

La tectónica alpina en el SO peninsular (España)

Alpine tectonics in the SO of Iberian Peninsula (Spain)

R. Tejero, M. Tsige y G. Garzón

1 Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense, C/ José Antonio Novais, 12. 28040 Madrid.
rosatej@ucm.es; meaza@ucm.es; mini@ucm.es

Resumen: La tectónica alpina en el SO peninsular está caracterizada por cabalgamientos E-O a ENE-OSO y desgarres sinestrales NE-SO que dan lugar a la formación de cuencas sedimentarias E-O. El estudio de la mineralogía de la fracción < 2µm del relleno sedimentario de las cuencas de Coria, Cañaverall y Guadiana muestra la existencia de tres secuencias deposicionales. La Secuencia Depositional Inferior, discordante sobre el basamento, presenta una asociación mineralógica illita(predominante)-caolinita-esmectita y solo se ha encontrado en la Cuenca del Guadiana. Su formación estaría relacionada con la formación de pequeñas cuencas limitadas por fallas E-O. La Secuencia Depositional Superior se dispone sobre la secuencia anterior y sobre el basamento. La asociación mineralógica característica es esmectita(predominante)-illita-caolinita. Se encuentra en todas las cuencas estudiadas. Representa abanicos aluviales colaescentes cuyo espesor disminuiría hacia el sur. La actividad tectónica fractura la zona creando cuencas que se rellenan con los sedimentos preexistentes y siguen evolucionando controladas por las fallas de los bordes. La Unidad Culminante está relacionada con la actividad de las fallas de los bordes septentrionales de las cuencas. Por último estas estructuras controlan la geometría de la red de drenaje actual provocando la orientación E-O de los cursos principales y los cambios de trayectoria cuando encuentran relieves creados por los desgarres NE-SO.

Palabras clave: Tectónica Alpina, SO peninsular, cuencas cenozoicas, estructuras E-O y NO-SE

Abstract: *Alpine tectonics on the SO of the Iberian Peninsula develops two main family fault: NE-SW strike-slip left-handed faults and E-O to ENE-OSO thrusts located at the basins margins. Basins show a main E-O trend. A detailed study of clay mineral composition (<2 µm) in 229 samples collected in Coria, Cañaverall and Guadiana basin. The Lower Depositional Sequence (LDS) lies unconformable over basement rocks. Its mineralogical association is illite(predominant)-kaolinite-smectite. It has been found only in the Guadiana Basin, infilling small E-W grabens. Upper Depositional Sequence (UDS) forms widespread deposits lying over LDS or basement rocks. Its mineralogical association is smectite(predominant)-illite-kaolinite. It should represent coalescing alluvial fans whose thickness decrease to the south. Tectonic activity begin and is more intense in the northern area, where conglomerates dominate; deformation migrates to the south and develop small basins filled with pre-existing sediments that evolve separately. Kaolinite is the clay mineral characteristic of the Culminating Unit. This unit is related to faults basins borders activity. E-O to NE faults control the drainage network. Main fluvial courses follow the basins main axis trend (~E-O) experiencing changes in their path when they found block-faulted uplifted and must deviate. This is the case of the Guadiana River when it arrives at the Messegana-Plasencia Fault old scarp.*

Key words: *Alpine tectonics, SW Iberia, Cenozoic Basins, E-W and NE-SW structures*

INTRODUCCIÓN

El SO de la Península Ibérica está constituido por un extenso afloramiento de basamento varisco, en el que están representadas las Zonas Centroibérica, Ossa-Morena y Sudportuguesa. Las estructuras variscas de orientación NO-SE están cortadas transversalmente por las fallas alpinas E-O que crean alineaciones de sierras, como los Montes de Toledo y depresiones rellenas de sedimentos terciarios como las cuencas del Guadiana y del Tajo. Tampoco es raro encontrar remanentes de la sedimentación terciaria en zonas de basamento, relativamente elevadas, caracterizadas por una

topografía suave correspondiente a una superficie de erosión. La relación entre las estructuras alpinas y el relleno de las cuencas, en particular de las asociaciones mineralógicas de las rocas sedimentarias, ha permitido establecer la existencia de tres unidades litoestratigráficas que se pueden correlacionar con las etapas de actividad tectónica Alpina de la región.

