Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercinica: el ejemplo del Domo Gneisico del Tormes (NO Salamanca)

Metamorphic and structural evidences of variscan late orogenic extension: an example from the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif)

J. Escuder Viruete (*), R. Arenas (**) y J.R. Martínez Catalán (***)

(*) Dpto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza, España.
(**) Dpto. de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense. 28040 Madrid, España.
(***) Dpto. de Geología, Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca, España.

ABSTRACT

The tectonothermal Variscan evolution of the Tormes Gneiss Dome is controlled by a subhorizontal ductile shear zone of crustal scale and extensional characteristics, that induced a quick exhumation of the deep parts of the metamorphic complex during crustal thinning. The shearing affected a broad band of metamorphic rocks but, as the temperature decreased, became progressively concentrated in a low-grade ductile detachment that separates two distinct units, characterized by their lithology and different tectonothermal evolution. Kinematic indicators in non-coaxial fabrics show a displacement of the hangingwall to the SE, i.e., parallel to the trend of the foldbelt. The subhorizontal shearing is related to the extensional collapse of the variscan crust, previously thickened during the collision tectonics.

Key words: *extensional collapse, tectonothermal evolution, Tormes Gneiss Dome, Iberian Massif.*

Geogaceta, 16 (1994), 35-38
ISSN: 0213683X

Introducción

A diferencia del metamorfismo asociado con los procesos de engrosamiento cortical, el papel de los procesos extensionales en la evolución termal y en la exhumación de complejos metamórficos profundos, sólo ha recibido atención en la literatura geológica a lo largo de los últimos años (England, 1987; Sonder *et al.*, 1987; Platt, 1993). Uno de estos complejos metamórficos es el Domo Gneísico del Tormes (Martínez, 1974), localizado en la Zona Centro Ibérica del Macizo Ibérico, en un área al NO de la ciudad de Salamanca limítrofe entre España y Portugal. Este domo ha experimentado una evolución tectonotermal hercínica con intensa deformación dúctil y metamorfismo plurifacial. El ciclo metamórfico puede ser subdividido en dos eventos tectonotermales: un primer evento muestra afinidad barroviense (D1), y aparece relacionado con el desarrollo de estructuras compresionales que generaron un importante engrosamiento cortical; el evento posterior (D2) es de baja-P y está asociado con procesos extensionales sin y tardi-orogénicos (Escuder Viruete, 1993; Escuder Viruete *et al.*, in press.). El evento D2 oblitera variablemente al anterior; llega a alcanzar condiciones de anfibolitas de alta-T y desarrolla procesos de fusión parcial contemporáneos con la descompresión.

Este estudio examina en detalle el metamorfismo D2 y la historia estructural asociada. Toda la parte descompresiva de la trayectoria P-T-t seguida por el complejo metamórfico, tanto en su segmento ligeramente prógrado como en el retrógrado, queda registrada en la generación de forma continua de fábricas gneísicas de alto grado y milonitas dúctiles subhorizontales. Se sugiere que el metamorfismo del Domo Gneísico del Tormes se desarrolló durante un proceso de extensión mesocortical.

El Complejo Metamórfico.

El complejo metamórfico tiene la forma de un domo estructural tardío, elongado siguiendo un eje NO-SE a O-E, definido por el buzamiento general concéntrico de la foliación principal (Fig. 1). Muestra una distribución zonal, con aumento en la intensidad de D2 y la correspondiente superposición sobre D1 con el incremento de la profundidad estructural, culminando en un núcleo de alta-T de ortogneises (618 ± 9 Ma ; Lancelot *et al.*, 1985) y paragneises migmatíticos. Estos gneises, que han registrado un máximo termal en anfibolitas de alta-T, transicionales a granulitas de media-P, pasan hacia los niveles más altos de la secuencia estructural a materiales del Paleozoico Inferior en facies de los esquistos verdes, produciéndose la transición en una distancia relativamente pequeña. La geometría final del complejo es resultado de la rotación local de la macroestructura domática por un sistema de zonas de cizalla subverticales tardías, o Zona de Cizalla de Pereña (PSZ), de dirección ENE-OSO y movimiento transcurrente senestro.

Evolución termal

Las condiciones del pico metamórfico del complejo de alta-T están mejor preservadas en los niveles estructuralmente más bajos del núcleo del domo. La presencia de metatexitas sin-D2 con Qtz + Pl + Bt + Sil + Grt ± Kfs, frecuentemente como restitas alumínicas, así como el desarrollo de segregaciones leucosomáticas con granate en las diatexitas, da cuenta de incrementos de temperatura por encima de la reacción

