

Actividad neotectónica de la Falla de Alentejo-Plasencia en Extremadura (Macizo Hespérico)

Neotectonic activity of the Alentejo-Plasencia fault in Extremadura (Hesperian Massif)

P. Villamor; R. Capote, R. y M. Tsige

Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense. 28040-MADRID.

ABSTRACT

Signs of recent tectonic activity are found at the Extremadura sector of Alentejo-Plasencia fault. This fault was active during the alpine compressional period as a sinistral strike-slip fault at the foreland of a collisional zone and presents some activity from the Miocene to the Quaternary. Upper «Raña» deposits of Early Villafranchian age, present an around-2-meter-vertical-displacement at the north border of Alburquerque granitic massif. Close to this point old fluvial terraces of unknown age are folded and faulted, and low terraces (3 m above present river course) are jointed. In the tertiary Cañaveral pull-apart basin, at the Alcantara reservoir border, the fault disrupts a Tagus river fluvial terrace, which lies 80 m above the river course and has a probable Middle Pleistocene age. All these observations imply a vertical displacement which could be related to a slip rate less than 0.001 mm/year. If this fault is compared with other active faults of the Hesperian Massif, such as the Bragança-Manteigas one, it becomes clear that Alentejo-Plasencia fault is less active. There are though paleoseismicity structures associated to the Alentejo-Plasencia fault, such as liquefaction features.

Key words: Alentejo-Plasencia Fault, neotectonic activity, alluvial terraces, raña, slip rate, paleoseismicity

Geogaceta, 20 (4) (1996), 925-928

ISSN: 0213683X

Introducción

Los estudios sobre neotectónica suelen concentrarse en las denominadas zonas activas, con importante actividad tectónica o sísmica, en las que las velocidades medias con que se mueven las fallas son relativamente grandes y, consecuentemente, existen buenos criterios geomorfológicos y amplias posibilidades de aplicar el análisis estructural o los estudios de mecanismos focales de terremotos. En zonas relativamente estables, de antepaís, estos estudios son más escasos, salvo los que se refieren a situaciones excepcionalmente activas, como la que se da, por ejemplo, en el antepaís asiático de la colisión himalayana. La ocurrencia de terremotos en zonas consideradas muy estables, con rotura superficial que indica magnitudes en general mayores de 6.0, ha despertado a nivel internacional el interés por los estudios de neotectónica y paleosismicidad en este tipo de áreas (Johnston, 1992; Crone y Machette, 1995). Algunos ejemplos llamativos de desplaza-

miento de fallas y ocurrencia de terremotos en contextos tectónicos estables son los terremotos de Cutch (India, 1819), Ungava (Canadá, 1989) y Calingiri (Australia, 1970). En los últimos años se viene prestando cierta atención a la actividad tectónica reciente en el macizo Hespérico, tanto en lo que se refiere a la caracterización neotectónica de grandes fallas, tales como la Falla de Manteigas-Bragança (Cabral, 1989) o la de Ponsul (Dias y Cabral, 1989), como a la caracterización de los campos de esfuerzos tectónicos y su relación con la fracturación (De Vicente *et al*, 1994) y la paleosismicidad en el Cuaternario (Giner y De Vicenté, 1995).

La falla de Alentejo-Plasencia, asociada al gran dique diabásico de edad jurásica, es una falla de gran longitud que, a diferencia de otras fallas del Macizo Hespérico, no lleva actividad macrosísmica importante en, al menos, dos tercios de su longitud, concretamente la parte que corresponde al lado español. Sin embargo, para el valle del Jerte Carrasco y Pedraza (1991 a y b) han descri-

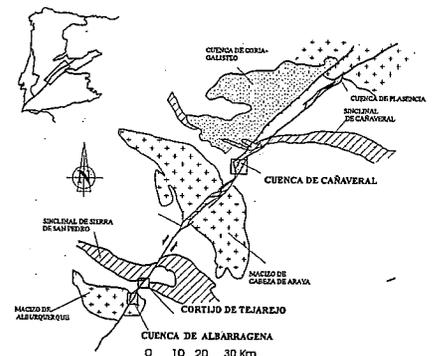


Fig. 1.- Situación de los puntos de observación descritos en la Falla de Alentejo-Plasencia.

