

oriental, donde son visibles también tres niveles de terrazas torrenciales proglaciares y, en el cono de deyección formado en el sector costero de Johnsons Dock, se observan también tres fases, una de ellas actual.

En el circo del Pico Reina Sofía existe una antigua difluencia hacia el sector de la BAE y un arco morrénico lateral alto, relacionable con la fase cuyo frente está próximo al litoral. Además hay huellas de cinco subfases posteriores.

En los bordes del fondeadero Johnsons hay dos fases de morrenas laterales equivalentes a las más bajas ya descritas y un arco frontal retocado en forma de flecha por la acción litoral. En la topografía submarina (IHM, 1989) se distinguen, además del citado, otros cinco arcos que podrían ser morrenas por su forma convexa hacia el exterior o umbrales glaciares.

El conjunto de depósitos morrénicos reconocidos y cartografiados en la zona son agrupables en cuatro estadios principales: 1, fases antiguas; 2, arcos externos; 3, arcos intermedios; y 4, arcos internos recientes.

Los arcos externos se apoyan en la vallonada central en el tercer nivel de playa (P3), de los ocho existentes en este sector, mientras que los internos pueden ser asimilables a la Pequeña Edad del Hielo. La datación de las playas es, por tanto, básica para el establecimiento de una cronología glacial.

En la vallonada de la BAE es donde las playas elevadas se encuen-

tran mejor conservadas (figs. 2, 3 y 4). En ese lugar puede pensarse que los niveles de playa se han formado con posterioridad a los depósitos morrénicos externos, puesto que los arcos carecen de frente —posiblemente erosionado—, se colocan en el límite superior de las playas y los materiales de la terraza más alta proceden de la reelaboración de los materiales morrénicos.

Sin embargo, el emplazamiento de los arcos externos en el siguiente valle hacia el Este, parece indicar el recubrimiento de ciertas playas por las morrenas externas, lo que significaría un avance glacial posterior a la elaboración de las terrazas marinas superiores. Además, esas playas altas debieron formarse tras la transgresión que dio lugar a un paleoacantilado, hoy parcialmente erosionado, situado localmente tras frentes morrénicos externos.

Por otra parte, es evidente la influencia de un proceso epirogénico —con importantes connotaciones neotectónicas— en esta escalinata de ocho playas entre 1,5 m. y 18,6 m. (figs. 3 y 4).

La comparación de los datos presentados con las observaciones en otras áreas, realizadas por nosotros, por el equipo de la Universidad de Barcelona con quienes colaboramos y por otros autores, junto con los resultados de las dataciones en curso de algunos huesos de ballena encontrados en las playas elevadas, podrá permitir

algunas deducciones más sobre la historia glacial de la isla Livingston.

Agradecimientos

La topografía de detalle para elaborar el perfil adjunto se ha realizado con la ayuda de los cartógrafos del Servicio Cartográfico del Ejército, especialmente de Alfonso Sánchez del Toro.

Este trabajo forma parte del proyecto ANT-89-0821-E, financiado por la CICYT.

Referencias

- Adie, R. J. (1964): En Adie, R. J. (Ed.) *Antarctic Geol. SCAR Proceedings. II Geomorphology*. 27-32.
- Corte, A. E. (1959): En Cordini, R. (Ed.) *El conocimiento de la Antártida*. Publ. nº 6. Inst. Ant. Argentino. pp. 65-131.
- Everett, K. R. (1971): *Arctic*, 24, 1, 41-50.
- Hobbs, G. J. (1968): *Scientific Reports, Br. Antarct. Surv.* nº 47, pp. 34.
- IHM (1989): *Carta Hidrográfica de Punta Polaca a Punta Larisa*. 001 ANT. esc. 1:5.000. Inst. Hidrográfico de la Marina. Cádiz.
- John, B. S. y Sugden, D. E. (1971): *Br. Antarct. Surv. Bull.* nº 24, 45-111.
- Mäusbacher, R.; Müller, J. y Schmidt, R. (1989): *Zeitsch. für Geomorphologie*, 33, 2, 219-234.
- Nichols, R. L. (1966): En Tedrow, J. C. F. (Ed.) *Antarctic soils and soil forming processes*. Amer. Geoph. Union. Publ. nº 1.418, 1-46.

