

GEOMORFOLOGÍA DEL SECTOR MERIDIONAL DE LA CUENCA DEL GUADIANA

J. Rodríguez Vidal (*), M. Villalobos (**), A. Jorquera (**) y F. Díaz del Olmo (***)

RESUMEN

El estudio geológico y geomorfológico del borde meridional de la Cuenca del Guadiana ha permitido introducirnos en la historia geológica reciente de este sector del Macizo Hespérico y reconocer su origen como resultado de la compartimentación tectónica del zócalo aplanado con anterioridad o a comienzos del Terciario.

Los perfiles edáficos y alteritas preexistentes comenzaron a ser erosionados de los umbrales y transportados al interior de la cuenca, iniciándose su relleno durante el Oligo-Mioceno con facies detríticas lacustres y completándose con detríticos fluviales de carácter expansivo, a la par que se verificaba una deformación tectónica con fallas normales N120°E y N40°E.

El techo de la sedimentación neógena se completa con una facies caliza de origen lacustre que enlaza topográficamente con una superficie erosiva sobre el zócalo. Este aplanamiento es basculado hacia el NW durante el Plioceno, favoreciendo la génesis de la Raña y el exorreísmo de la cuenca.

Palabras clave: Geomorfología, Neotectónica, Neógeno, Cuaternario, Cuenca del Guadiana, Badajoz.

ABSTRACT

A geological and geomorphological study in the southern sector of the Guadiana Basin has allowed us to establish an approach to the sequence of morphogenetic events and stratigraphic record during the Tertiary and Quaternary eras.

The planation surface generated in pre-Tertiary times was block faulted by a tectonic activity that gave rise to a smooth basin in this part of the Hercynian Massif. At once the soil and weathering profiles located at topside of landforms were eroded and the resulting products laid down the basin.

Two detrital formations have been distinguished in the Oligo-Miocene deposits. At the lower part, lacustrine clays (Lobon formation) with very variable thickness (less than 80 m) lay on weathered and smoothed basement. After that, fluvial sands and gravels (Almendralejo and Badajoz facies) are deposited with a expansive way, together with a tectonic deformation with N120°E and N40°E fault trends.

Upper Miocene sedimentation is represented by a thin limestone (2 m), like calcrete facies, deposited on swamps with periodic oscillations of the water level and semiarid climatic conditions.

The top plain of the Neogene succession connects with a pediment on outcropping basement. During Pliocene both surfaces were tilted to the NW and Plio-Quaternary deposits (Raña) were produced.

Key words: Geomorphology, Neotectonic, Neogene, Quaternary, Guadiana Basin, Badajoz.

Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 157-164.

Rodríguez Vidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorphology of the southern part of the Guadiana Basin (Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 157-164.

INTRODUCCIÓN

La historia geológica reciente del Macizo Hespérico supone un importante vacío de conocimientos, a pesar de que varios autores han centrado sus estudios en esta región desde hace ya bastantes años. La penillanu-

ra extremeña, que se elabora sobre el zócalo paleozóico y precámbrico y enrasa con los depósitos terciarios de la Cuenca del Guadiana, es una de las zonas peor conocidas, aunque en ella se realizaran los primeros trabajos con Hernández-Pacheco, E. (1928, 1929), Hernández-Pacheco, F. (1947, 1949, 1952, 1956, 1958, 1960) y Ros-

(*) Departamento de Geología, Facultad de Química, Apartado 553, 41071 Sevilla.

(**) INGEMISA, Avenida Virgen de las Angustias 16, 14006 Córdoba.

(***) Departamento de Geografía, Facultad de Geografía e Historia, c/ San Fernando, s/n, 41004 Sevilla.

so de Luna y Hernández-Pacheco (1946, 1949, 1950, 1951, 1954 a, b, c, 1955, 1956 a, b, c, d, 1957 a, b, 1960).

En estos últimos años, y como consecuencia de la elaboración de la nueva serie de mapas geológicos a escala 1:50.000 (plan MAGNA) realizados por el I.G.M.E., los procesos terciarios y cuaternarios se han estudiado con mayor detalle, aunando la doble perspectiva estratigráfica y morfológica, tanto de los sedimentos que rellenan las áreas deprimidas como la de los modelados erosivos en las elevaciones montañosas. Los trabajos de Santos y Casas (1980 *in litt.*) y Casas y Santos (*in litt.*) para el borde septentrional de la Cuenca del Guadiana y los de Muelas y Soubrier (1977), Arriola *et al.*, (1983), Odriozola *et al.*, (1983), Armenteros *et al.*, (1986) y Villalobos *et al.*, (*in litt.*) para el borde meridional de la cuenca y la denominada Tierra de Barros, han iniciado un nuevo estado de conocimientos para la historia geológica neógeno-cuaternaria de la región.

Nuestra aportación es el resultado de la elaboración geológica y geomorfológica de las hojas MAGNA n.º 800

(Villarreal), 801 (Olivenza), 802 (La Albuera), 803 (Almendralejo) y 804 (Oliva de Mérida), junto con un relativo conocimiento a nivel regional.