Fig. 1.- Location of described observation points on Alentejo-Plasencia fault

to deformaciones en materiales cuaternarios del Pleistoceno inferior y grandes deslizamientos en masa en laderas, que pueden relacionarse con actividad y levantamiento en relación con la falla de Plasencia.

El objeto de este trabajo es dar a conocer nuevos indicios de actividad reciente en la Falla de Alentejo-Plasencia en Extrema-

dura, en el sector entre Plasencia y la cuenca del Guadiana.

Las observaciones

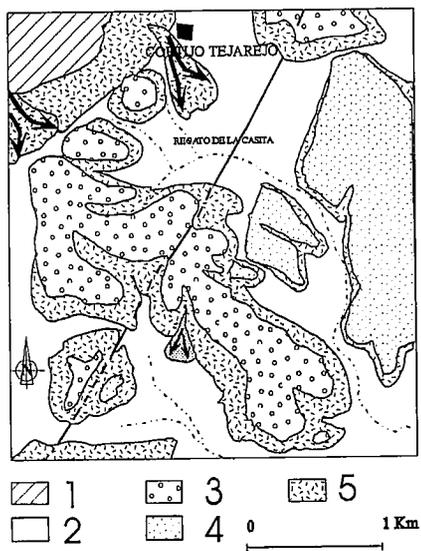


Fig. 2.- Esquema cartográfico del punto de observación del Cortijo Tejerero, al norte de la cuenca de Albarragena. 1, Cuarcitas paleozoicas. 2, Formaciones esquistograuwaquicas. 3, Raña superior. 4, raña inferior. 5, Coluviones. FAP, Falla de Alentejo-Plasencia.

Fig. 2.- Schematic geological map of the Cortijo de Tejerero point, north of Albarragena Basin. 1, Paleozoic quartzites. 2, Grauwacke-schists formation. 3, Upper "raña". 4, Lower "raña". 5, Coluvial deposits. FAP, Alentejo-Plasencia fault.

En varias cuencas terciarias situadas a lo largo de la traza de la falla de Plasencia se observan deformaciones relativamente importantes en sedimentos tanto del Ciclo Arcósico, que representa el Paleógeno (Santisteban Navarro *et al*, 1991) como en las unidades clásticas sintectónicas del Mioceno, superpuestas a los depósitos arcósicos. Los conglomerados del Aragoniense medio aparecen claramente basculados hacia la falla de borde principal de las cuencas y afectados por fallas, tanto inversas como normales. Estas deformaciones indican que, tanto durante la etapa de formación de las cuencas (Aragoniense medio), como después, ha habido actividad tectónica en la Falla de Alentejo-Plasencia.

Independientemente de estas deformaciones, que en parte pertenecen a la actividad tectónica asociada a la compresión alpina, se observan en varios puntos dentro de estas cuencas, sedimentos posteriores al Mioceno afectados por deformaciones tectónicas que deben considerarse ya postalpinas. Estas deformaciones afectan a las rañas pliocuaternarias y a depósitos fluviales cuaternarios y se han observado tanto en la

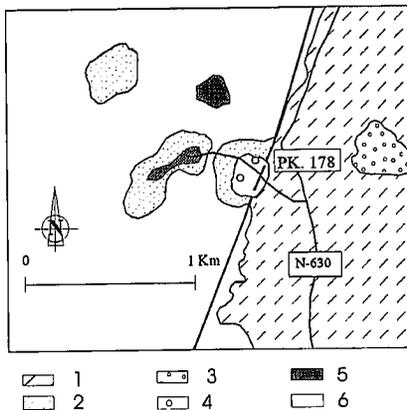


Fig. 3.- Esquema cartográfico del punto de observación en el borde oriental de la cuenca de Cañaveral. 1, Grauwacke-schists formation. 2, Arcosic Cycle sediments. 3, Lower Pleistocene high terrace. 4, 80-meter-high terrace. 5, Lower terrace. 6, Alcantara reservoir.

