



Zonas de cizalla tardihercínicas en el sector central de la Sierra de Gredos (Sistema Central Español)

Shear tardihercynian zones in the Central part of the Gredos Sierra (Spanish Central Range)

DOBLAS, M.

En este trabajo, se exponen las principales conclusiones alcanzadas en nuestra Tesis Doctoral (DOBLAS, M., 1989), en cuanto a la historia deformativa del sector central de la Sierra de Gredos para tiempos tardihercínicos, distinguiéndose tres episodios tectónicos dentro de un marco geotectónico global, durante los cuales se generan diferentes familias de zonas de cizalla: 1) Un primer episodio caracterizado por un régimen extensional con un eje de esfuerzos σ_1 subvertical, que denominamos «Episodio Dúctil Extensional Tardihercínico» (DETH); 2) Un segundo episodio, caracterizado por un régimen transcurrente dúctil, con un eje de esfuerzos σ_1 de dirección EW, que denominamos «Episodio Dúctil Transcurrente Tardihercínico» (DTTH); y, 3) Un tercer y último evento, bajo un régimen transcurrente frágil, con un eje de esfuerzos σ_1 según NS, que denominamos «Episodio Frágil Transcurrente Tardihercínico» (FTTH).

Palabras clave: Tardihercínico, zonas de cizalla, Sistema Central.

This paper presents the main conclusions reached in our Doctoral Thesis (DOBLAS, M., 1989), regarding the deformational history of the central part of the Gredos Sierra for the tardihercynian time-span, during which three tectonics events, might be distinguished within a generalized geotectonic frame, with different sets of shear zones: 1) A first extensional event with a subvertical σ_1 stress axis, termed «Ductile Extensional Tardihercynian Event» (DETH); 2) A second episode characterized by transcurrent tectonics within a ductile regime, with an EW-oriented σ_1 stress axis, termed «Ductile Transcurrent Tardihercynian Event» (DTTH); and, 3) A last event with brittle transcurrent faults, with a NS-oriented σ_1 axis, termed «Brittle Transcurrent Tardihercynian Event» (FTTH).

Key words: Tardihercynian, shear zones, Central System.

INTRODUCCION

El área de estudio (Fig. 1), corresponde a la parte central de la Sierra de Gredos, limitada por las poblaciones de Cadalso de los Vidrios, El Barraco, Arenas de San Pedro, y Segurilla.

En la Figura 1 se han representado las diferentes familias de zonas de cizalla que afloran en este área en grupos característicos de los tres eventos tectónicos tardihercínicos. En la zona de estudio (DOBLAS, M., 1989), afloran unos pocos macizos metamórficos (la parte meridional del macizo de La Cañada/Cebreros, el macizo de San Vicente, y los macizos de Montesclaros y Arenas de San Pedro). Las rocas dominantes son los granitoides, habiéndose distinguido siete tipologías de los mismos (DOBLAS, M., 1989; siendo las adamellitas y granodioritas porfídicas las predominantes).

La interpretación de los tiempos tardihercínicos en la parte central de la Península Ibérica ha sido siempre controvertida (CAPOTE, R., 1985), ya que se incluyen en este período una serie de episodios de la deformación (extensionales, transcurrentes, y compresivos), sin que exista un modelo coherente y claro para su evolución geotectónica de conjunto. Varios elementos se han interpretado en función de un régimen extensional: diques félsicos de dirección EW (UBANELL, A. G., 1982), zonas de cizalla EW en rocas metamórficas y granitoides (MARTIN ESCORZA, C., 1981; DOBLAS, M. *et al.*, 1983; DOBLAS, M. 1988), y sedimentos Pérmicos y andesitas rellenando semi-grabens asimétricos en el sector NE del Sistema Central Español (ANCOECHEA, E. *et al.*, 1981; SOPEÑA, A. y RAMOS, A., 1985). Otros elementos se han relacionado con regímenes compresivos: la «fase 4 Hercínica», postmetamórfica, con directrices EW en el sector de Gredos (desarrollando pliegues, crenulaciones y kink-bands; GIL TOJA, A. *et al.*, 1985), y una foliación subhorizontal en algunos granitoides

(LOPEZ PLAZA, M. y GONZALO, J. C. 1986). Los elementos que han sido adscritos a regímenes transcurrentes son los más abundantes, incluyendo fallas frágiles (ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1975; UBANELL, A. G. 1982), y zonas de cizalla dúctil (DOBLAS, M., *et al.*, 1983; DOBLAS, M., 1988; DOBLAS, M., 1989).