El sector estudiado (Fig. 1) se localiza en la Provincia de Badajoz, en la margen izquierda del Río Guadiana, sobre las comarcas denominadas por Hernández-Pacheco (1960) como Vegas Bajas del Guadiana y Tierra de Barros. Los materiales que las constituyen son básicamente sedimentos detríticos continentales que se apoyan discordantemente sobre un sustrato ígneo y metamórfico de edad Precámbrico y Paleozoico (Fig. 4).

MÉTODO

El estudio geomorfológico de las hojas anteriormente citadas, nos ha permitido profundizar en la geología reciente de este sector del Macizo Hespérico y esbozar una síntesis evolutiva basada en el análisis morfológico y estratigráfico de la cuenca.

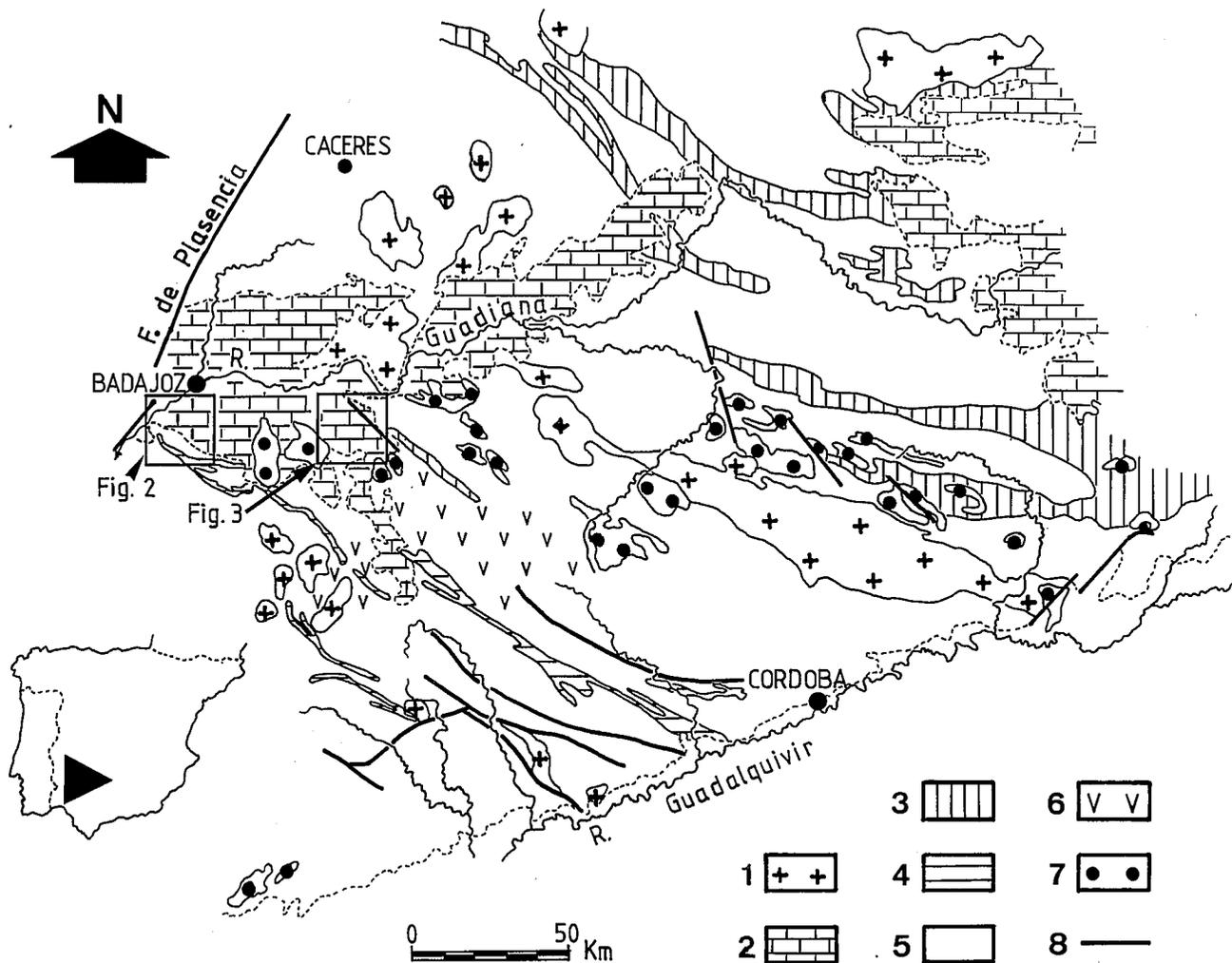


Fig. 1.—Esquema geomorfológico del Hercínico meridional (según Díaz del Olmo y Rodríguez Vidal, *in litt.*) y situación geográfica de las figs. 2 y 3: 1. relieves graníticos, 2. relieves tabulares en cuencas sedimentarias, 3. relieves apalachianos en cuarcitas, 4. relieves apalachianos en calizas, 5. modelado de aplanamiento, 6. alteraciones, 7. rañas y 8. alineaciones tectónicas.

Fig. 1.—Geomorphological diagram of the south Hercynian Massif (Díaz del Olmo and Rodríguez Vidal, *in press*) and geographical location of the figs. 2 and 3: 1. granitic landforms, 2. mesas and structural benches in sedimentary basins, 3. Appalachian landforms in quartzite, 4. Appalachian landforms in limestone, 5. planation surface, 6. weathering, 7. Raña and 8. tectonic lines.