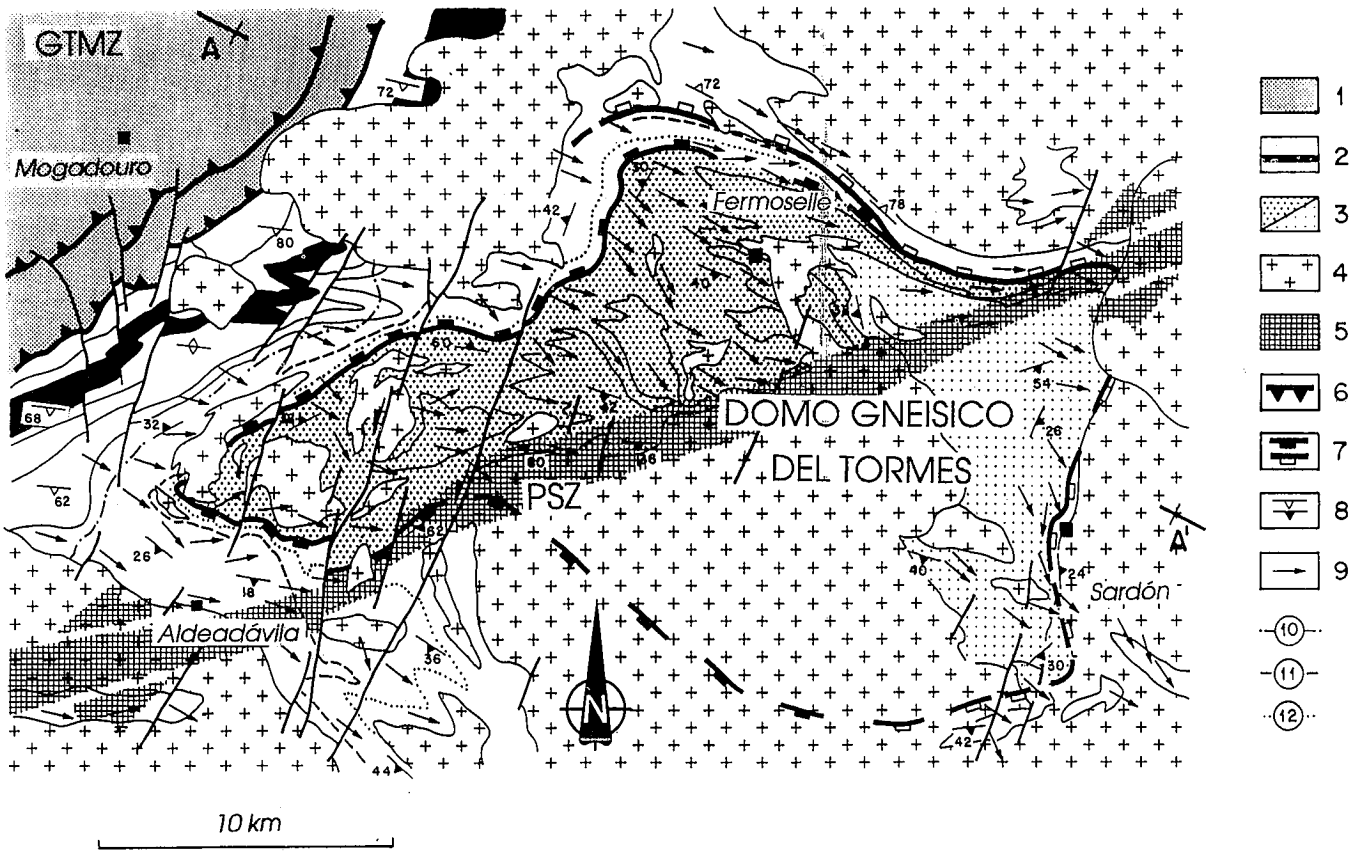

Fig. 1.— Mapa estructural esquemático del Domo Gneísico del Tormes, con localización del corte A-A' de la Fig. 3. (1) Zona de Galicia Trás-os-Montes; (2) Unidad Superior (la Cuarcita Armoricana se señala en negro); (3) Unidad Inferior (núcleo de alto grado gneísico y migmatítico), el punteado más fino muestra el sector por debajo de la zona de cizalla principal; (4) Leucogranitos peralumínicos de dos micas y biotíticos sin- a post-D2 y granodioritas post-D2; (5) Zona de cizalla transcurrente tardía; (6) Cabalgamiento Hercínico; (7) Zonas de detachment de bajo grado: encima, detachment antiguo en la zona de cizalla principal, debajo, detachment más reciente; (8) Esquistosidad S1 y foliación milonítica S2; (9) Lineación mineral y/o estiramiento L2 mostrando el sentido de movimiento del bloque superior. Isogradas: (10) andalucita (+); (11) sillimanita (+); (12) sil+kfs (+).