Recibido el 29 de septiembre de 1990.
Aceptado el 26 de octubre de 1990.

Superficies de erosión y tectónica neógena en el extremo occidental del Sistema Central español

Planation surfaces and neogene tectonics in the western end of the Spanish Central System

F. Moreno Serrano*

* ITGE, Cristóbal Bordiú, 35. 28003 Madrid.

ABSTRACT

Paleogene erosion surface (S₁), with plioquaternary retouching (S₁-D), is unleveled and tilted in different blocks.

*Main movements occurred in Iberica stage or Castellana phase *Upper Oligocene - Lower Miocene) and Guadarrama stage or Neocastellana and lower Tortanian phases (lower to middle Miocene).*

Neocastellana phase probably was the most important of them and reactivated as thrusts former normal faults, striking NE-SO to ENE-OSO).

Key words: *Sistema Central, erosión surfaces, Alpine tectonics.*

Geogaceta, 9 (1991), 47-50.

Antecedentes

En un trabajo anterior (Moreno, 1990), se presentó un esquema cartográfico de las superficies de erosión existentes en el enlace entre la Meseta Norte y la Llanura extremeña, siendo nuestro objetivo no el de abordar la problemática geomorfológica de las diferentes superficies, sino tan sólo el de establecer su relación con las fracturas. Especialmente para las superficies o aplanamientos más recientes o para las más extensas y mejor representadas a escala regional. Con este fin definimos en aquella ocasión:

— S_1 o superficie Paleógena.

— S_2 o superficie irregular con morfología de rampas hacia los cauces actuales (Pliocuaternaria).

— Aplanamientos rocosos («embayments») en valles fluviales que desagüan a la llanura extremeña y que enlazan con S_2 .

Las rampas S_2 son el resultado del retoque y degradación de S_1 , durante el inicio del encajamiento de la red hidrográfica actual y simultáneamente a la exhumación de la misma en las zonas próximas a los recubrimientos terciarios que aún perduran. Por ello y en esta ocasión, preferimos designar dichas rampas como S_1 -D, indicando así su estrecha relación con la superficie preexistente, tal como pusieron de manifiesto Garzón (1980), Garzón *et al.* (1982), Centeno (1987) y Fernández García (1988), en áreas más orientales del Sistema Central.

S_1 y/o S_1 -D equivalen a la superficie de pediment ya definida o estudiada por diferentes autores (Pedraza, 1978; Gutiérrez Elorza y Rodríguez Vidal, 1979; Garzón, *op. cit.*; Molina, 1985; Martín Serrano, 1985 y Centeno, Fernández García y Sanz, inédito), la mayor parte de los cuales deducen para la misma una primera elaboración anterior al Neógeno.

Los aplanamientos rocosos (fig. 1 A y B) que enlazan con las cotas más altas de S_1 -D en la llanura extremeña y que presentan además alteraciones ocreas (Martín-Serrano, *op. cit.*), debieron generarse durante las etapas iniciales de la exhumación de S_1 , posiblemente en el Plioceno.

Fracturas principales afectando a S_1

Las isohipsas trazadas sobre la superficie S_1 -D, tanto en la meseta

Norte como en la llanura extremeña, ponen de manifiesto su adaptación, en mayor o menor medida, a la red hidrográfica actual, pero también permiten medir el desnivel (500 a 600 m.) entre ambas mesetas, tomando como referencia las cotas de S_1 -D, que en la mayor parte de los casos han de ser próximas a las de la superficie Paleógena antes de su retrabajamiento.

Dicho desnivel puede ser considerado como la componente vertical acumulada en las fallas con actuación alpina, siempre y cuando la superficie paleógena se generase a cotas similares en ambas mesetas. En cualquier caso e independientemente de este factor de incertidumbre, las isohipsas en cuestión marcan diferentes bloques delimitados por dos familias de fracturas con direcciones N40-N65°E y N100-N135°E. Entre ambas y tal como muestra el esquema cartográfico de la fig. 1 B pueden distinguirse las siguientes unidades topográficas.