La cartografía geomorfológica realizada representa una banda este-oeste de unos 120 km de longitud, en la que afloran materiales neógeno-cuaternarios en posición deprimida y digitaciones del zócalo hercínico en forma de sierras y elevaciones suaves, con direcciones dominantes NW-SE. De esta cartografía sólo se han esbozado algunos de los aspectos más relevantes (figs. 2 y 3), tratando de resaltar aquellos fenómenos o procesos que, por su carácter regional, pueden aportar datos novedosos a la historia geológica, como son los aplanamientos erosivos o las deformaciones neotectónicas.

DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN GEOMORFOLÓGICA

El borde meridional de la Cuenca del Guadiana, por su configuración topográfica, articula escalonadamente el paso de un área-fuente suavemente elevada a otra, de recepción de sedimentos, ligeramente deprimida. Esta separación arbitraria, puesto que muchos de los procesos fueron comunes a ambas áreas, nos obliga a realizar una descripción e interpretación por partes, dejando para una discusión posterior los aspectos morfológicos de carácter más regional.

1. ZÓCALO HERCÍNICO

Los afloramientos de zócalo en las hojas estudiadas se localizan al oeste (Olivenza) y sobre todo al este (Almendralejo y Oliva de Mérida) en las sierras de San Serván, Peñas Blancas y Utrera, formando alineaciones de dirección hercínica que definen bordes irregulares de cuenca y compartimentan, a su vez, subcuencas marginales. Otros afloramientos, pero en esta ocasión sin apenas relieve, se observan en el fondo o márgenes de lechos fluviales, como en el Río Guadajira, originados por el encajamiento de éstos en la poco potente cubierta neógena.

En las zonas de zócalo aflorante el relieve es erosivo diferencial, condicionado por la alternancia y dureza litológica, sobresaliendo crestas monoclinales de cuarcita, arenisca y caliza paleozóica que conforman una morfología de barras y «hogbacks» de dimensiones variables (Fig. 2). Estas elevaciones montañosas limitan los bordes de cuenca, emergen de entre los depósitos terciarios y condicionan la circulación de una gran parte de la red fluvial generando, a grandes rasgos, un relieve apalachiano ya estudiado en otros sectores del Macizo Hespérico por García Abad y Martín Serrano (1980). Al igual que estos autores, observamos una «nivelación de cumbres» residual que se circunscribe a las mayores elevaciones topográficas y otros aplanamientos, a menor altitud, de mejor representación cartográfica y ubicación cronológica.

1.1. Superficies de aplanamiento

Las superficies de aplanamiento están bien representadas en este sector de la cuenca y pueden asimilarse a diversas circunstancias genéticas.

— NIVEL DE CUMBRES. Situado entre 500 m y 700 m de altitud, no representado en la cartografía y tal vez asimilable a la «superficie inicial» de García Abad y Martín Serrano (1980), cuya edad final de elaboración es preterciaria (Molina *et al.*, 1985).

— SUPERFICIE PALEÓGENA. Es un aplanamiento del zócalo que se localiza fosilizado bajo los depósitos terciarios o en el margen montañoso. Se puede encontrar en tres situaciones diferentes: a) exhumado en el fondo de valles fluviales (180-240 m) (Fig. 4), b) emergiendo entre los depósitos terciarios y arrasado con posterioridad (Fig. 3), y c) en los bordes de cuenca e interior montañoso, enlazando con el techo de la acumulación terciaria (Fig. 2) por erosión tardía (280-450 m).

Este aplanamiento pudo haber sido inicialmente una «superficie grabada» y afectado con posterioridad por una fase de deformación al final del Paleoceno (Molina *et al.*, 1982) que conformó los bloques elevados y las cuencas interiores en el macizo.

La mayor extensión de afloramiento se localiza en la hoja 801 (Olivenza), donde se ha cartografiado un dilatado aplanamiento a los 280-300 m (Fig. 2) que desciende suavemente hacia el norte y orla inselbergs de escasa altura o barras estructurales de dirección hercínica.

Al este, en los alrededores de Almendralejo, aparece esta superficie a techo de umbrales de zócalo limitados por fallas normales (NW-SE y NE-SW) a una cota de 280-340 m (Fig. 3). Hacia el interior montañoso los afloramientos poseen una extensión más reducida, adaptándose a la forma de los paleovalles y con altitudes muy variables, entre 350 m y 450 m.

Más al sur, en la zona de Bienvenida (Díaz del Olmo, 1982), esta superficie erosiva enlaza con el techo de una formación carbonatada neógena de características lacustres.

— SUPERFICIE PLIOCUATERNARIA. Es un aplanamiento erosivo-acumulativo que se localiza al pie de los relieves montañosos y penetra hacia el interior de la cuenca.

En el sector oriental (Fig. 4) se presenta como un «pediment» que rodea los relieves estructurales de cuarcita y que enlaza de forma continua con los depósitos de raña. Se elabora a partir de la superficie de erosión previa, a una altitud entre 320 m y 350 m, y con un desnivel respecto a ella de unos 20-40 metros.

Al NE de Almendralejo, próximo al Río Guadiana, se ha localizado esta superficie alterada por una epigénesis calcárea que afecta al zócalo hasta una profundidad de 2 m, pero sin observar conexión con la raña.