Ninguno de los modelos geotectónicos que se han sugerido clásicamente para el tardihercínico, ofrece una explicación suficientemente satisfactoria para el conjunto de las deformaciones observadas. La mayoría de estos, invocan el predominio de regímenes de tipo transcurrente, con modelos de cizallas de escala megacontinental (ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1975), o modelos basados en colisiones del tipo Himalayaño (LEFORT, J. P. y VAN DER VOO, R., 1981). Una de las principales fuentes de controversia, se refiere a la cuestión fundamental de si las deformaciones tuvieron lugar en una corteza engrosada del tipo «basement reactivated crust» (DEWEY, J. F. y BURKE, K. C. A., 1973), o en una corteza adelgazada del tipo «Basin and Range» (según los modelos de cizalla pura o simple; LORENZ, V. y NICHOLLS, I. A., 1984; y DOBLAS, M., 1987).

El análisis de las diferentes zonas de cizalla estudiadas en nuestra zona (teniendo en cuenta sus orientaciones, sentido de movimiento, y relaciones de corte), permite diferenciar tres fases de la deformación para el tardihercínico, cada una de ellas con un régimen específico: una primera dúctil extensional (DETH), una segunda dúctil transcurrente (DTTH), y una tercera frágil transcurrente (FTTH). El episodio extensional DETH ha sido objeto de un estudio más detallado en otras publicaciones nuestras anteriores (DOBLAS, M., 1987; DOBLAS, M. *et al.*, 1988; DOBLAS, M., 1989; DOBLAS, M., en prensa), en las cuales la interpretación del mismo se aborda en base a un modelo de «detachments» extensionales y «metamorphic core complexes».

