



Bloqueo y dislocación antitética de superficies de «detachment» en la provincia extensional Tardi-Hercínica del centro peninsular

Antithetic breakdown of detachment surfaces in the Tardi-Hercynian extensional province of central iberia

DOBLAS, M. y RUBIO, J.

La zona central de la Península Ibérica constituyó, para tiempos Tardi-Hercínicos, una provincia extensional del tipo «Basin & Range», mediante un modelo de «detachments» (DOBLAS, M., 1987). Sin embargo, en esta zona se observan dos tipos de dislocaciones antitéticas atípicas, que no pueden explicarse satisfactoriamente con el modelo clásico de WERNICKE, B. P. (1981a, 1985), ni con las interpretaciones regionales en base a este modelo hasta ahora propuestas. Para explicar estas dislocaciones, proponemos una modificación del modelo de WERNICKE, B. P. (1981a, 1985) para sus etapas finales de denudación tectónica, y abovedamiento. En estas condiciones, ya dentro del campo frágil, la alta rigidez flexural de la corteza induciría un proceso de bloqueo y dislocación antitética de las superficies de «detachment». Se discutirán las implicaciones de esta hipótesis, tanto en cuanto introducen una variante en el modelo clásico, como en cuanto a sus implicaciones regionales.

Palabras clave: Antitéticas, «detachment», Tardi-Hercínico.

During Tardi-Hercynian time, central Iberia constituted a Basin & Range-type extensional province with detachment faults (DOBLAS, M., 1987). However, two types of antithetic dislocations observed in this region are not satisfactorily explained, neither by the WERNICKE, B. P. (1981a, 1985) model, nor by similar regional interpretations till now suggested. We propose a variation of the WERNICKE, B. P. (1981a, 1985) scheme (for its final evolution through tectonic denudation and upward arching), in order to account for these atypical dislocations. Under these final brittle conditions, the prevailing crustal high flexural rigidity will trigger the antithetic breakdown of the detachment surfaces. We will further discuss the implications of this model, which hinders both on a modification of the classical model, and on a reappraisal of different regional data.

Key words: Antithetics, detachment, Tardi-Hercynian.

INTRODUCCION

La zona central de la Península Ibérica (Sistema Central Español y Montes de Toledo) constituyó, para tiempos Tardi-Hercínicos, un equivalente de la provincia extensional Cenozoica del «Basin & Range» (SW de los Estados Unidos), que ha sido interpretada según dos modelos contrastados:

1. Según el modelo de LORENZ, V., y NICHOLLS, I. A. (1976), que invoca un proceso de rifting simétrico mediante un esquema de cizalla pura.

2. Según el modelo de DOBLAS, M. (1987), que invoca la existencia de «detachments» extensionales y «metamorphic core complexes» (siguiendo la terminología original de WERNICKE, B. P., 1981a, 1985) con implicaciones en cuanto al emplazamiento de la red filoniana de orientación E-W (UBANELL, A. G. y DOBLAS, M., 1987), las cuencas sedimentarias Pérmicas con efusiones volcánicas andesíticas (DOBLAS, M., 1988; DOBLAS, M., en prensa), y la génesis de las mineralizaciones epitermales de plata de Hiendelaencina (DOBLAS, M. *et al.*, 1988).

Sin embargo, en esta zona se observan dos tipos de dislocaciones antitéticas atípicas que no se explican satisfactoriamente con los modelos existentes hasta ahora: la zona milonítica de Toledo (ZMT), y una serie de dislocaciones antitéticas dentro de la zona milonítica de Cenicientos/Navalcán (ZMCN).

Para explicar estas dislocaciones antitéticas atípicas, proponemos una modificación del modelo de WERNICKE, B. P. (1981a, 1985) para sus etapas finales (que conlleva procesos de denudación tectónica y abovedamiento de las superficies de «detachment»).

PLANTEAMIENTO DE LA PROBLEMATICA

Los dos tipos de dislocaciones antitéticas atípicas observadas en nuestra zona de estu-

dio se representan en la figura 1. Son *antitéticas* en relación a los «detachments» buzantes al N propuestos en el modelo de DOBLAS, M. (1987), (ZMCN), y además, son *atípicas* ya que presentan abundante desarrollo de milonitas a lo largo de planos de bajo ángulo (a diferencia de las clásicas antitéticas de bloque superior de los «detachments»; WERNICKE, B. P., 1985).

1. La zona milonítica extensional de Toledo (ZMT), de bajo ángulo, gran espesor, y abundante desarrollo de milonitas, ultramilonitas, y cataclasitas (# 5 en la figura 1).