LAS ESTRUCTURAS ALPINAS

En la Figura 1 se presenta el análisis estadístico de los datos digitales de la topografía en el que se ha aislado los principales aspectos lineales. En el análisis se ha aplicado un filtro gaussiano de paso alto con una

longitud de onda de corte de 5000m (ver detalles del método en Tejero López y Garzón Heydt, 2014). La distribución gaussiana muestra la existencia de dos dominios: un dominio caracterizado por valores bajos variando entre 15 y -15, coloreado de amarillo, rojo y verde y otro dominio que engloba las magnitudes extremas tanto negativas como positivas (colores rosas y azules). El primer dominio marca los relieves suaves como las cuencas terciarias y los remanentes de antiguas superficies de erosión (cartografiadas en la figura 2). El segundo los relieves más abruptos asociados a relieves montañosos en gran parte de tipo apalachiano. En estos dominios y sus límites aparecen estructuras lineales ligadas fallas cartografiadas (Fig. 2).

La contrastación de este análisis con datos geológicos ha puesto de manifiesto los principales sistemas de fallas alpinas. En el esquema estructural

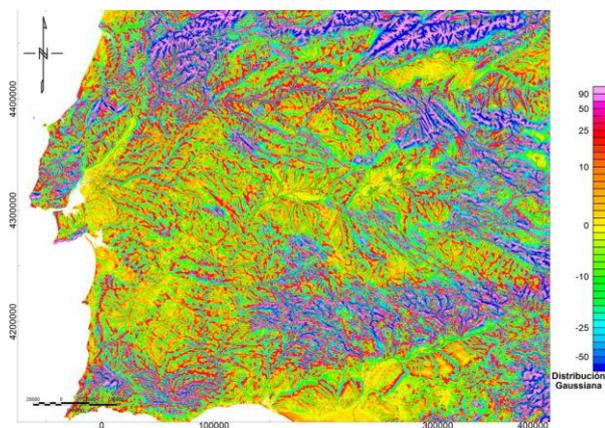


FIGURA 1. Distribución gaussiana del área estudiada. Destaca la presencia de dos dominios: 1) tonos amarillo, rojos y verdes asociados a relieves suaves como las cuencas cenozoicas y las superficies de erosión antiguas; 2) tonos azules y rosas en áreas montañosas y abruptas.

elaborado (Fig. 2) destaca la presencia de fallas NE-SO, entre los que se encuentran dos de las fallas e mayor longitud de la Península: la Falla de Messejana-Plasencia y la Falla de Mérida. Este sistema no solo fractura en bloques el basamento, sino que también afecta al interior de las cuencas y, sobre todo, a sus límites este y oeste. La falla de Mérida es responsable de la división de la Cuenca del Guadiana en Vegas Bajas y Vegas Altas. Ambas elevan el bloque oriental creando un obstáculo que el Guadiana salva con un meandro forzado en las proximidades de la Falla de Mérida y a cambiar el rumbo hacia el sur al encontrarse los relieves asociados a la Falla de Messejana-Plasencia. Las fallas E-O a ENE-OSO forman otro sistema bien definido. Son cabalgamientos y fallas inversas a cuyo pie se encuentran ubicadas las cuencas. Son desplazadas por las fallas NE-SO dando una geometría escalonada a los márgenes septentrionales de las cuencas. Las fallas NO-SE no parecen tener una representación muy penetrativa, aunque pueden estar enmascaradas por la orientación general de las estructuras variscas.

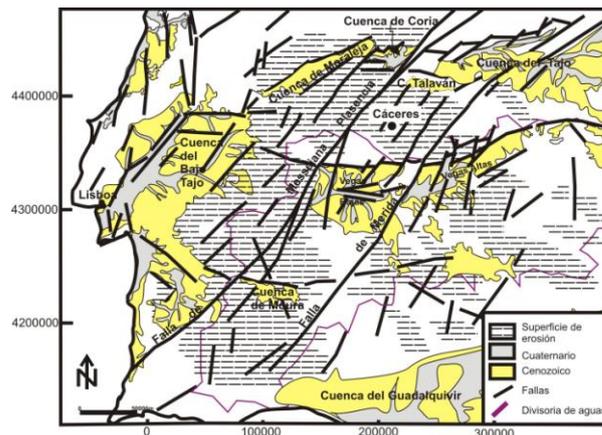


FIGURA 2. Esquema estructural del área estudiada. Las estructuras alpinas han dado lugar a formación de un conjunto de depresiones donde se alojan las cuencas cenozoicas. La cartografía de las cuencas terciarias se basa en el Mapa Geológico de España y Portugal (2015).