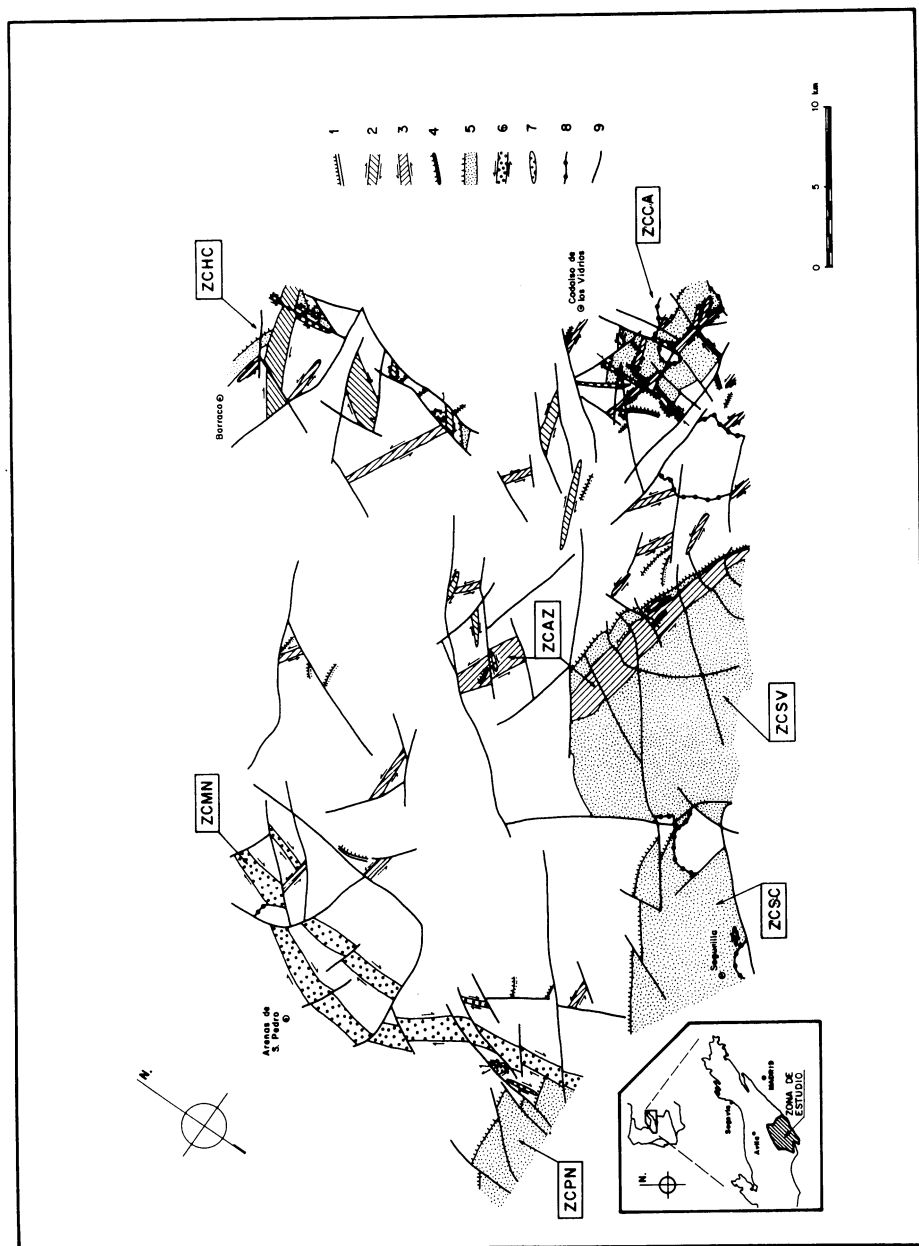


Fig. 1. Familias de zonas de cizalla estudiadas, agrupadas en relación con los tres episodios de la deformación tardihercínica. 1) Cizallas normales de dirección media NS (evento FTTH). 2) Cizallas dextrales (evento DTTH1). 3) Cizallas sinistralas (evento DTTH2). 4) Cizallas normales en el interior de la zona de Cizalla de Agudo-Zahurdal (evento DTH). 5) Bandas o corredores extensionales (evento DETH). 6) Zonas de cizalla transcurrentes de tipo «transfer-faults» (evento DETH). 7) Cizallas de asignación temporal dudosa. 8) Contactos intrusivos. 9) Fallas frágiles. ZCAZ: zona de cizalla de Agudo-Zahurdal. ZCCA: zona de cizalla de Cenicientos-Almorox. ZCHC: zona de cizalla de Horcajuelos-Capaprieta. ZCMN: zona de cizalla de Monbeltrán-Navalarroyo. ZCPN: zona de cizalla de Parrillas-Navalcán. ZCSC: zona de cizalla de Segurilla-Cervera. ZCSV: zona de cizalla de San Vicente.

MODELO GEOTECTONICO TARDIHERCINICO PARA EL SECTOR CENTRAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL EN BASE A TRES EPISODIOS DE LA DEFORMACION

En la Figura 1 se han esquematizado las diferentes familias de zonas de cizalla estudiadas, que se agrupan aquí en relación con los tres episodios tardihercánicos, con el siguiente orden relativo: 1) el episodio dúctil extensional (DETH); 2) el episodio dúctil transcurrente (DTTH); y, 3) el episodio frágil transcurrente (FTTH).

