agradecer su inestimable colaboración en las tareas de documentación y muestreo en campo a José Francisco Martín Duque, del Departamento de Geodinámica de U. Complutense de Madrid. Asimismo, a D. Miguel Ángel Sanz Santos, del Aula de Informática, por su apoyo técnico en la elaboración del M.D.T.; y a Agustín Blanco Argüello en la delineación de las figuras.

BIBLIOGRAFÍA

- FERNÁNDEZ, P., MAS, R., RODAS, M., LUQUE, F.J. & GARZÓN, M.G. (1989): Los depósitos aluviales del Paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): evolución y minerales de la arcilla característicos. *Estudios geológicos*, 45, 27-43.
- GARCÍA-TALEGÓN, J., MOLINA E. & VICENTE, M.A. (1994): Nature and characteristics of 1:1 phyllosilicates from weathered granite, Central Spain. *Clay Minerals*, 29, 727-734.
- GARZÓN, M.G. (1980): *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica*. Tesis Doctoral, Facultad de CC. Geológicas, U. Complutense de Madrid, 425 p. (inédito).
- GARZÓN, M.G., Ubanell, A.G. & Rosales, F. (1981): Morfoestructura y sedimentación terciarias en el Valle de Amblés (Sistema Central Español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 655-665.
- JONES, B.F. & GALÁN, E. (1988): Sepiolite and palygorskite. *Reviews in Mineralogy*, 19, 631-674.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica*. IGME, 113 págs., Madrid.
- KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages Tectoniques. Coll. Neuchâtel*, 105-122.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974): Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-160.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1990): Distensión-compresión en la cuenca de Campo Arañuelo. Implicación cortical. *Geogaceta*, 8, 39-42.
- MILLOT, G. (1970): *Geology of clays: weathering, sedimentology, geochemistry*. Springer-Verlag, 430 págs., New York.

- PEDRAZA, J. de (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Facultad de CC. Geológicas, U. Complutense de Madrid, 600 p. (inédito).
- PEDRAZA, J. de (1994): Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones Morfotectónicas. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, 19, 91-118.
- RODAS, M., GARZÓN, M.G., LUQUE, F.J. & MAS, R. (1990): Correlation between the paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero Basins (Central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. *Sci. Géol. Mém.*, 88, 43-52.
- RODAS, M., LUQUE, F.J., MAS, R. & GARZÓN, M.G. (1994): Calcretes, palycretes and silcretes in the paleogene detrital sediments of the Duero and Tajo Basins, Central Spain. *Clay Minerals*, 29, 273-285.
- SCHULTZ, L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for Pierce-Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 391-C.
- SCHWENZNER, J.E. (1937, 1943): La morfología de la región montañosa central de la meseta española. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 41, 121-148. Traducción de: Zur morphologie des Zentral Spanischen Hochlandes. *Geograph Abhandlungen Stuttgartrad.*
- UBANELL, A.G. (1975): Localización de una depresión terciaria en el curso alto del Alberche (sistema central español). *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVI-V, 478-484.
- VELDE, B. (1985): *Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significace*. Chapman & Hall, 198 págs., London.

Pies de Figura

Figura 1. Modelo digital de elevación para la fosa de Garganta del Villar y su entorno, obtenido a partir de la información de los mapas topográficos 1:25.000 del I.G.N. Puede observarse la situación del fondo de la depresión (parte central llana), las elevaciones circundantes, y los nombres de los principales núcleos de población.

Figura 2. Mapa geomorfológico del entorno de la fosa del Alto Alberche a escala 1:100.000, donde queda reflejada la notable diferencia entre las vertientes septentrional y meridional del valle. Obtenido a partir de fotointerpretación de fotogramas aéreos a escala 1:30.000. La configuración del fondo de la depresión, en blanco ocupando la parte central del mapa, aparece detallado en la figura 3.

Figura 3. Esquema geomorfológico del fondo de la depresión de Garganta del Villar, con los principales elementos geomorfológicos y formaciones superficiales descritas en el texto. Igualmente se indica la posición de las ocho columnas sedimentológicas reflejadas en la figura 4.

Figura 4. Columnas sedimentológicas de los ocho afloramientos donde mejor se observan los materiales oligocenos (T_{22}) y/o cuaternarios (Q) del fondo de la depresión, ambos suprayacentes a los granitoides hercínicos (G). La fila superior corresponde a localizaciones del borde septentrional, mientras que la inferior a aquéllas próximas al margen meridional; ambas se ordenan de oeste a este, de izquierda a derecha.

Figura 5. Perfiles simplificados representativos de las diferentes etapas reconocidas en la evolución cenozoica de la fosa. Entre los perfiles 4 y 5 se produce un cambio de escala con objeto de representar mejor el detalle de la depresión.

1, Ciclo de arrasamiento pre-paroximal, con la formación de un manto de meteorización (rayado oblicuo) y depósito de materiales del ciclo prearcósico o megaciclo silíceo (T_1 , en negro). Cretácico Superior- Eoceno Inferior.