REGISTRO ESTRATIGRÁFICO CENOZOICO Y SU CONTENIDO MINERALÓGICO

Las cuencas están rellenas de depósitos siliciclásticos que, salvo en la Cuenca de Coria donde se alcanzan más de 300m de espesor, en general el relleno no sobrepasa los 200m. Se han estudiado un total de 229 muestras de los depósitos cenozoicos de las cuencas del Guadiana, Coria, Cañaveral y otros

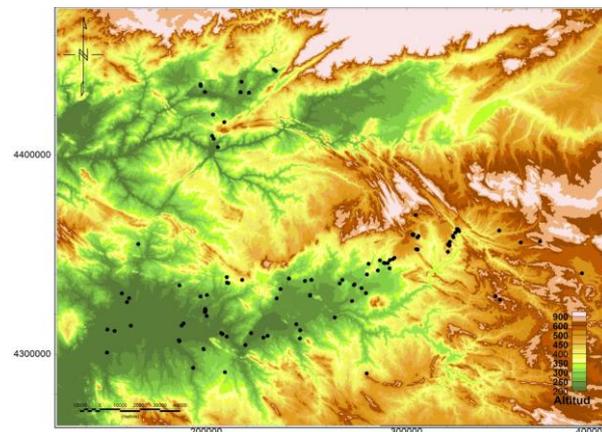


FIGURA 3. Situación de las muestras estudiadas.

afloramientos menores de la zona. En la Figura 3 se indica la situación de las muestras. En cada muestra se ha realizado el estudio mineralógico de la muestra total y de la fracción $<2\mu\text{m}$. Con el fin de comparar los resultados, las condiciones de trabajo se han mantenido fijas en el análisis sistemático de todas las muestras. Las características mineralógicas de todos ellos se ha determinado mediante la técnica de difracción de rayos X (DRX), tanto para la muestra global (polvo) como para la fracción $<2\mu\text{m}$ (agregados orientados). La semicuantificación de los minerales presentes, se ha efectuado utilizando los poderes reflectantes recopilados por Barahona (1974). La composición mineralógica de la muestra total es muy similar y está marcada por una cantidad importante de filosilicatos y

cuarzo, acompañado por feldspatos, mientras que en la fracción $< 2\mu\text{m}$ existen diferencias importantes, tanto en el tipo, como en la cantidad dominante de la arcilla. Esto permite diferenciar tres asociaciones mineralógicas que caracterizan las tres secuencias.

Secuencia deposicional inferior (SDI)

Está formada por una monótona sucesión de arcillas pardas y rojas con algunas intercalaciones conglomeráticas y arenosas discordantes sobre el basamento (Villalobos Mejías y Jorquera de Guindos, 1988). Su potencia máxima es de 150m (Garzón et al., 2011). La asociación mineralógica característica de la fracción $< 2\mu\text{m}$ es illita(predominante)-caolinita-esmectita. Aunque los porcentajes de cada mineral varían, siempre es mayor la presencia de illita frente a caolinita y esmectita. Tsige et al. (2013) estudiando las propiedades de los minerales de arcillas propone un origen detrítico de estos depósitos, producto del desmantelamiento del manto de alteración de las pizarras, grauvacas y rocas ígneas que forman el basamento (Rodríguez et al., 1988). En esta secuencia no se han encontrado carbonatos, ni como matriz ni como de clastos. La Secuencia Depositional Inferior está bien representada en las Vegas Altas y Bajas de la Cuenca del Guadiana pero no se ha encontrado en las cuencas de Coria o Cañaveral.