1.2. Deformaciones tectónicas

Todo este relieve aplanado, junto con sus acumulaciones correlativas, nos sirven de superficie de referen-

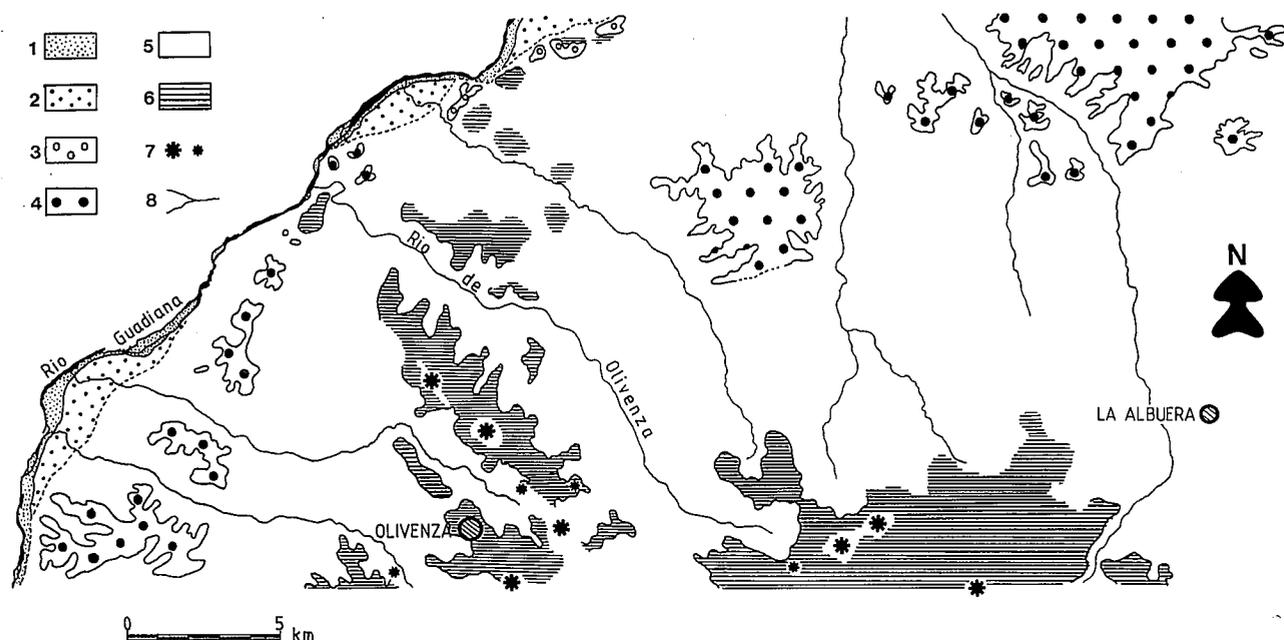


Fig. 2.—Esquema geomorfológico del borde suroccidental de la Cuenca del Guadiana: 1. aluvial reciente-actual del Guadiana, 2. terraza de +5 m, 3. terraza de +10-20 m, 4. terraza de +30-50 m, 5. detriticos miocenos, 6. superficie de erosión sobre zócalo, 7. relieves residuales y 8. red fluvial principal.

Fig. 2.—Geomorphological diagram of the southwest margin of the Guadiana Basin: 1. recent alluvial of the Guadiana river, 2. +5 m terrace, 3. +10-20 m terrace, 4. +30-50 m terrace, 5. Miocene detritals, 6. basement erosion surface, 7. residual landforms (inselberg) and 8. main fluvial network.