— Bloque de la Meseta norte (1.000 a 800 m.) descendiendo hacia la fosa de Ciudad Rodrigo.

— Bloque elevado (1.200 m.) entre las fallas de Galisteo y Plasencia.

— Bloques intermedios correspondientes a la Fosa de Miranda de Castañar (700 a 800 m.), al extremo occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo (750 m.) y a las laderas de enlace (y en ocasiones escalonadas) con la llanura extremeña.

— Llanura extremeña (450 a 350 m.).

El accidente de Ponsul-Moraleja-Sequeros y la falla de Galisteo son las fracturas que presentan mayor continuidad y salto vertical. El primero se prolonga en Portugal, donde se ha caracterizado como un cabalgamiento con vergencia sur para sus últimos movimientos (Días y Cabral, *in litt.*). En España dicha geometría se mantiene, al menos, hasta la cuenca de Moraleja, faltando por realizar un estudio detallado del mismo en su prolongación hasta Sequeros.

La falla de Plasencia, a pesar de su importancia a escala peninsular, no introduce saltos verticales comparables a los de las fracturas anteriores (ver figs. 1 A y B).

Evolución alpina durante el Neógeno

Todavía tenemos un conocimiento muy incompleto de la geometría y de

los indicadores de movimiento de las fracturas existentes en la zona de estudio.

Tan sólo el cabalgamiento de Ponsul-Moraleja, junto con las fallas del borde norte de la cuenca de Coria, han proporcionado algunos datos reveladores. En el primer caso, dicho cabalgamiento sitúa el zócalo sobre los materiales de la cuenca, los cuales presentan a su vez superficies de imbricación o bien sistemas de fallas conjugadas direccionales, que indican una dirección de acortamiento NNO. En el borde norte de Coria se han medido planos de movimiento sobre los sedimentos terciarios, con componentes direccionales izquierdas (fig. 1B) y que, por tanto, no serían compatibles con la mencionada dirección de acortamiento. En nuestra opinión pueden corresponder a una etapa anterior con esfuerzo compresivo máximo en dirección NE-SO.

Por otro lado, hay que señalar la existencia de una tectofacies característica, situada a techo y/o en paso lateral en relación con las series arcósicas, sobre la cual existe una datación paleontológica (Aragoniense inferior-medio) en Plasencia (Hernández-Pacheco y Crusafont, 1960).

Estos depósitos aparecen exclusivamente a lo largo de las fallas principales con dirección NE-SO a ENE-OSO: Ponsul-Moraleja, Cilleros y —con menor desarrollo y facies más finas— Plasencia.

Tratando de integrar estos datos con los modelos ya establecidos sobre las deformaciones alpinas en el Sistema Central, hay que mencionar primeramente el propuesto por Portero y Aznar (1984), según el cual, se habrían configurado diversos «rhomb horsts» y «rhomb grabens» en un régimen transcurrente e izquierdo. Según este modelo la fosa de Miranda de Castañar podría corresponder a un «rhomb graben», en tanto que la cuenca de Coria, cuyo borde norte presenta una forma aserrada, similar a la fosa del Valle de Ambles, podría interpretarse como varios «rhomb grabens» coalescentes. Sin embargo, y en nuestra opinión sería prematuro asumir dicho modelo a falta de observaciones más detalladas. Por otro lado existen evidencias, ya mencionadas, tanto en España como en Portugal (Días y Cabral, *op. cit.*) de una etapa de cabalgamientos (ENE-OSO) y fallas normales derechas (NO-SE)