Secuencia deposicional superior (SDS)

La base de esta secuencia yace disconforme sobre la SDI o se apoya directamente sobre el basamento. Se trata de arenas y limos con intercalaciones de conglomerados y areniscas muy cementadas. La mineralogía de la muestra total de estos depósitos estratigráficamente superiores (SDS) es similar a los depósitos de SDI descritas anteriormente, salvo por la aparición frecuente de un importante contenido de carbonatos tipo dolomita en la mayoría de las muestras en forma de nódulos o clastos resedimentados. La asociación mineralógica característica es esmectita (predominante)-illita-caolinita. A muro y a techo de la secuencia pueden existir niveles carbonatados. Los carbonatos basales se encuentran intercalado en la sucesión siliciclástica y han sido utilizados como nivel de referencia para identificar el límite entre SDI y SDS (Villalobos Mejía y Jorquera de Guindos, 1998; Garzón et al., 2012; Tsige et al., 2013). Los niveles basales de carbonatación aparecen de forma discontinua, bien como un nivel dolo-conglomerático o como un horizonte de alteración que afecta a las rocas ígneas y metamórficas del basamento. Están compuestos principalmente por rocas silíceo-calcáreas, donde el contenido en carbonatos es siempre superior al 80%, predominando la dolomita sobre la calcita. Esta última aparece como mineral secundario rellenando poros y fisuras. El cuarzo, que aparece como clastos de tamaño y forma variable (diámetro $>2.5\text{ cm}$), puede formar el 20 % del total de la roca. El

contenido en filosilicatos en estas rocas es muy bajo ($<12\%$) y está representado fundamentalmente por paligorskita que constituye más del 80% del total de los filosilicatos existentes. La paligorskita ha sido explotada en los niveles basales de la Cuenca de Talaván (Fig. 4).

A techo de la SDS existen en las Vegas Bajas unos afloramientos discontinuos de costras calcáreas con espesores de entre 1 y 2 m. Aparecen como depósitos estratificados o como relleno de poros y fracturas y como alteraciones secundarias. En este estudio se han observado afloramientos aislados de calcitas de alteración superpuestas a los conglomerados dolomíticos y en ocasiones como caliches y horizontes de alteración asociados a los depósitos detríticos superiores. Los mejores afloramientos también se encuentran en las Vegas Bajas donde son los denominados “caleños” y en los que se superponen ambos niveles carbonatados. Desde el punto de vista mineralógico la calcita es el mineral más representativo, acompañado minoritariamente por cuarzo detrítico y filosilicatos. La paligorskita es el mineral de arcilla característico. La carbonatación ha sido interpretada como producto de una sedimentación lacustre con láminas de agua muy someras o como horizontes formados por un proceso de alteración calcárea representada fundamentalmente por costras discontinuas (Villalobos Mejía y Jorquera de Guindos, 1998). Actualmente, esta unidad se encuentra prácticamente desmantelada y alterada por un intenso proceso de edafización, que la convierte en calizas pulverulentas y caliches. La SDS secuencia está presente en todas las cuencas estudiadas. En las cuencas de Coria y Cañaveral está formada por una potente sucesión de arcosas con niveles conglomeráticos intercalados en donde aparecen clastos de carbonatos. En ninguna de las dos cuencas aflora la base de la secuencia y tampoco el nivel carbonatado superior.

Unidad Culminante

Apoyándose sobre el basamento o sobre cualquiera de las unidades anteriores se encuentran unos conglomerados no seleccionados, con matriz arenosa-arcillosa rojiza e intercalaciones de areniscas y limolitas. La caolinita es el mineral de arcilla mayoritario, diferenciándola de las secuencias inferiores. Los depósitos mejor conservados se hayan al pie de las sierras que forman el borde norte de la Cuenca del Guadiana donde forman los típicos depósitos de raña.

LAS ETAPAS TECTÓNICAS ALPINAS EN EL SO PENINSULAR

Los datos del relleno sedimentario de las cuencas muestra la existencia de tres secuencias bien diferenciadas controladas por los movimientos de las