Durante el episodio extensional DETH, se generan los corredores extensionales (símbolo 5 de la Figura 1) de la parte septentrional del área de estudio (Zona de cizalla de Parrillas-Navalcán, ZCPN; zona de cizalla de Segurilla-Cervera, ZCSC; zona de cizalla de San Vicente, ZCSV; zona de cizalla de Cenicientos-Almorox, ZCCA), y el que se observa en la parte NE en el interior de la zona de cizalla de Horcajuelo-Capaprieta (ZCHC), con direcciones variables (EW de media), y movimiento normal norteado. Estos, se han interpretado como los «breakway faults» de sistemas de «detachments» extensionales (DOBLAS, M., *et al.*, 1988; DOBLAS, M., 1989; DOBLAS, M., en prensa). A la vez, se generan una serie de zonas de cizalla transcurrentes (dextrales o sinestrales; símbolo 6 de la Figura 1), que son interpretados aquí como «transfer faults», que compartimentan diferentes bloques corticales con características extensionales contrastadas (entre ellas destaca la zona de cizalla de Monbeltrán-Navalarroyo, ZCMN, y las que existen en el interior de las ZCCA y ZCHC). La posible conexión y enraizamiento en profundidad de este tipo de «transfer-faults», con superficies de «detachment» subhorizontales, ha sido sugerido por LEMISZKI, P. J. y BROWN, L. D. (1988). Además, existen una serie de zonas de cizalla extensionales de alto ángulo y directrices similares a las de los corredores antes citados, que pueden observarse en varias

zonas. Adicionalmente, existen una serie de zonas de cizalla extensionales antitéticas (en general localizadas en el interior de los corredores extensionales). La interpretación de los mismos se ha expuesto en una publicación reciente (DOBLAS, M. y RUBIO, J., 1989), como resultado de un proceso complejo de bloqueo y dislocación antitética de las superficies de «detachment» iniciales. Fuera del área principal de estudio, también se reconocen zonas de cizalla que pueden adscribirse a este episodio extensional: las zonas de cizalla de Madrigal de la Vera y de Jaraiz de la Vera (ZCMV y ZCJV; DOBLAS, M., 1989) al oeste del Sistema Central, como corredores extensionales, y la zona de cizalla de Robledo de Chavela (ZCRC; MARTIN ESCORZA, C., 1981) como zona de cizalla de alto ángulo. De entre las antitéticas podemos destacar la zona de cizalla de los montes de Toledo (ZCMT; HERNANDEZ ENRILE, J. L., 1987).

Durante el episodio transcurrente DTTH, se generan dos familias principales de zonas de cizalla dúctil: 1) zonas de cizalla dextrales (DTTH1), de dirección media N40°E (como la que existe en la ZCHC; símbolo 2 de la figura 1); y, 2) zonas de cizalla sinestrales (DTTH2), de dirección media N110°E (como la zona de cizalla de Almendral-Zahurdal, ZCAZ; símbolo 3 de la figura 1). Este último tipo lleva, localmente, asociadas unas bandillas de cizalla normales/oblicuas, generadas probablemente durante este episodio DTTH (símbolo 4 de la figura 1). Fuera del área de estudio, al oeste del Sistema Central, las ZCMV y ZCJV muestran asimismo una reactivación posterior según directrices correspondientes a las de las zonas de cizalla sinestrales del tipo DTTH2 (DOBLAS, M., 1989). Como se ve en la figura 1, estos dos sistemas de zonas de cizalla transcurrentes se concentran esencialmente en la parte oriental del área de estudio, formando una especie de «triángulo» donde dominan estas deformaciones transcurrentes. Estas zonas de cizalla son mucho más escasas en el sector occidental, que de-

bió constituir, por lo tanto, una zona de mayor resistencia ante las deformaciones transcurrentes. En relación con esto, se puede hipotetizar sobre un posible modelo idealizado de deformación progresiva dúctil a frágil en este «triángulo» (Fig. 2; con límites definidos por dos zonas de cizalla de tipo DTTH1 y DTTH2, respectivamente, la zona de cizalla dextral principal de la ZCHC, y la ZCAZ). En un primer momento (Fig. 2A), funcionarían estas zonas de cizalla de borde bajo un régimen dúctil. Posteriormente, ya dentro de un régimen más frágil, el movimiento a lo largo de estas dos zonas de cizalla de borde, generaría dos zonas de transtensión en las partes orientales/internas del «triángulo», a favor de las cuales se facilitaría la intrusión de dos stocks tardíos de granitos de dos micas de El Berrocal y Mavaluenga (Fig. 2B).