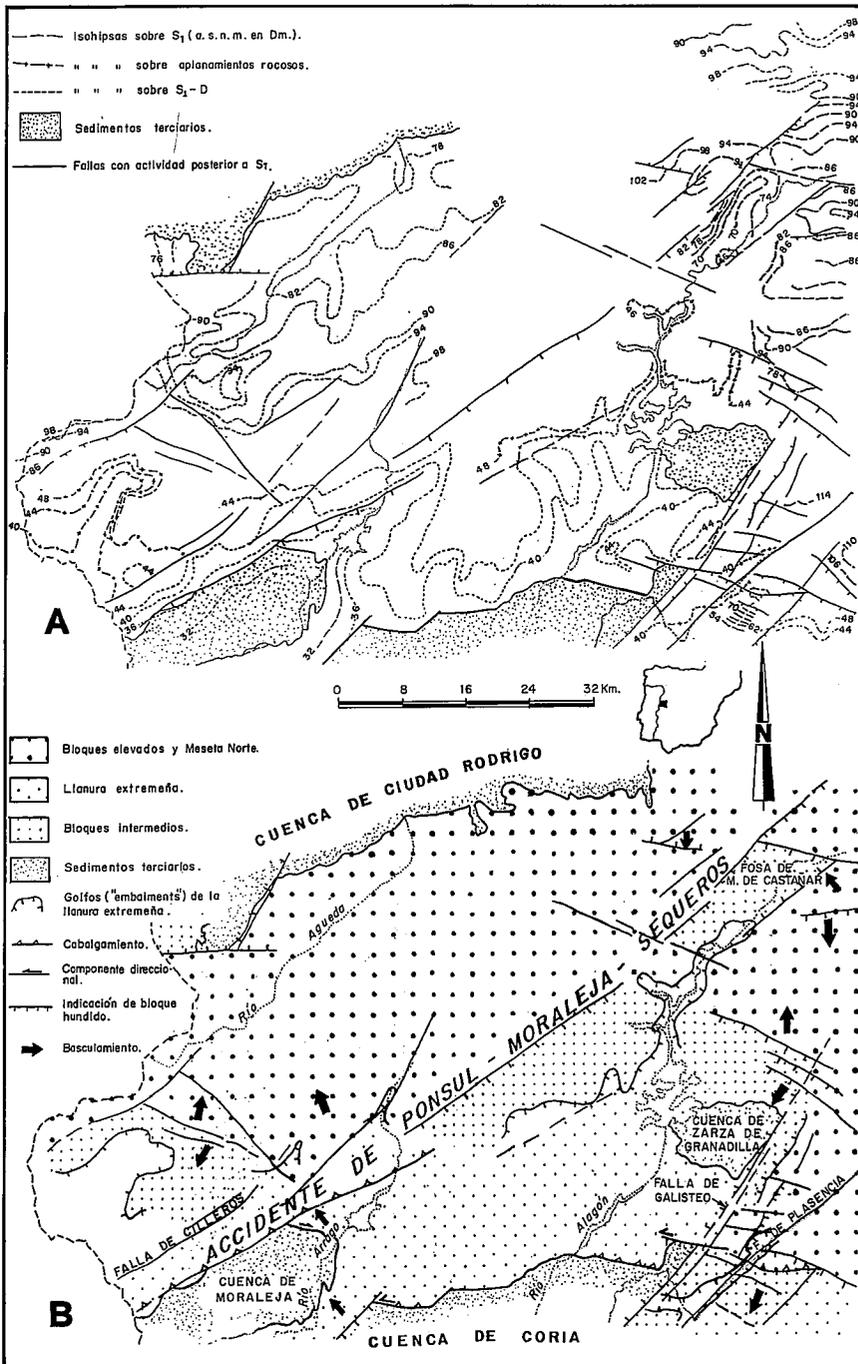


Fig. 1.—A) Los saltos tectónicos en la vertical marcados por las isohipsas de S_1 -D y/o S_1 , son previos a la reelaboración y degradación pliocuaternaria de la superficie paleógena S_1 . Los aplanamientos rocosos, labrados a las cotas de S_1 y/o S_1-D en la llanura extremeña no aparecen desnivelados por fracturas. B) Fallas con actividad alpina y bloques desnivelados tomando como referencia la superficie S_1 .