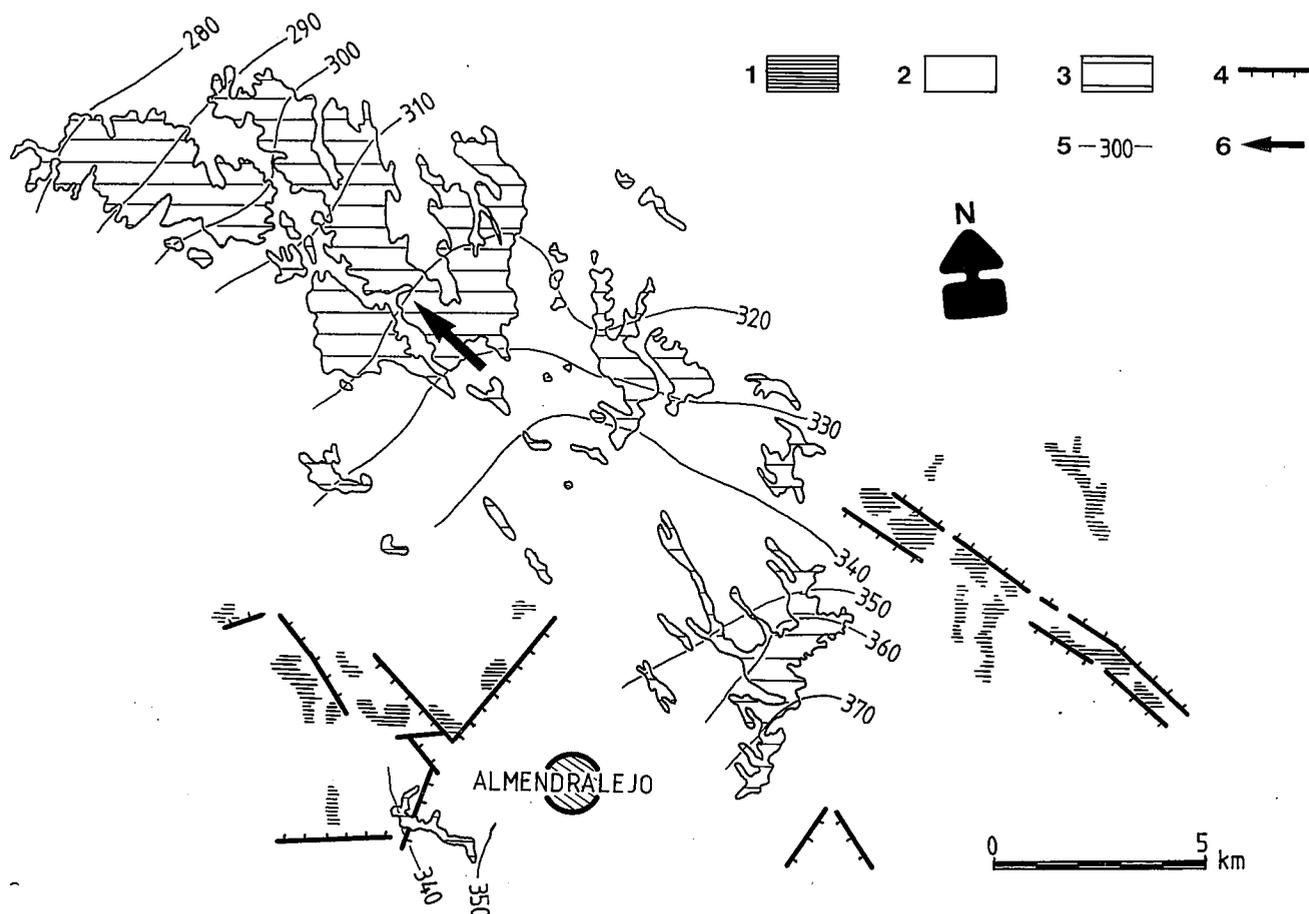


Fig. 3.—Caracteres morfológicos de la deformación neotectónica en los alrededores de Almendralejo: 1. superficie de erosión sobre zócalo exhumado, 2. depósitos miocenos, 3. costra caliza, 4. falla normal, 5. curvas de nivel en la costra caliza y 6. inclinación de la costra.

Fig. 3.—Morphological features of the neotectonic deformation around Almendralejo: 1. exhumed basement erosion surface, 2. Miocene deposits, 3. calcrete, 4. normal fault, 5. calcrete contour lines and 6. calcrete dip.

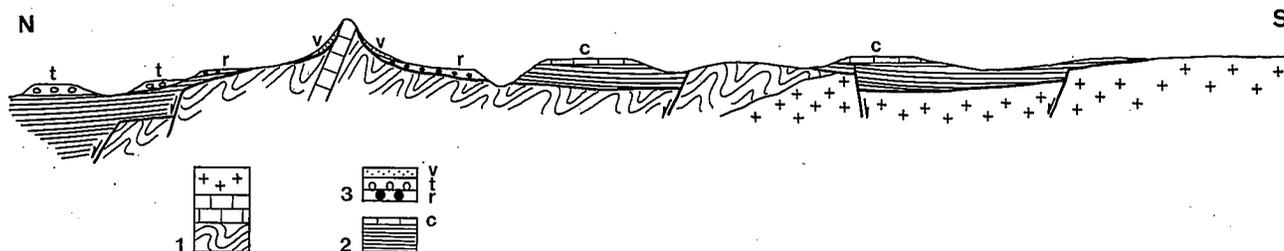


Fig. 4.—Corte morfológico sintético (sin escala) del borde meridional de la Cuenca del Guadiana: 1. zócalo hercínico, 2. depósitos neógenos (c. costra caliza), y 3. depósitos cuaternarios (r. raña, t. terraza del Guadiana, v. vertiente).

Fig. 4.—Synthetic morphological section (without scale) of the south Guadiana Basin: 1. Hercynian basement, 2. Neogene deposits (c. calcrete) and 3. Quaternary deposits (r. raña, t. Guadiana terrace, v. slope).

cia para observar el tipo de deformación tectónica post-hercínica y sus manifestaciones tardías.

En el zócalo emergido y/o en sus márgenes, con posterioridad a la colmatación de la cuenca terciaria, tiene lugar una reactivación tectónica, por rejuego de fracturas tardihercínicas, en forma de fallas normales (Fig. 4) que originan la compartimentación en bloques de la cuenca y el cierre de la misma. Los principales accidentes tectónicos de este tipo son la Falla de Plasencia (Fig. 1), de dirección N40°E, en el límite occidental de la cuenca, y un conjunto de fallas de directriz hercínica dominante (N120°E) localizadas en el extremo oriental (Fig. 3).

Esta actividad tectónica, la más reciente que se reconoce en este sector de la cuenca, afecta a los materiales detríticos terciarios y no a la sedimentación pliocuaternaria, por lo que se situaría entre ambas; es decir, de edad mio-pliocena.