Fig. 3.- Schematic geological map of the eastern border of cañaveral Basin point. 1, Grauwacke-schists formation. 2, Arcosic Cycle sediments. 3, Lower Pleistocene high terrace. 4, 80-meter-high terrace. 5, Lower terrace. 6, Alcantara reservoir.

cuenca de Cañaveral, en la zona del embalse de Alcántara (Figura 1) como en el área de la cuenca de Albarragena, cerca de Alburquerque.

Deformación de rañas

En la región extremeña existen al menos dos niveles de rañas diferenciadas por su cota sobre la red fluvial actual y otra serie de rasgos geomorfológicos. En efecto, estos niveles de raña, que corresponden a sedimentos fluviales entrelazados, se diferencian también por la alteración asociada y por sus relaciones con mantos de alteración antiguos. Martínez Lopez *et al* (1995) proponen para la región de Toledo un modelo que también se encuentra en esta región extremeña. Así en la región de la Aliseda de Cáceres son muy visibles los dos

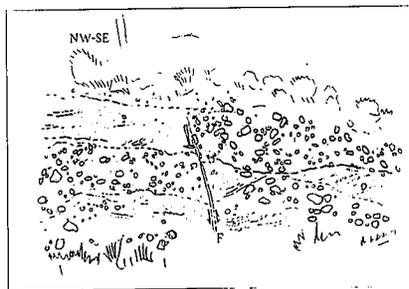


Fig. 4.- Esquema de la deformación de la terraza de 80 metros en el borde oriental de la cuenca de Cañaveral.

Fig. 4.- Scheme of deformations in 80-meter-high terrace at the Cañaveral basin eastern border.

niveles de raña, el nivel superior (R1) situado a unos 380 m de cota mientras que el inferior (R2) se localiza a 330 m. La raña más alta se dispone sobre un potente manto de meteorización, que alcanza los 40-50 m, formado a expensas del zócalo esquistograuwaquico (Tsige *et al*, 1996). El estudio de este perfil de meteorización da una mineralogía de arcillas que indica una transformación de micas y cloritas en esmectitas y caolinitas, con una evolución vertical con aumento hacia arriba de la caolinita. Se considera que este manto representa la alteración antigua que en Salamanca se asocia a las series siderolíticas (Molina Ballesteros, 1991). En la cuenca de Talaván se encuentra también este perfil de paleoalteración potente bajo una raña que a su vez está cubierta por un suelo rojizo muy evolucionado, caolínítico. Tanto en Aliseda como en Talaván y en la cuenca de Albarragena, esta raña superior está afectada por una alteración importante de tipo ocre (Santisteban Navarro *et al*, 1991). La raña inferior, algo encajada en un relieve de amplios valles, aparece menos alterada, sin el suelo rojo evolucionado y prácticamente en contacto con el material del zócalo, sin el potente manto de alteración antigua, o con sólo un par de metros de un material con arcillas que son del tipo de las de la alteración ocre. Respecto a la edad, y sin entrar en la discusión entre los modelos cronológicos propuestos (Martín Serrano, 1991; Pérez González y Gallardo, 1987) podemos aceptar una edad Villafranquiense inferior para la raña alta.

Las rañas son claramente posteriores al proceso de formación de las cuencas terciarias tal como indica Moreno (1990), dado que las recubre a ellas y a sus bordes sin relación con la estructura subyacente. En la cuenca de Albarragena (Figura 2), en el paraje denominado Cortijo de Tejerero, la raña superior se sitúa sobre la falla de Alentejo-Plasencia y aparece cruzada por un escarpe rectilíneo de unos 2 m de desnivel orientado N32°. Dicho escarpe se sitúa en la vertical de la traza de la Falla de Alentejo-Plasencia, que lleva aquí la misma dirección. Todo indica que se trata de un escarpe de falla que desnivela la superficie de la raña. Esta rotura estaría, por lo tanto, asociada a un movimiento tectónico de edad post-Villafranquiense inferior.