Como ya expusimos en algunas publicaciones nuestras recientes (UBANELL, A. G. y DOBLAS, M., 1987; y DOBLAS, M., 1989), la red filoniana de dirección EW se emplazó en un lapso de tiempo bastante grande: durante el evento DETH, entre los episodios DETH y DTTH, o durante el evento DTTH (algunos diques presentan solo deformaciones extensionales, otros sufrieron una reactivación transcurrente, y otros solo presentan deformaciones transcurrentes).

Durante el último episodio (el evento transcurrente frágil FTTH), se generó la clásica red de fracturación tardihercínica con directrices NE/SW (dextral) y NW/SE (sinistral), como describen ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975), y UBANELL, A. G. (1982). Localmente, se han observado una serie de bandillas de cizalla dúctil extensionales, de dirección media NS, y movimiento hacia el E o el W, concentradas en la ZCCA (símbolo 1 en la figura 1), que podrían estar asociadas a este último evento transcurrente (con un eje máximo de esfuerzos compresivos $\sigma 1$ según NS).

CONCLUSIONES

Se han diferenciado tres eventos tectónicos para los tiempos tardihercínicos, cada uno caracterizado por unas familias de zonas de cizalla (Fig. 3):

1. Un primer episodio de la deformación, correspondiente a un régimen dúctil extensional, siguiendo directrices preferentemente EW, con movimientos esencialmente hacia el N, así como por «transfer-faults» noroesteadas (Fig. 3A; $\sigma 1$ vertical, y $\sigma 3$ NS), que denominamos «Episodio Dúctil Extensional Tardihercínico» (DETH). Este sería equivalente a la «fase Malagón» de CAPOTE, R., *et alters.*, (1986), o a la «fase Robledo» de MARTIN ESCORZA, C. (1988).

2. Un segundo evento, bajo un régimen transcurrente dúctil con dos familias principales de zonas de cizalla (dextrales N40°E; y sinestrales N110°E), que indican un eje máximo de esfuerzos compresivos $\sigma 1$ orientado según EW (Fig. 3B), y que denominamos «Episodio Dúctil Transcurrente Tardihercínico» (DTTH).

3. Un tercer y último episodio, correspondiente a un régimen transcurrente bajo condiciones eminentemente frágiles, con dos familias principales de fallas (dextrales NE/SW, y sinestrales NW/SE), que indican un eje de esfuerzos $\sigma 1$ según NS (Fig. 3c), que denominamos «Episodio Frágil Transcurrente Tardihercínico» (FTTH).

Cada uno de estos episodios responde a unas características específicas en cuanto al origen de los esfuerzos que los generaron. El evento DETH, parece estar relacionado con esfuerzos «intraplaca» debidos a la inestabilidad de una corteza sobreengrosada, sobrecalentada, y por lo tanto debilitada (por la acumulación de las deformaciones compresionales Hercínicas, y las intrusiones masivas de granitoides), que colapsa gravitacionalmente por medio de «detachments» extensionales (DOBLAS, M. *et alters.*, 1988; DOBLAS, M., 1989; DOBLAS, M. en prensa).