2. CUENCA TERCIARIA

Los depósitos terciarios que afloran en esta margen meridional de la Cuenca del Guadiana, aunque se extienden por una amplia superficie, no poseen espesores significativos. Representan episodios expansivos de la cuenca, que tapizan un sustrato previamente conformado en umbrales y surcos con extensos aplanamientos (Fig. 4).

Del estudio geológico realizado por Villalobos *et al.*, (*in litt.*) se deduce la existencia de dos formaciones: una inferior lacustre y otra superior fluvial. A techo de ésta se instala una caliza lacustre, conocida localmente como «caleño», que culmina la sedimentación neógena.

Según estos autores, la formación interior (F. Lobón) es una sucesión monótona de arcillas y arcillas arenosas de color rojo, masivas, con espesores de hasta 80 m (Hernández-Pacheco, 1952), que reposan directamente sobre el zócalo alterado. Los únicos restos de fauna, reconocidos hasta ahora (ostrácodos y charáceas), indican claramente un medio lacustre, aunque sin poder precisar su edad (Oligoceno-Mioceno).

La formación superior, disconforme sobre la anterior, es expansiva respecto a ésta, penetrando bastantes kilómetros en los márgenes de la cuenca y situándose inconformemente sobre los materiales del zócalo. Su cons-

titución es de detríticos gruesos (conglomerados-arenas, en Facies Almendralejo) con espesores variables entre 30 y 80 m y de detríticos finos (arenas-arcillas, en Facies Badajoz) con espesores de hasta 100 m. Ambas se relacionan lateralmente por medio de un cambio de facies y representan depósitos fluviales de canales y barras y de llanura de inundación respectivamente, dentro de un modelo de río «braided».

A techo de esta serie detrítica terciaria se reconoce una acumulación carbonatada, de hasta 2 m de espesor, suavemente discordante (Fig. 4). Autores recientes (Armenteros *et al.*, 1986) interpretan su génesis en relación con un régimen lacustre de regiones semiáridas, donde se reflejan las oscilaciones periódicas de humedad-sequedad del medio.

El aspecto morfológico de este depósito calizo es el de amplias «mesas», de bordes suavizados, que descienden gradualmente hacia el NW con una pendiente media del 4,5‰ (Fig. 3).

2.1. Deformaciones tectónicas

La actividad tectónica y neotectónica de la cuenca terciaria es más fácilmente detectable, por coincidir en ella tanto formas de erosión como de acumulación que pueden ser utilizadas como superficies topográficas de referencia.

— La primera fase tectónica detectable estaría representada en la compartimentación previa de la cuenca y su configuración como área de recepción de sedimentos. Esto se demuestra por la topografía de la superficie fosilizada bajo el Terciario, por la sedimentación lacustre (cuenca cerrada) de la Facies Lobón y por el sellado expansivo, que se adapta al escalonamiento previo del zócalo, de la Facies Almendralejo.

Esta fase podría datarse al final del Paleógeno, tal vez correlacionable con la «Fase Castellana» de Pérez González *et al.*, (1971).

— La segunda fase estaría representada de nuevo por un régimen distensivo, con fallas normales de directriz hercínica y salto inferior a 50 m, que afecta tanto a los aplanamientos erosivos previos de borde de cuenca como a los sedimentos terciarios que la rellenan.

Los indicadores más evidentes de esta deformación son: a) Las alineaciones y ordenación de la red fluvial,

b) las fallas que afectan al Terciario, exhumando y elevando en los umbrales la superficie del zócalo y c) el basculamiento al NW de la caliza somital neógena.

Dentro de esta etapa de deformación es factible reconocer dos momentos distintos (Fig. 3): uno inicial, posiblemente sinsedimentario con la Facies Almendralejo y/o ligeramente posterior, causante principal de los contactos mecánicos de direcciones N120°E y N40°E entre el zócalo y la cobertera, pero que no afectan a la caliza terminal, y otro momento tardío, de menor incidencia morfológica, que hace bascular hacia el NW la cuenca terciaria.

A falta de dataciones en estos depósitos y teniendo en cuenta criterios regionales, la edad del primer momento en la deformación sería inicialmente intramioceno y la del segundo Plioceno, por lo que éste se podría corresponder con la «Fase Iberomanchega» (Aguirre *et al.*, 1976), de edad Plioceno inferior a medio; aunque existen evidencias en la Meseta de otras deformaciones post-Iberomanchega y pre-raña.

Con posterioridad a la acumulación de la raña, no se ha comprobado en la zona la existencia de otra deformación.

2.2. Depósitos de Raña

La acumulación de la raña es otro suceso morfoestratigráfico de enorme interés en la Meseta. En nuestra zona se han diferenciado dos episodios acumulativos que, aunque no se elaboran escalonadamente en el relieve sino que poseen diferentes procedencias, parecen ser distintos por su altitud relativa.

El nivel más alto procede del sur y tiene los mejores afloramientos al este de La Albuera (Fig. 1). Define un plano inclinado de 1,5 a 2 por mil de pendiente hacia el N, bordes netos pero suavizados y un espesor de depósito de hasta 2 m, constituido por cantos de cuarcita empastados en una matriz arcillosa.