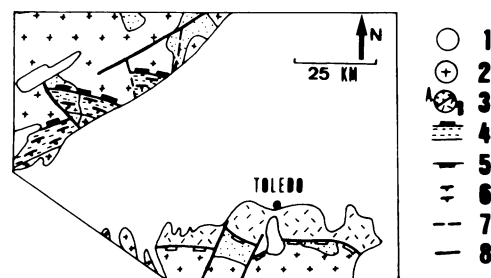


Fig. 1. Esquema geológico simplificado del área estudiada (modificado de DOBLAS, M., *et al.*, 1988):

- 1) Sedimentos Terciarios. 2) Granitoides.
- 3) Rocas metamórficas (a: grado medio a alto; b: migmatitas). 4) Zona milonítica extensional de Cenicientos/Navalcán (ZMCN).
- 5) Zona milonítica extensional de Toledo (ZMT). 6) Bandas de cizalla antitéticas dentro de la ZMCN. 7) Zonas de cizalla transcurrentes. 8) Fallas.

2. Una serie de bandas de cizalla extensionales antitéticas (# 6 en la figura 1), poco penetrativas, escalonadas, y localizadas en el interior de la zona milonítica de Cenicientos/Navalcán (ZMCN; # 4 en la figura 1).

En este sentido, ninguno de los modelos temáticos o regionales existentes explica satisfactoriamente estas dislocaciones antitéticas. Sin embargo, el modelo de «detachments» extensionales de WERNICKE, B. P. (1981a, 1985) sirve de punto de partida válido, con algunas modificaciones que sugerimos para sus etapas finales. La ZMT ha sido explicada según dos esquemas extensio-

nales distintos: (1) como una dislocación típica del bloque superior de un «detachment» buzante al N (DOBLAS, M., 1987); y (2) como el «breakaway fault» de un detachment buzante al S (HERNANDEZ ENRILE, J. L., en prensa).

La problemática de las antitéticas atípicas en la literatura temática recibe un tratamiento bastante distinto según que el modelo aplicado sea de cizalla simple (LISTER, G. S., *et alters.*, 1986), simple/pura (GANS, P. B. *et alters.*, 1985), o pura (MA-LAVIEILLE, J., 1987).

Según el modelo de WERNICKE, B. P. (1981a, 1985), durante los últimos estadios de la evolución de los «detachments», se produce la exhumación de los «metamorphic core complexes» y las superficies de «detachment» por denudación tectónica, compensación isostática, y abovedamiento. De este modo, las rocas pasan progresivamente del campo dúctil al frágil (HODGES, K. V. *et alters.*, 1987), y se generan unas fábricas «brittle on ductile» típicas de los «metamorphic core complexes» (DAVIS, G. H., 1987). Este es un problema no resuelto por el modelo de WERNICKE, B. P. (1981a, 1985), ya que bajo las condiciones esencialmente frágiles que predominan en estos últimos estadios de denudación de las estructuras, parece difícil concebir que siga funcionando ininterrumpidamente el «detachment», a la vez que continúa el proceso de abovedamiento cortical, sin que se rompa la megaestructura. Esto viene corroborado por los siguientes puntos, que cuestionan el modelo clásico en sus últimos estadios evolutivos:

1. Según SPENCER, J. E. (1984), el reajuste isostático y abovedamiento pueden verse limitados por una rigidez flexural finita.

2. Según ENGLAND, P. y JACKSON, J. (1987), en zonas de «detachments» actualmente activos nunca se han observado terremotos relacionados con fallas normales de bajo ángulo ($< 30^\circ$).

3. Según KUSZNIR, N. J. y PARK, R. G. (1987), la resistencia litosférica dependerá del modelo extensional que se aplique. Según el modelo de «bajo gradiente de deformación» ($\epsilon = 10^{-16}\text{sec}^{-1}$), la resistencia litosférica es alta («strain hardening»), con factores de extensión bajas ($\beta = 1.5$), flujos de calor moderados, y zonas de extensión activa anchas ($\cong 180$ Km) que aumentan en anchura con el tiempo (lo contrario ocurre en el modelo de «alto gradiente de deformación»; $\epsilon = 10^{-14}\text{sec}^{-1}$).

MODELO PROPUESTO PARA EL CENTRO PENINSULAR

Diferentes datos indican que el centro Peninsular se comportó según el modelo extensional de «bajo gradiente de deformación» de KUSZNIR, N. J. y PARK, R. G. (1987), que implica una alta resistencia litosférica y rigidez flexural:

1. El proceso extensional abarcó un lapso de tiempo (40 Ma.) muy superior al del «Basin & Range» de EE. UU. (14 Ma.; WERNICKE, B. P., 1985).

2. La zona de extensión activa era ancha ($\cong 190$ Km).

3. El flujo calorífico, para tiempos justo anteriores al proceso extensional, fue moderado ($\cong 52^\circ \text{C/Km}$; CARBO, A. y CAPOTE, R. 1985).