Deformaciones en depósitos cuaternarios

Se han observado deformaciones en depósitos cuaternarios en dos puntos, uno en el borde oriental de la cuenca terciaria de Cañaveral, en las inmediaciones del Embalse de Alcántara (Figura 3), y otro en la cuen-

ca de Albarragena (Figura 5), en el paso de la carretera Aliseda-Albuquerque sobre el río de ese nombre.

En la cuenca de Cañaveral se trata de una terraza fluvial situada a una altura de 80 m sobre el actual nivel del río Tajo. Depósitos de gravas y arenas gruesas aparecen en este punto rotas por una falla (Figura 4) que está jalonada por un material arenoso sin estructura de 10 cm de espesor. A un lado y otro de la falla hay un claro desplazamiento en la vertical de los niveles de gravas con, al menos, 1 m de salto, si bien hay dificultad en asociar los niveles a un lado y otro de la falla. Desciende el labio al Oeste y en los labios de la fractura se observa ordenación de cantos a lo largo del plano de falla. Interpretamos este material como una inyección de material arenoso fluidificado, definiendo así un evento paleosísmico. Todo el salto observado parece producirse en este único evento sísmico, indicando que éste debió tener cierta importancia. No es visible la base de la terraza en la vertical de la fractura, si bien fuera de ella llega a aflorar algo de arenas del terciario, probablemente del Ciclo Arcósico, inclinada hacia la cuenca, es decir al NW, y apoyadas discordantemente sobre el zócalo esquistograuváquico. Es claro, sin embargo, que la terraza se sitúa directamente encima de la falla que limita por el SE la cuenca terciaria de Cañaveral, falla que representa la traza de la Falla de Alentejo-Plasencia.

La edad del depósito es desconocida al no haberse encontrado ningún elemento paleontológico que permita alguna precisión. Sin embargo la cota y situación de la terraza hace pensar que se trata de una terraza del Pleistoceno medio.

En la cuenca de Albarragena la situación es algo más complicada (Figura 5). La unidad sedimentaria más antigua está formada por arenas silíceas gruesas blancas con manchas pardo-rojizas, con alguna intercalación de arcilla. Su edad es incierta pero en todo caso este depósito es más antiguo que el Mioceno, está basculado hacia el interior de la cuenca y aparece fuertemente fracturado. Sobre esta unidad se apoya un depósito clástico de color rojizo anaranjado muy deformado, constituido por gravas gruesas cuarcíticas en la base y arenas medias a gruesas, con algún lentejón de arcilla intercalado hacia el techo. El depósito, situado a unos 12 m por encima del río Albarragena, está plegado en forma de sinclinal con los flancos buzando entre 15 y 40°. En el núcleo del sinclinal hay una red de fracturas con direcciones dominantes N60°, N110° y N160°. Sobre la unidad plegada y separada por una clara discordancia angular, hay un manto de grava cuarcítica de 2 m de espesor muy claramente bas-

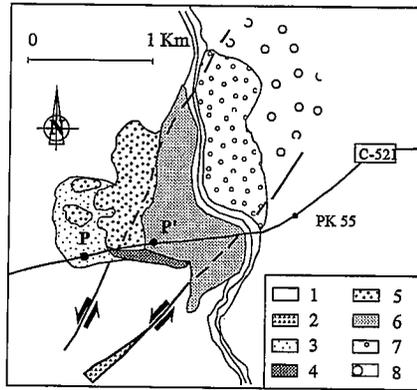


Fig. 5.- Esquema cartográfico del punto de observación en la cuenca de Albarragena. 1, Granito. 2, Terciario. 3, Depósito de terraza antigua. 4, Conglomerado cuarcítico basculado. 5, Terraza de 5 m. 6, Terraza de 3 m. P-P', perfil de la figura 6.