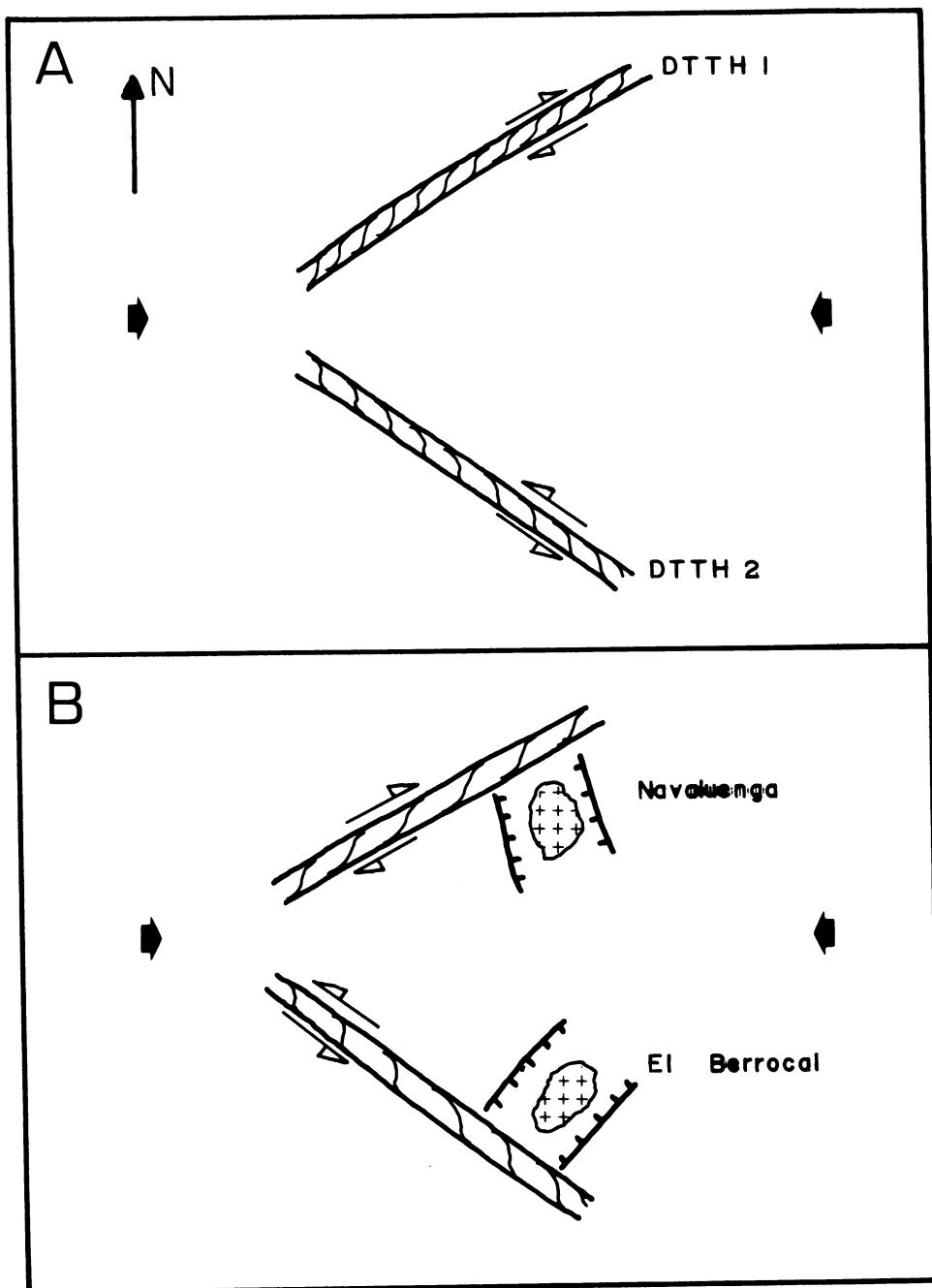


Fig. 2. Modelo idealizado para explicar la intrusión de los stocks de «granitos de dos micas tipo El Berrocal» (DOBLAS, M., 1989) de Navaluenga y El Berrocal, durante el episodio DTTH (con un eje compresivo σ_1 según EW). A) Estadio inicial del funcionamiento (dúctil) de las zonas de cizalla transcurrentes (dextral, DTTH1; y sinistral, DTTH2), que definen un «triángulo» en la parte oriental de la zona de estudio, donde se concentran las deformaciones transcurrentes. B) Estadio final del funcionamiento (frágil) de las dos bandas transcurrentes, con la generación de dos zonas de transtensión, a favor de las cuales intruyen los stocks de Navaluenga y El Berrocal.