Además, es interesante recalcar que el fenómeno extensional Tardi-Hercínico que afectó al centro Peninsular, responde a un esquema de cizalla simple. En este sentido recordemos (WERNICKE, B. P., 1981b) que el modelo de cizalla pura (deformaciones uniformes, coaxiales, con un «decoupling horizon») es bastante distinto del modelo de cizalla simple (deformaciones no uniformes, no coaxiales, y con un «detachment» basal). Esta polémica es clásica en el «Basin & Range» de los Estados Unidos, aunque las últimas tendencias favorecen el segundo modelo (MOLNAR, P., 1988). Co-

mo hemos dicho, el modelo de «detachments» para el centro Peninsular (DOBLAS, M., 1987) responde al esquema de cizalla simple, y esto por las siguientes razones:

1. Dominio de las fábricas que indican deformación no coaxial.

2. Separación temporal entre las deformaciones dúctiles del bloque inferior, y las deformaciones frágiles del bloque superior.

3. Enfriamiento rápido durante el abovedamiento cortical (como demuestra la presencia de abundantes pseudotaquilitas; DOBLAS, M., 1987).

4. Presencia de fábricas con fenómenos de sobreimposición «brittle on ductile».

5. Emplazamiento de los granitos en su mayoría justo antes del proceso extensional, aunque su fábrica subhorizontal refleja este proceso.

6. Efectos térmicos despreciables en el bloque superior.

En este trabajo, proponemos un modelo según el cual los «detachments» sufrieron, durante su evolución final, un bloqueo y dislocación antitética como consecuencia de procesos de abovedamiento anticlinal en una corteza de alta resistencia y rigidez flexural. Este modelo se representa en la figura 2, y consta de tres estadios:

1. Una fase inicial pre-extensional (Fig. 2A): En esta figura se muestran las futuras estructuras extensionales, que se subdividen en dos zonas (falla sintitéticas, zona S; y fallas antitéticas, zona A), separadas espacialmente y temporalmente por la futura región de máximo abovedamiento cortical (siguiendo ideas de MC. CLAY, K. R. y ELLIS, P. G., 1987).

2. Una fase intermedia durante la cual funciona la ZMCN (Fig. 2B).

3. Una fase final de bloqueo parcial y dislocación antitética de la ZMCN, a consecuencia de la cual se genera la ZMT. La ZMCN queda ahora dividida en tres segmentos con comportamientos contrastados: 1) Una

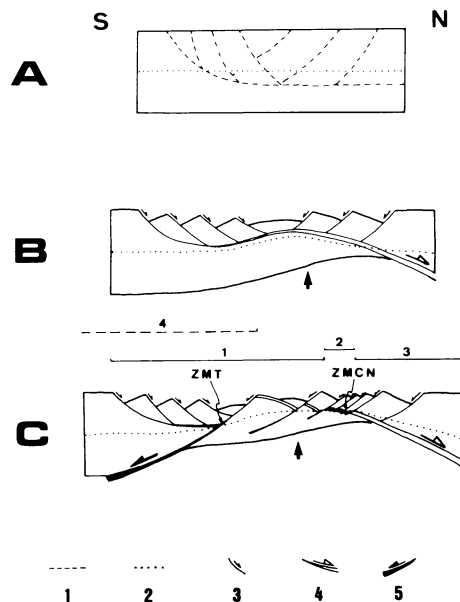


Fig. 2. Esquema evolutivo idealizado de los «detachments» extensionales del centro Península para tiempos Tardi-Hercínicos: A) etapa pre-extensional; B) etapa intermedia; C) etapa de bloqueo y dislocación antitética (1. Futuras estructuras extensionales; 2. Zona de transición dúctil/frágil; 3. Fallas listricas de bloque superior; 4. Zona milonítica de Cenicientos/Navalcán (ZMCN); 5. Zona milonítica de Toledo; 6. Abovedamiento cortical.

región en la cual el movimiento hacia el N queda bloqueado ya que se encuentra por encima de la zona de transición dúctil-frágil (zona 1); 2) Una región que se encuentra dentro de la zona de transición dúctil-frágil y cuyo continuado movimiento hacia el N produce una tectónica tardía «de tipo domo» de la superficie de «detachment» inicial (SERANNE, M. y SEGURET, M. 1987) que explica la formación de las antitéticas escalonadas observadas en la ZMCN (zona 2); 3) Una zona donde continúa el movimiento extensional hacia el N como en el estadio anterior (zona 3). Paralelamente, se genera la ZMT (zona 4), como una antitética de primera magnitud en el borde sur de la zona de máximo abovedamiento del «detachment» inicial (ZMCN), que produce

una rotación cortical y la exhumación final del «metamorphic core complex» de Toledo. El resultado final de esta estructuración cortical Tardi-Hercínica es que existieron en el centro Peninsular dos «detachments» activos, opuestos en cuanto a sentido del movimiento y buzamiento, y que se generaron en distintos momentos (primero la ZMCN, y luego la ZMT). Una de las consecuencias más relevantes del modelo propuesto es que permite definir dos tipos contrastados de «metamorphic core complexes» en provincias extensionales con «detachments»: (1) El clásico (WERNICKE, B. P., 1985), resulta-

do de exhumación por la evolución normal de un «detachment» en una corteza con condiciones de baja rigidez flexural; y (2) El que se propone aquí para el «metamorphic core complex» de Toledo, que sería el resultado cumulativo del funcionamiento de un «detachment» inicial, posteriormente bloqueado por otro «detachment» antitético tardío, todo ello dentro de una corteza con condiciones de alta rigidez flexural.