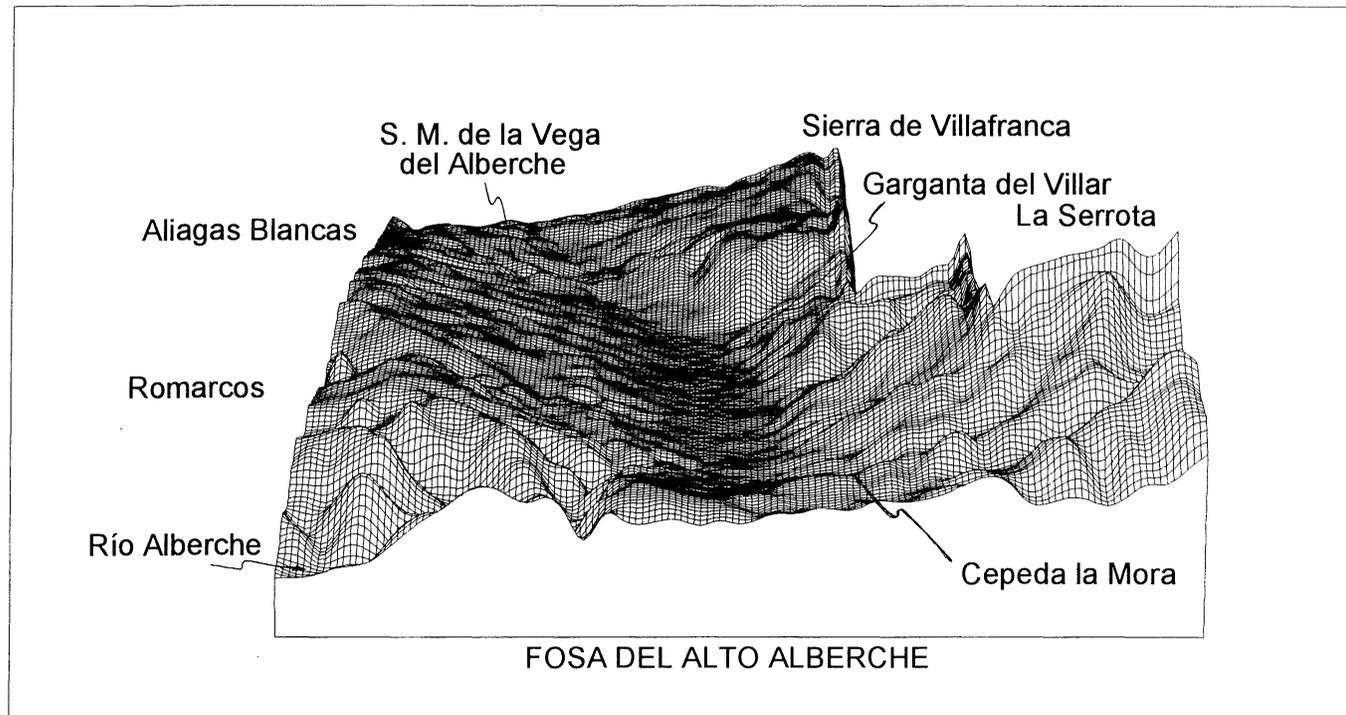
2, Abombamiento generalizado de la Meseta, con la formación de las divisorias principales, y pequeñas depresiones de menor amplitud dentro de ellas. Eoceno Superior-Oligoceno.

3, Etchplanación parcial y relleno de las depresiones por materiales del ciclo arcósico I (T_{22} , en punteado fino). Oligoceno.

4, Desnivelación conjunta del macizo, con depósito de materiales arcósicos (punteado medio) en las grandes cuencas marginales. Mioceno.

5, Desnivelación selectiva de bloques axiales (Serrota), cabalgando sobre los depósitos oligocenos e induciendo el depósito de materiales conglomeráticos (en punteado grueso). Plioceno.