El nivel inferior, de menor recorrido, se adapta al contorno de los relieves estructurales del zócalo, por lo que sus inclinaciones son mayores y la pendiente variable en orientación. En su frente, el borde es suavizado, aunque a veces la red fluvial excava escarpes netos; en la raíz, la acumulación enlaza con un «pediment» de escaso recorrido o es cubierto por los coluviones posteriores. En el sector más oriental (Oliva de Mérida) el «pediment» se escalona en el relieve y se elabora a partir de los restos del aplanamiento más antiguo.

La edad de la raña en la Meseta, según Pérez González (1979), se sitúa en el Villafranquiense superior, en torno a los 2-3 millones de años.

2.3. Karstificación

La karstificación es otro fenómeno geomorfológico bien representado en la zona y que afecta exclusivamente a las calizas del techo de la sedimentación neógena. Estas delgadas plataformas carbonatadas se encuentran salpicadas por dolinas en cubeta poco profundas, de varias decenas de metro de diámetro, pudiendo al-

canzar hasta los 900 m. El residuo de la karstificación son suelos rojos y pardos (Almendro, 1984) que recubren el fondo de las depresiones o de los valles de fondo plano, que resultan al disectar la plataforma y capturar sucesivamente las dolinas.

La edad de la karstificación es difícil de precisar, debido a que por ahora no se han encontrado otros hechos correlativos. Es posible que no sea muy reciente, pudiendo ubicarse entre el Plioceno superior y el Pleistoceno.

Otro fenómeno semejante en cuanto a su forma, no en su génesis, son las depresiones aluviales que afectan a la raña.

2.4. La red fluvial cuaternaria

Una vez finalizada la regularización del relieve por la raña y cubierto el Terciario y el borde del zócalo por ella, se inicia la jerarquización de la red fluvial, que evoluciona a lo largo del Cuaternario.

En la elaboración de las cartografías geológica y geomorfológica de esta región se han diferenciado tres niveles de terraza aluvial (Fig. 2) correspondientes a la margen izquierda del valle del Río Guadiana.

— Terraza T1 a +30-50 m. Es la que presenta mayor extensión superficial y espesor de todo el sistema (unos 30 m). Su morfología es la de amplias plataformas aisladas en el relieve, aunque el conjunto de los afloramientos sea paralelo al cauce actual del río.

Está constituida por cantos de cuarcita redondeados, de diámetro comprendido entre 1 y 25 cm, con matriz areno-arcillosa. Presenta estructuras internas de laminación y estratificación cruzadas, intercalaciones de bancos de arenas y gravas e hiladas de cantos.

— Terraza T2 a +10-20 m. De menor extensión de afloramiento se presenta como un estrecho cordón que corona la cima de elevaciones muy suavizadas, en las inmediaciones del thalweg del río. Tiene las mismas características litológicas y sedimentológicas que el nivel anterior.

— Terraza T3 a +5m. Es el nivel más reciente del río y queda cubierto por las aguas durante las máximas crecidas. Se sitúa siempre en las inmediaciones del talveg y solo está desarrollado en la zona interna de meandros.

Litológicamente está constituido por arenas finas y medias con buen grado de clasificación y sin estructuras internas visibles. En superficie es fácil distinguir estructuras de migración de cauces en zonas de meandros y canales abandonados.

No existen, por ahora, criterios cronológicos válidos que puedan ser utilizados para establecer una datación de las acumulaciones de terrazas y sus depósitos correlativos de vertiente.

CONCLUSIONES

Los problemas planteados en este trabajo son el resultado de concebir una cuenca sedimentaria no sólo co-

mo un área de recepción de sedimentos, sino como un ente dinámico capaz de intercambiar energía y generar materiales bajo determinadas circunstancias climáticas y/o tectónicas y cuya impronta erosivo-acumulativa queda reflejada en el relieve por medio de modelados. La distribución cartográfica de éstos y su relación temporal nos permite, en este tipo de cuencas, una más exacta interpretación de su historia geológica.

La Cuenca del Guadiana se nos presenta, a escala del Macizo Hespérico, como una suave discontinuidad morfológica del zócalo aplanado que, durante el Terciario, se constituye como área receptora de sedimentos. El resultado morfológico, al final del Neógeno, es la creación de un nuevo aplanamiento erosivo-deposicional que tapiza las irregularidades —léase cuencas o áreas deprimidas— previas del zócalo. La historia a descifrar quedaría, por tanto, comprendida entre la elaboración final de estas dos superficies de referencia; solo el encajamiento de la red fluvial cuaternaria es capaz de crear nuevos desniveles en la región.

La primera de las superficies, de edad preterciaria, se vio afectada por una actividad tectónica preneógena que fracturó el zócalo en bloques basculados. Los desniveles creados facilitaron, durante el Mioceno, el desmantelamiento de alteritas previas y su acumulación en la cuenca, primero en facies lacustre y posteriormente fluvial. A su vez, algunos bloques del zócalo fueron reactivados tectónicamente y crearon compartimentos menores, que dieron lugar a una nueva sedimentación lacustre bajo clima semiárido.

El relleno final carbonatado hace enlazar la superficie acumulativa neógena con los bordes de la cuenca y los umbrales emergidos de zócalo. La posterior deformación de esta superficie durante el Plioceno originó un basculamiento de la región hacia el NW y es posible que facilitase la génesis de la raña.