Fig. 1.—A) Vertical tectonic steps inferred from S_1 and S_1-D isohypsals. The faulting (steps) is previous to the plioquaternary reworking and degradation of S_1 (Paleogene surface) into S_1-D . Rocks flattenings are carved to the same level that S_1 and S_1-D «extremeña» plain and they do not show tectonic unleveling. B) Faults with alpine activity which unlevelled different blocks, inferred from S_1 paleogene surface or S_1-D reworked one.

no compatibles con la dirección del esfuerzo máximo propuesta por los primeros autores.

Otro modelo alternativo sería el propuesto por Vegas *et al.* (1986), según el cual el Sistema Central corres-

pondería a una zona de cizalla intraplaca con sentido dextral y rotación en planta de bloques.

Recientemente Capote *et al.* (1990) establecen tres etapas evolutivas: Ibérica (Oligo-Mioceno inferior), Guada-

rrama (Aragoniense S.S.), Torrelaguna (Mioceno Superior Cuaternario). De ellas la etapa Guadarrama es la más importante, habiendo sido identificada también por Martín Escorza (1990) en la cuenca occidental del Tajo.

En nuestra zona de estudio y más en línea con la evolución propuesta por Capote *et al.* (op. cit.), cabe plantear con carácter provisional, el siguiente esquema evolutivo.

Durante la Etapa Ibérica (Fase Castellana, Aguirre *et al.*, 1976) debieron producirse los primeros escalonamientos importantes entre ambas mesetas, si bien la superficie S_1 , tomada como referencia en este trabajo, ya podía estar desnivelada (Sanz Doñaire, 1979). Durante este período las fallas NE-SO, por quedar en el cuadrante distensivo y prácticamente con la misma dirección que el esfuerzo comprensivo máximo, debieron de actuar como fallas normales, con un componente direccional variable aunque de escasa cuantía, configurando escarpes activos en relación con la mencionada tectofacies.

Posteriormente, durante la Etapa Guadarrama, las fallas anteriores fueron reactivas como cabalgamientos que afectan a la misma tectofacies, con un componente direccional izquierda, para las más norteadas (Galisteo y Plasencia), en tanto que las fracturas E-O y NO-SE actuaron como normales o inversas pero con componente direccional derecha.

Referencias

Aguirre, E.; Díaz Molina, M. y Pérez González, A. (1976): *Trab. Neog. Cuatern.*, 5, 7-29.

Capote, R.; de Vicente, G y González Casado, J. M. (1990): *Geogaceta*, 7, 20-22.

Centeno Carrillo, J. (1987): Tesis doctoral. *Univ. Compl. Madrid*, 305 pp. (inédito).

Centerio Carrillo, J.; Fernández García, P.; Sanz Santos, M. A. (inédito): *Mapa Neotectónico de España* (ITGE-ENRESA).

Dias, R. y Cabral, J. (in litt.): *Symposium on the Seismicity, Sismotectonics and Seismic risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Madrid, abril, 1989.

Fernández García, P. (1988): Tesis Doctoral. *Univ. Compl. Madrid*, 336 pp.

Garzón Heydt, M. G. (1980): Tesis doctoral. *Fac. de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. de Madrid*, 425 pp. (inédita).

Garzón Heydt, M. G.; Pedraza Gilsanz, J.

y Ubanell, A. G. (1982): *Rev. de la R.A.C. Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 26, 2º, 475-496.
 Gutiérrez Elorza, M. y Rodríguez Vidal, J. (1978): *Bol. Geol. Min.*, 89, II, 109-113.
 Hernández-Pacheco, F. y Crusafont, M. (1960): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 58, 275-282.
 Martín Escorza, C. (1990): *Geogaceta*, 8, 39-42.

Martín Serrano, A. (1985-88): Tesis Doctoral. *Univ. Compl. Madrid-Inst. de Estudios Zamoranos Florian de Ocampo. Dip. de Zamora*, 311 pp.
 Molina, E.; Blanco, J. A.; Pellitero, E.; Cantanò, M. y Jordá, J. (1985): *Studia Geológica Salmanticensis*, 20, 115-126.
 Moreno Serrano, F. (1990): *Actas Iª Reunión Nac. de Geomorfología*. Teruel, 39-49.
 Pedraza Gilsanz, J. (1978): Tesis Doctoral.