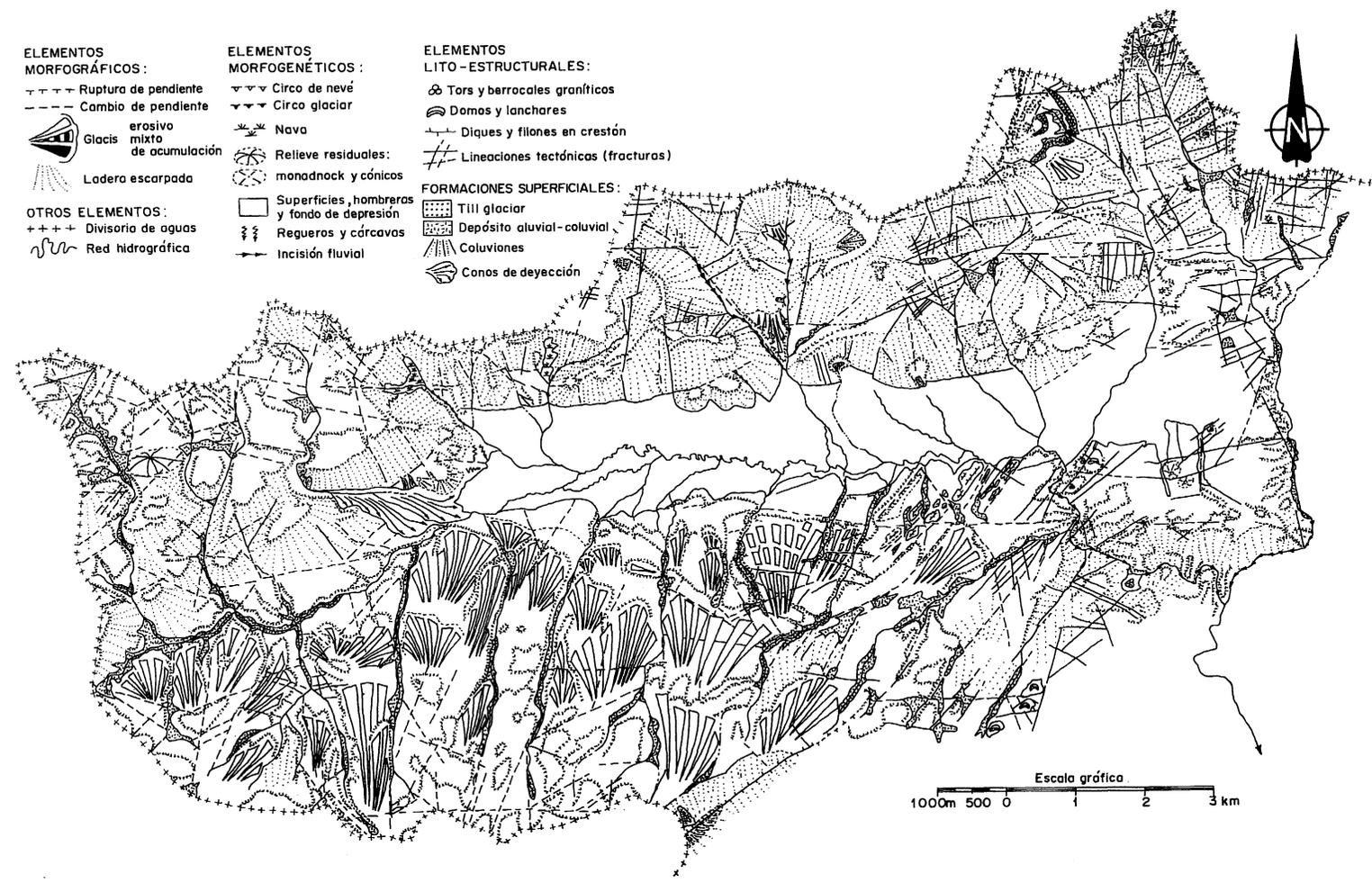
6 y 7, Subsistencia en las depresiones, con la formación de *glacis*-vertientes y el depósito de materiales aluviales (conos de deyección y llanura de inundación). Pleistoceno Inferior-Holoceno.



- ELEMENTOS MORFOGRÁFICOS:**
- - - - - Ruptura de pendiente
 - - - - - Cambio de pendiente
 -  Glacis erosivo mixto de acumulación
 -  Ladera escarpada
- OTROS ELEMENTOS:**
- +++++ Divisorio de aguas
 -  Red hidrográfica

- ELEMENTOS MORFOGENÉTICOS:**
-  Circo de nieve
 -  Circo glaciar
 -  Nava
 -  Relleve residuales: monadnock y cónicos
 -  Superficies, hombreras y fondo de depresión
 -  Regueros y cárcavas
 -  Incisión fluvial

- ELEMENTOS LITO-ESTRUCTURALES:**
-  Tors y berrocales graníticos
 -  Domas y lanchares
 -  Diques y filones en crestón
 -  Lineaciones tectónicas (fracturas)
- FORMACIONES SUPERFICIALES:**
-  Till glaciar
 -  Depósito aluvial-coluial
 -  Coluviones
 -  Conos de deyección



Escafe gráfica
1000m 500 0 1 2 3 km

ELEMENTOS MORFOGRÁFICOS:

- Cambio de pendiente
- Ruptura de pendiente (escarpe)
- Glacis erosivo mixto de acumulación

ELEMENTOS ALUVIALES:

- Canal principal (río Alberche)
- Canal subsidiario (arroyos)
- Canal abandonado subectual

FORMACIONES SUPERFICIALES:

- Cono de deyección
- Depósitos aluviales de la llanura de inundación
- Depósitos aluvial-coluviales (navas y depresiones endorreicas)

ELEMENTOS LITO-ESTRUCTURALES:

- Lineación tectónica
- Tors graníticas
- OTROS**
- Núcleo de población