AGRADECIMIENTOS

Al I.G.M.E. por facilitarnos la publicación de los datos obtenidos durante la elaboración de las hojas geológicas (Plan MAGNA) de esta región, realizadas por INGEMISA.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, E., Díaz Molina, M., y Pérez González, A. (1976): Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trab. Neóg.-Cuatern.*, 5, 7-29.
- Almendro, J.P. (1984): Contribución al estudio de los suelos de Almendralejo. *VI Jorn. Viticult. Enol. de Tierra de Barros*, Almendralejo.
- Armenteros, I., Dabrio, C.J., Alonso, G., Jorquera, A., y Villalobos, M. (1986): Laminación y bioturbación en carbonatos lagunares: interpretación genética (Cuenca del Guadiana, Badajoz). *Estudios geol.*, 42, 271-280.
- Arriola, A. et al. (1983): Mapa geológico a E. 1:50.000, 2ª ed., n.º 829 (Villafranca de los Barros). Inst. Geol. Min. España, Minist. de Industria, Madrid.
- Casas, J., y Santos, J.A. (en prensa): Mapa geológico a E. 1:50.000, 2ª ed., n.º 751 (Villar del Rey). Instituto Geol. Min. España, Minist. de Industria, Madrid.
- Díaz del Olmo, F. (1982): Geomorfología de Sierra Morena. Estudio del interfluvio de las cuencas fluviales Viar-Rivera de Huéznar. Tesis Doctoral, Univ. Sevilla, 503 págs.
- Díaz del Olmo, F., y Rodríguez Vidal, J. (*in litt.*): Geomorfología del Hercínico meridional. In: *Geomorfología de España*.
- García Abad, F.J., y Martín Serrano, A. (1980): Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del macizo Hespérico (Meseta Central española). *Estudios geol.*, 36, 391-401.
- Hernández-Pacheco, E. (1928): Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. *Trab. Mus. Cienc. Nat.*, Serie Geol., 36, 5-149.
- Hernández-Pacheco, E. (1929): Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14, 183-202.
- Hernández-Pacheco, F. (1947): Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura central. *Notas y Com. del I.G.M.E.*, 17, 3-17.
- Hernández-Pacheco, F. (1949): Las cuencas terciarias de la Extremadura central. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo extraordinario, 1946, 333-344.
- Hernández-Pacheco, F. (1952): Característica general del Terciario continental de la Llanura del Guadiana. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 25, 25-71.
- Hernández-Pacheco, F. (1956): Características geográficas y geológicas de las vegas del Guadiana. *Excma. Dip. Prov. de Badajoz*, 5-156.
- Hernández-Pacheco, F. (1958): Datos geotectónicos de la Extremadura Central. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 50, 329-344.
- Hernández-Pacheco, F. (1960): El Terciario continental de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58, 241-274.
- Molina, E., Blanco, J.A., y Martínez, F.J. (1982): Esquema morfológico evolutivo de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 6(2), 433-448.
- Molina, E., Blanco, J.A., Pellitero, E., Cantano, M., y Jordá, J. (1985): Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector castellano-extremeño. *Studia Geol. Salmant.*, 20, 115-126.
- Muelas, A., y Soubrier, J. (1977): Mapa Geológico a E. 1:50.000, 2ª ed., n.º 828 (Barcarrota). Inst. Geol. Min. España. Minist. de Industria, Madrid.
- Odriozola, J.M. et al. (1983): Mapa Geológico a E. 1:50.000, 2ª ed., n.º 854 (Zafra). Inst. Geol. Min. España. Minist. de Industria, Madrid.
- Pérez González, A. (1979): El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neóg.-Cuatern.*, 9, 23-26.
- Pérez González, A., Vilas, L., Brell, J.M., y Bertolín, M. (1971): Las series continentales al E de la Sierra de Altomira. *I Congr. Hisp-Luso-Amer. Geol. Econ.*, 1, 367-376.

- Rosso de Luna, I., y Hernández-Pacheco, F., *Hojas Geológicas a E. 1:50.000*, 1ª ed., núms.: 753, *Miajadas* (1946); 752, *Mirandilla* (1949); 777, *Mérida* (1950); 778, *Don Benito* (1951); 775, *Badajoz* (1953); 776, *Montijo* (1954a); 803, *Almendrales* (1954b); 750, *Gallina* (1954c); 854, *Zafra* (1955); 779, *Villanueva de la Serena* (1956a); 877, *Llerena* (1956b); 876, *Fuente de Cantos* (1956c); 829, *Villafranca de los Barros* (1956d); 754, *Madrigalejo* (1957a); 731, *Zorita* (1957b) y 751 *Villar del Rey* (1960). Inst. Geol. Min. España. Minist. de Industria, Madrid.
- Santos, J.A., y Casas, J. (1980): Estudio geológico del Terciario continental, en el borde de la Cuenca del Guadiana, al N de Badajoz. *Tecniterrae*, 37, 7-21.
- Santos, J.A., y Casas, J. (en prensa): *Mapa Geológico a E. 1:50.000*, 2ª ed., n.º 750 (*Gallina*). Inst. Geol. Min. España. Minist. de Industria, Madrid.
- Villalobos, M., Jorquera, A., Apalategui, O., y Rodríguez Vidal, J. (en prensa): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, resumen enviado al VII Reunión del Grupo de Ossa-Morena, 1985.

Recibido el 4 de junio de 1987
Aceptado el 15 de julio de 1987