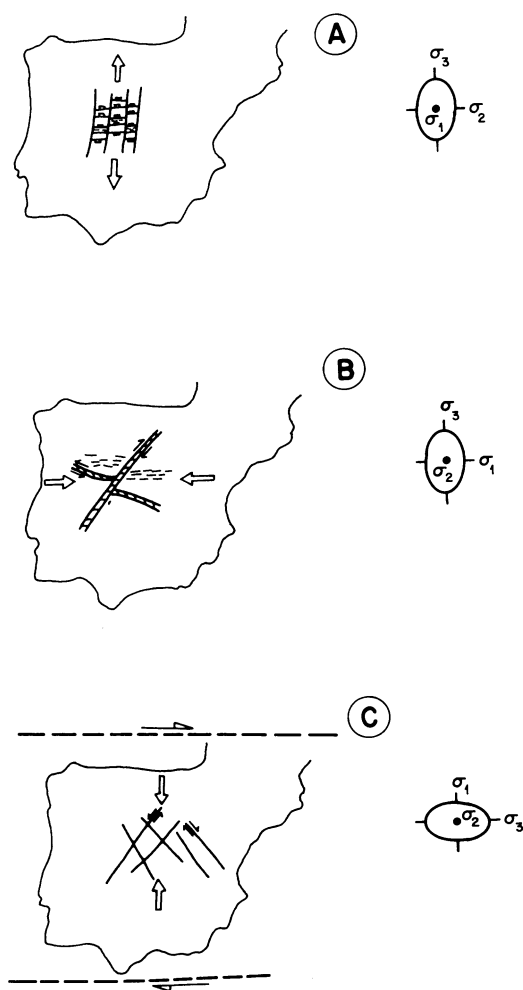


Fig. 3. Esquema idealizado mostrando el modelo propuesto para la evolución tardihercínica del centro Peninsular, con tres fases de la deformación (DOBLAS, M., en prensa). A) Episodio dúctil extensional tardihercínico (DETH). B) Episodio dúctil transcurrente tardihercínico (DTTH). C) Episodio frágil transcurrente tardihercínico (FTTH).

Sin embargo, los dos siguientes episodios, responden a regímenes transcurrentes relacionados con esfuerzos «interplaca»: el evento DTTH, corresponde a unos esfuerzos probablemente relictos, heredados de las compresiones Hercínicas, orientadas según EW, mientras que el episodio FTTH corresponde a unas nuevas condiciones de esfuerzos, que fueron explicadas satisfactoriamente por ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975): la Península habría sufrido una compresión NS en relación con una «megacizalla» intercontinental, de dirección EW y movimiento dextral.

Un problema importante que se presenta, consiste en intentar acotar las edades de estas deformaciones. En primer lugar, surge la contradicción sobre lo que se ha considerado hasta ahora como una fase compresiva Hercínica, la «fase 4» (GIL TOJA, A. *et al.*, 1985). Según DOBLAS, M. (1987), esta fase estaría asociada al evento extensional tardihercínico DETH. Por lo tanto, el tardihercínico, tal y como se considera aquí, sería distinto de lo que propusieron ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975), que lo sitúan entre el Westfaliense (310 Ma.), y el Pérmico inferior (270 Ma.). Para nosotros, el tardihercínico (con su evento extensional DETH inicial), comenzaría con la fase denominada por GIL TOJA, A. *et al.* (1985) «fase 4 Hercínica» a principios del Carbonífero (y que sería en realidad extensional), y culminaría con el episodio transcurrente final FTTH (Pérmico inferior, 270 Ma.). Por ello se amplía aquí el límite de lo que se puede denominar tardihercínico (deformaciones posteriores a las compresiones Hercínicas), y podría abarcar hasta unos 70 millones de años. De todos modos, las dataciones exactas de estos eventos no podrán precisarse, hasta que no se efectúe el análisis radiométrico de las rocas de falla generadas a lo largo de las zonas de cizalla. Sin embargo, estos eventos se pueden situar en el siguiente orden cronológico relativo: DETH, DTTH y FTTH.