fallas que dan origen a las cuencas cenozoicas (Fig. 2). La Secuencia Depositional Inferior aflora en las Vegas Altas y Bajas y según los datos de tomografía eléctrica ocuparían un graben E-O situado en la zona central de las Vegas Bajas, extendiéndose hacia las Vegas Altas. Según Arribas et al. (2014) los sedimentos habrían sufrido poco transporte y se tratarían de depósitos retrabajados del manto alteración que recubre el basamento. La Secuencia Depositional Superior está constituida por sedimentos de origen fluvial en cuya base se encuentra un conglomerado polimíctico con cemento carbonatado o no. La secuencia se deposita sobre la SDI y sobre el basamento varisco y se encuentra en todas las cuencas estudiadas. De forma general, el tamaño de los cantos y la proporción de conglomerados y la potencia de la secuencia aumentan hacia el norte, en las cuencas de Coria y Cañaverl. Esta secuencia forma las cuencas de Talaván (Martín Herreros y Bascones Elvira, 1987) y Moura en Portugal (Pais et al., 2012). Estos depósitos aparecen ahora rellenando depresiones o en zonas relativamente elevadas, tapizando la antigua superficie de erosión como en la Cuenca de Talaván. Las cuencas están controladas en sus bordes septentrionales y meridionales por fallas E-O a ENE-OSO y por fallas NE-SO en sus márgenes este y oeste. Es posible que el inicio del depósito formara parte de una cuenca extensa de poco espesor, en la que la actividad tectónica se concentraría en la parte norte, en el borde sur de un Sistema Central en formación, y se extendiera hacia el sur a través de una red de drenaje antigua. Los estudios de procedencia muestran que los sedimentos no han sufrido un transporte largo por lo que la red no tendría cursos fluviales importantes. Al progresar la actividad tectónica hacia el sur los desplazamientos a favor de las fallas aumentarían y con ello la profundidad de las cuencas que al final quedarían aisladas, permaneciendo retazos de la cuenca en zonas elevadas. La Unidad Culminante parece ser más local. Los depósitos pertenecientes a esta unidad se encuentran al pie de antiguos escarpes más o menos degradados en la actualidad. Son abanicos aluviales formados por conglomerados en las facies proximales en las que se puede encontrar hasta bloques de cuarcita. El tamaño de los cantos y la proporción de conglomerados disminuye al alejarse de las fallas de los bordes de las cuencas. Estas características están muy bien ilustradas en los márgenes septentrionales de las Vegas Bajas y Altas. Por último estos sistemas de falla controlan la geometría de las cuencas de drenaje actuales. Los ríos principales siguen una dirección E-O, siguiendo las orientaciones impuestas por las cuencas cenozoicas. Estas orientaciones interactúan con las direcciones NE-SO que crean alineaciones de suavemente montañosas constituidas por basamento que los ríos no son capaces de atravesar. Por ejemplo, el Guadiana encuentra uno de estos obstáculos a su salida de las Vegas Bajas y desvía su curso hacia el sur. Las estructuras controlan la divisoria de aguas (Fig. 3). La edad de estas etapas es de determinar con precisión ya

que las rocas sedimentarias no contienen elementos susceptibles de ser datados.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2011-28357 (Secretaría de Estado de Investigación. Ministerio de Economía y Competitividad)

REFERENCIAS

- Arribas, J., Tsige, M., Garzón, G. y Tejero, R. (2014): Transport-Limited Denudation Regime Inferred from Sand Petrography and Chemical Composition: Cenozoic Sediments from the Guadiana Basin (SW Spain). *International Journal of Geosciences*, 5. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2014.51005>
- Barahona, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación del ensayo de algunas materias primas*. Tesis Doctoral, UPV/EHU, 220 pp.
- Garzón, G., Pellicer, M.J., Tsige, M., Tejero, R., Brum, A., Cabral, J. y Babín, R. (2011): El Cenozoico de la depresión del Guadiana en Badajoz. Nueva síntesis y propuesta de correlación. *Geo-Temas*, 13. CD.
- IGME, 2015. Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico de España. Madrid.
- Martín Herreros, D. y Bascones Alvira, L. (1987): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 651 (Serradilla)*. IGME, Madrid.
- Pais, J., Cunha, P.P., Pereira, P., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J.C., González-Delago, J.A. (2012): *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal)*. SpringerBriefs in Earth Sciences. 158pp.
- RodríguezVidal, J., Villalobos, M., Jorquera, A. y Díaz del Olmo, F. (1988): Geomorfología del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1, 1-2: 157-164.
- Tejero López, R. y Garzón Heydt, G. (2014): The Guadiana River: the role of tectonics on drainage configuration. *Comunicações Geológicas*, especial III, 1467-1471.
- Tsige, M., Garzón Heydt, G., Tejero López, R., Pellicer, M.J., Babín, R. (2013): La composición mineralógica de los sedimentos terciarios de la Cuenca del Guadiana. *Geogaceta*, 54: 75-78.
- Villalobos, M. y Jorquera de Guindos, A. (1998): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 5: 33-44.