Fig. 5.- Schematic geological map of the Albarragena Basin point. 1, Granite. 2, Tertiary sediments. 3, Old terrace deposits. 4, Tilted quartzitic conglomerate. 5, 5-meter-high terrace. 6, 3-meter-high terrace. P-P', profile on figure 6.

culado con unos 5° hacia el SE, es decir hacia el interior de la cuenca.

La edad de ambos niveles es también desconocida por el momento. El depósito inferior está ligeramente por debajo de la raña inferior por lo que podemos considerarlo como una terraza antigua que aparece hundida y deformada quizá por subsidencia en el centro de la cuenca. El grado de fracturación y deformación puede estar en relación con esta edad antigua, probablemente del Pleistoceno inferior. La dificultad de relacionar edad y cota sobre los cursos de los ríos actuales nos hace no excluir una edad más reciente. Respecto del manto de grava discordante, parece tratarse de un depósito de terraza pleistoceno pero no se puede obtener por el momento mayor precisión.

En el mismo punto los depósitos de limos y arenas finas de la terraza de 3 m, de edad holocena, aparecen rotos por un sistema de fracturas sin desplazamiento cuyas direcciones son N30° y N110°. Sobre los

limos y arenas se dispone un nivel de grava que no está afectado por las fracturas.

Aun sin poder precisar la edad de los depósitos cuaternarios antiguos, la evidencia es que en este punto hay tectónica y deformación desde el Terciario, que afecta a depósitos de terrazas pleistocenas y al nivel alto de terraza holocena.

Interpretación

Las observaciones realizadas en las cuencas de Cañaveral y Albarragena, indican que a pesar de que la actividad tectónica más importante, desarrollada durante el Mioceno en relación con el relleno de las cuencas terciarias, terminó antes del depósito de la raña alta (Villafranesense inferior), la falla de Alentejo-Plasencia siguió presentando actividad tectónica hasta el Holoceno. Esto concuerda con las observaciones de los autores que encuentran actividad tectónica en la misma estructura en el Valle del Jerte.

No hay datos del régimen preciso de movimiento en la Falla de Alentejo-Plasencia en el sector estudiado pero a tenor de la orientación de los campos de esfuerzos que diversos autores dan para Portugal (Cabral, 1989) y para el centro de la península (Capote *et al*, 1990; De Vicente *et al*, 1994; Muñoz *et al*, 1994) no descartamos que se trate de un régimen de desgarre. En este caso el salto vertical es únicamente parte del salto total, que estaría más en la horizontal. Si consideramos sólo el salto vertical las pocas referencias y los saltos dan para la velocidad media de deslizamiento una cifra del orden de 0,001 mm/año. Si consideramos el posible salto horizontal esta velocidad podría llegar al orden de 0,01 a 0,05 mm/año. Esta cifra es inferior a la que se ha obtenido para las fallas de Manteigas-Bragança (Cabral, 1989) y Ponsul (Días y Cabral, 1989), entre 0,2 y 0,5 mm/año la primera y 0,03 y 0,01 mm/año la segunda, lo que concuerda con el hecho de que mientras en la falla de Manteigas-Bragança hay actividad sísmica apreciable y marcadores

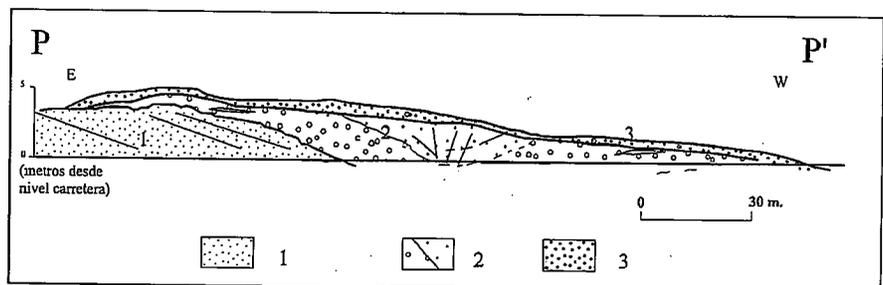


Fig. 6.- Corte esquemático de las deformaciones en la cuenca de Albarragena. 1, Terciario. 2, Depósito de terraza antigua. 3, Conglomerado cuarcítico.