Univ. Compl. Madrid (inédita), 459 pp.
 Portero, J. M. y Aznar, M. (1984): *I Congr. Esp. de Geología*, III, 253-263.
 Sanz Donaire, J. J. (1976-1979): Tesis doctoral. *Univ. Compl. Madrid. Inst. de Geografía Aplicada. C.S.I.C.*, 2 T, 464 pp.
 Vegas, R.; Vázquez, J. T. y Marcos, A. (1986): *Geogaceta*, 1, 24-25.

Recibido el 29 de septiembre de 1990
 Aceptado el 26 de octubre de 1990.

Evolución durante el Pérmico inferior de las fallas de la región de Pálmaces de Jadraque-Angón (borde SE del Sistema Central español)

Lower-Permian faulting evolution in the Pálmaces de Jadraque-Angón region (SE border of the Spanish Central System)

C. Fernández Rodríguez (*)

(*) Dpto. de Geodinámica. Fac. de Cc. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The Permian basins in the easternmost part of the Spanish Central System have been ascribed to the tectonic activity that took place during the late Hercynian. The Pálmaces half-graben is mainly due to a complex interaction between the fault system of Angón, largely affecting the hercynian metamorphic rocks, and the well-known Sarteneja Fault.

Key words: faults, Lower Permian, spanish Central System.

Geogaceta, 9 (1991), 50-52.

Introducción

En el extremo oriental del Sistema Central español aparecen varios afloramientos aislados, de reducida extensión, compuestos por rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias, de edad pérmica y cuya génesis se relaciona estrechamente con la actividad de distintas fracturas durante el Tardihercínico (Sopeña *et al.*, 1977; Sopeña y Ramos, 1985).

Uno de estos afloramientos es el de Pálmaces de Jadraque (fig. 1), considerado por Sopeña (1979) como el resultado del relleno de un pequeño «semi-graben» durante el Pérmico inferior. El autor citado realiza un detallado estudio cartográfico y sedimentológico de estos materiales, comprobando que se trata de sedimentos continentales depositados sobre un fuerte paleorrelieve y que, en su mayor parte, se adscriben a facies proximales, medias o distales de abanicos

aluviales. La potencia media del conjunto es de unos 670 m., si bien los mayores espesores (más de 500 m.) se concentran en las dos unidades más altas distinguidas por Sopeña (1979), que representarían una secuencia granocreciente debida al desarrollo de un abanico aluvial progradante. Esta evolución se asociaría a la actividad de una fractura de dirección NNW-SSE que limita en la actualidad los afloramientos pérmicos por el este: la denominada por Soers (1972), falla de Sarteneja (fig. 1, nº 6).

En este trabajo presentamos nuevos datos de tipo cartográfico y estructural, centrados especialmente en los materiales hercínicos de la zona de Angón, adyacente a los sedimentos pérmicos por su parte oriental (fig. 1). Se pretende mostrar con ello que la falla de Sarteneja no es la única responsable de las características geométricas y sedimentológicas de la pequeña cubeta de Pálmaces.

Los materiales hercínicos de Angón

El área fuente hipotética de los sedimentos pérmicos de Pálmaces se sitúa al oeste de Angón, conformando una estructura cómica cuyos rasgos generales son de edad hercínica (fig. 1). De muro a techo encontramos cuatro formaciones infraordóvicas de carácter informal: la formación Angón, compuesta por micaesquistos, cuarcitas, areniscas y carbonatos; la formación Antoñita, gneíscica y de origen ortoderivado; la formación Cardeñosa, semejante a la formación Angón pero de mucha menor potencia, y la formación Hiendelaencina, constituida por gneises macro y microglándulares de origen volcanosedimentario. Por encima se sitúa una potente serie sedimentaria que abarca desde el Ordovícico hasta el Devónico.

Uno de los rasgos más penetrativos que la Orogenia Hercínica imprimió