Recibido, 4-III-89

Aceptado, 6-VI-89

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- CARBO, A. y CAPOTE, R. (1985). Estructura actual de la corteza en el Sistema Central Español e implicaciones geotectónicas. *Rev. R. Acad. Cien. Exac. Fis. Nat.*, V 79 (4), p. 625-634.
- DAVIS, G. H. (1987). A shear-zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. *en, Continental Extensional Tectonics*, COWARD, M. P., DEWEY, J. F. y HANCOCK, P. L. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.* 28, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 247-266.
- DOBLAS, M. (1987). Tardi-Hercynian extensional and transcurent tectonics in central Iberia. *en*, Resúmenes «Conference on Deformation and Plate Tectonics», Gijón, Universidad de Oviedo, p. 19.
- DOBLAS, M. (1988). New insights on the extensional detachment tectonics in central Iberian during the Tardi-Hercynian. *en*, *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones Vol. 2*, Universidad de Granada, p. 123-126.
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, R., MAYOR, N. y MARTINEZ J. (1988). Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization in the Spanish central system. *Geology*, V. 16, p. 800-803.
- DOBLAS, M. (en prensa). Tardi-Hercynian extensional and transcurent tectonics in central Iberia. *Tectonophysics*.
- ENGLAND, P. y JACKSON, J. (1987). Migration of the seismic-aseismic transition during uniform and nonuniform extension of the continental lithosphere. *Geology*, V. 15, p. 291-294.
- GANS, P. B., MILLER, E. L., Mc.CARTHY, J. y OULDCOTT, M. L. (1985). Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zone in the northern Snake Range and vicinity: New insights from seismic data. *Geology*, V. 13, p. 189-193.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L. (en prensa). Extensional tectonics in the Toledo shear zone. *Tectonophysics*.
- HODGES, K. V., WALKER, J. D. y WERNICKE, B. P. (1987). Footwall structural evolution of the Tucki Mountain detachment system, Death Valley region, southeastern California. *en*, *Continental Extensional Tectonics*, COWARD, M. P., DEWEY, J. F. y HANCOCK, P. L. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.* 28, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 393-408.
- KUSZNIR, N. J. y PARK, R. G. (1987). The extensional strength of the continental lithosphere: Its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. *en*, *Continental Extensional Tectonics*, COWARD, M. P., DEWEY, J. F. y HANCOCK, P. L. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.* 28, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 35-52.
- LISTER, G. S., ETHERIDGE, M. A. y SYMONDS, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, V, 14, p. 246-250.
- LORENZ, V. y NICHOLLS, I. A. (1976). The Permian-Carboniferous Basin & Range of Europe. An application of plate tectonics. *en*, *The continental Permian in Central, west and south Europe*. FALKE, H. (ed.), D. Reidel Publishing Company, London, p. 313-342.
- MALAVIEILLE, J. (1987). Extensional shearing deformation and kilometer-scale «a»-type folds in a cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, northwestern Utah). *Tectonics*, V. 6 (4), p. 423-448.
- Mc.CLAY, K. R. y ELLIS, P. G. (1987). Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, V. 15, p. 341-344.
- MOLNAR, P. (1988). Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, V. 335, p. 131-137.
- SERANNE, M. y SEGURET, M. (1987). The Devonian basins of western Norway: tectonics and kinematics of an extending crust. *en*, *Continental Extensional Tectonics*, COWARD, M. P., DEWEY, J. F. y HANCOCK, P. L. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Pub.* 28, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 537-548.
- SPENCER, J. E. (1984). Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, V. 12, p. 95-98.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987). Modelos geotectónicos de los diques EW en el Sistema Central Español. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, V. 12, p. 183-191.
- WERNICKE, B. P. (1981a). Low-angle normal faults in the Basin and Range province-Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, V. 291, p. 645-648.
- WERNICKE, B. P. (1981b). Insights from Basin and Range surface geology for the process of large-scale divergence of the continental lithosphere. *en*, *Conference on Processes of Planetary Rifting, Lunar and Planetary Institute Contribution 457*, p. 90-92.
- WERNICKE, B. P. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. Jour. Earth Sci.*, V. 22, p. 108-125.