Fig. 6.- Schematic profile of the recent deformations on Albarragena Basin. 1, Tertiary sediments. 2, Old terrace deposits. 3, Quartzitic conglomerate.

geomorfológicos claros, en la de Alentejo-Plasencia no existe esa sismicidad y los rasgos geomorfológicos relacionados con tectónica no son tan espectaculares. La actividad de la falla de Manteigas-Bragaça se puede considerar así un límite superior al que no llega la actual actividad de la falla de Plasencia.

La rotura cosísmica de la terraza de 80 m de la cuenca de Cañaveral puede ser paralela a la actividad paleosísmica detectada en otras cuencas terciarias, como la de Madrid (Giner y De Vicente, 1995), en una posible etapa de mayor actividad tectónica durante el Pleistoceno medio en el centro de la Península. Como los fenómenos de liquefacción del suelo requieren al menos una magnitud de 5 sabemos que hubo paleoterremotos relativamente importantes en la zona. Para una velocidad del orden de 0,001 a 0,01 mm/año los terremotos de magnitud 5 se producirían cada 10.000 años y los de magnitud 6 cada 100.000 años (Slemmons y Depolo, 1986).

Se puede concluir, por lo tanto, que la Falla de Alentejo-Plasencia no es una falla extinta. Al igual que ha sido propuesto para

el sector del Valle del Jerte, en Extremadura esta falla presenta cierta actividad tectónica reciente, si bien no se puede considerar que sea tan activa como otras fallas del macizo Hespérico.

Agradecimientos

Agradecemos a Alan Hull del IGNS de Nueva Zelanda sus comentarios y aportaciones sobre el terreno.

Referencias

- Cabral, J. (1989). *Tectonics*, 8: 285-303
 Capote, R.; De Vicente, G. y Gonzalez Casado, J. M. (1990). *Geogaceta*, 7: 20-22
 Carrasco, R.M.; De Pedraza, J. Y Rubio, J. C. (1991). *Cuaternario y Geomorfología*, 5: 15-25
 Carrasco, R. Y De Pedraza, J. (1991). *Act. Gredos, Bol. Univ.*, 11: 11-17
 Crone, A. J. y Machette, M. N. (1995). 11th Course Act. *Faul. Stud. Seism. Haz. Assess. Int. Sch. Sol. Earth Geophys. Eri-ce-Sicily*: 8 pp.
 De Vicente, G.; Gonzalez Casado, J. M.;

- Calvo, J. P.; Muñoz Martin, A.; Giner, J.; Rodriguez Pascua, M. (1994). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190
 Dias, R.P. y Cabral, J. (1989). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 75: 3-28
 Giner, J.L. y De Vicente, G. (1995). *Monogr. Centro Medioamb. C.S.I.C.*: 141-162
 Johnston, A. C. (1992). *Nature*, 355: 213-214
 Martinez Lopez, M.J.; Garcia Gonzalez, M.T. y Molina, E. (1995). *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 127-136
 Martín Serrano, A. (1991). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 337-351.
 Molina Ballesteros, E. (1991). *Monografía I.T.G.E y soc. Esp. Geomorf.*, 8: 27-43
 Moreno Serrano, F. (1990). *I Reun. Nac. Geomorf.*: 39-49
 Muñoz Martin, A.; De Vicente, G. Y Gonzalez Casado, J.M. (1994). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 203-214
 Perez Gonzalez, A. y Gallardo, J. (1987). *Geogaceta*, 2: 29-31.
 Slemmons, D. B. Y Depolo, C. M. (1986). *In Active Tectonics, Nat. Acad. Press*: 45-62
 Tsige, M.; Capote, R.; Villamayor, P. (1996). En preparación.