BIBLIOGRAFIA

- ANCOECHEA, E., HERNAN, F. y VEGAS, R. (1981). Un marco geotectónico para el vulcanismo de Atienza (Provincia de Guadalajara). *Cuad. Geol. Iber.*, 7, p. 421-430.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975). Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- CAPOTE, R. (1985). Historia deformativa en el Sistema Central. *Rev. R. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat.*, 79 (4), p. 511-522.
- CAPOTE, R., GONZALEZ CASADO, J. M. y DE VICENTE, G. (1986). Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, p. 305-311.
- DEWEY, J. F. y BURKE, K. C. A. (1973). Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision. *Jour. Geol.*, 81, p. 683-692.
- DOBLAS, M. (1987). Tardihercynian extensional and transcurrent tectonics in central Iberian. En Resúmenes «Conference on Deformation and Plate Tectonics», Gijón, Universidad de Oviedo, España, p. 29.
- DOBLAS, M. (1988). SC deformed granitoids in the San Vicente Range (Central Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), p. 25-35.
- DOBLAS, M. (1989). Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (zona central de Gredos y áreas adyacentes). Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, 459 pp.
- DOBLAS, M. (en prensa). Tardihercynian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. *Tectonophysics*.
- DOBLAS, M. y RUBIO, J. (1989). Bloqueo y dislocación antitética de superficies de «detachment» en la provincia extensional tardihercínica del centro peninsular. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, V. 14, p. 117-122.
- DOBLAS, M., CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983). Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Stud. Geol. Salmant.*, 18, p. 27-38.
- DOBLAS, M., OYARZUN, R., LUNAR, C., MAYOR, N. y MARTINEZ, J. (1988). Detachment faulting and late-Paleozoic epithermal Ag-base metal mineralization in the Spanish Central System. *Geology*, 16, p. 800-803.
- GIL TOJA, A., JIMENEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985). La cuarta fase de deformación Hercínica en la zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 10, p. 91-103.
- HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1987). Extensional tectonics in the Toledo shear zone. En Resúmenes «Conference on Deformation and Plate Tectonics», Gijón, Universidad de Oviedo, España, p. 40.
- LEFORT, J. P. y VAN DER VOO, R. (1981). A kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurasia in the Carboniferous. *Jour. Geol.*, 89, p. 537-550.
- LEMISZKI, P. J. y BROWN, L. D. (1988). Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 665-676.
- LOPEZ PLAZA, M. y GONZALO, J. C. (1986). Los granitos Hercínicos como indicadores de la evolución estructural del Macizo Hespérico. *Hercynica*, 2 (1), p. 57-64.
- LORENZ, V. y NICHOLLS, I. A. (1984). Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107, p. 374-377.
- MARTIN ESCORZA, C. (1981). Un proceso de milonitización con extensión cortical en el macizo metamórfico de El Escorial (Cordillera Central). *Cuad. Geol. Iber.*, 7, p. 577-590.
- MARTIN ESCORZA, C. (1988). Fase Robledo: Una etapa distensiva en la Cordillera Central. *Geogaceta*, 5, p. 44-46.
- SOPENA, A. y RAMOS, A. (1985). El final del ciclo Hercínico en el Sistema Central Español: El Pérmico. *Rev. R. Acad. Cien. Exact. Fis. Nat.*, 79 (4), p. 617-624.
- UBANELL, A. G. (1982). Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Colección Tesis Doctorales, n.º 160/82, Universidad Complutense de Madrid, 217 pp.
- UBANELL, A. G. y DOBLAS, M. (1987). Modelos geotectónicos de los diques EW en el Sistema Central Español. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12, p. 183-191.

Recibido, 27-IV-90

Aceptado, 30-V-90