Fig. 1.— Structural sketch map of the Tormes Gneiss Dome, with location of the A-A' cross-section (Fig. 3). (1) GTMZ; (2) Upper Unit (black show Armorican Quartzite of Lower Ordovician); (3) Lower Unit (high-grade gneissic and migmatitic core), light stipple show sector bellow main shear zone; (4) Syn to post-D2 leucogranites and post-M2 granodiorites; (5) Wrench late shear zone; (6) Variscan thrust; (7) Zones of low-grade detachment: above, old detachment in the main shear zone, bellow, younger detachment; (8) S1 schistosity and S2 mylonitic foliation; (9) L2 stretching lineation and movement of hangingwall. Isograds: (10) (+) andalusite; (11) (+) sillimanite; (12) (+) sil+kfs.

de fusión-deshidratación incongruente Bt+Als+Qtz(+Pl)→Grt+Kfs+L, probablemente en presencia durante la fusión de una fase fluida con alta a_{H2O}. El desarrollo de esta reacción, que conlleva la formación de líquidos graníticos peralumínicos, se produce entre 760 y 800 °C para presiones comprendidas entre 6 y 9 Kbar (Vielzeuf y Holloway, 1988; Le Breton y Thompson, 1988). En los paragneises se han conservado texturas de reacción que muestran que la asociación divariante Grt+Bt+Sil+Kfs, fue primero reemplazada por otra univariante con Grt+Crd+Bt+Sil+Kfs y después por otra divariante con Crd+Bt+ Sil+Kfs, todas ellas acompañadas de la formación de fundidos. Las implicaciones de estas texturas en términos de trayectorias P-T, pueden ser visualizadas en el sistema pelítico simple KFMASH, donde la adición de otros componentes como MnO, CaO y TiO_2 no establece diferencias muy significativas. En el propuesto por Vielzeuf y Holloway (1988) para metapelitas con contenidos intermedios de X_{Mg}, la secuencia textural observada resulta sólo compatible con trayectorias P-T reflejando una drástica descompresión a alta-T, probablemente casi isoterma en sus comienzos (Fig. 2). Estas temperaturas mayores de 700 °C se reconocen también en algunos ortogneises intermedios biotítico - hornbléndicos con la asociación Pl+Qtz+Bt+Hbl±Kfs±Grt, donde ciertos boudines máficos preservan una asociación relicta con Hbl+Pl+Grt+Cpx±Qtz, y la fusión parcial sin-D2 da lugar a la formación de leucosomas con anfíbol.

Segmentos de la trayectoria P-T están documentados también con las estimaciones termobarométricas de Martínez *et al.* (1988), las cuales establecen unas condiciones P-T comprendidas entre 4,5 - 6 y 3 Kbar para un descenso en temperatura desde 700 - 730 °C hasta 600 °C. Estas condiciones metamórficas concuerdan bastante bien con las obtenidas mediante la red petrogenética de Vielzeuf y Holloway, interpretándose como valores P-T de milonitización durante estadios intermedios de la evolución termal. Los gneises experimentan después un enfriamiento hasta la parte de media - alta-T de la facies de los esquistos verdes, como sugiere la transformación de sillimanita a andalucita y el amplio desarrollo de la asociación retrógrada Chl+Ab+Ms±Bt.

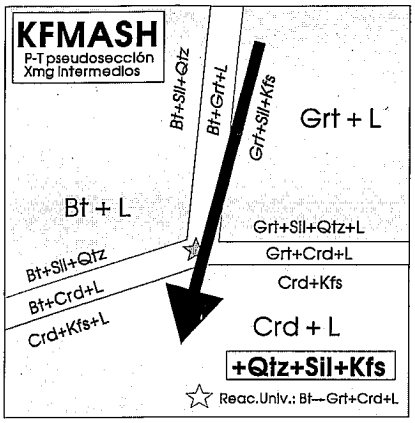

Fig. 2.— Pseudosección P-T para composiciones XMg intermedias en el sistema pelítico simple KFMASH, en el que los campos con tres fases representan reacciones contínuas. La intersección mutua de los tres campos divariantes define la reacción univariante Bt → Gt+Cd+L (+Qtz+Sil+Kfs). La flecha representa la trayectoria P-T seguida por la Unidad Inferior durante D2.

Fig. 2.— A pseudosection for intermediate XMg compositions for part of the model system KFMASH. Note that the univariant reaction Bt → Gt+Cd+L (+Qtz+Sil+Kfs) occurs at the mutual intersection of the three divariant fields shown. Arrow indicates P-T path followed by the Lower Unit of the Tormes Gneiss Dome.

En contraste con la evolución tectonotermal descrita para el núcleo del domo, las rocas inmediatamente suprayacentes al núcleo migmatítico han experimentado un metamorfismo progrado de baja-P y alta-T, acompañado por un desarrollo de minerales índice que establece, de muro a techo, la siguiente secuencia de isogradas, definidas originariamente por Martínez (1974): 1) Sil+Kfs, 2) Sil+Ms, 3) And, 4) Crd. Estas isogradas son concéntricas con el domo estructural y subparalelas con la foliación regional, resultando consistentes con un rápido incremento del grado metamórfico de D2 hacia el contacto con el núcleo migmatítico; sus características sugieren un gradiente metamórfico transitorio excepcionalmente alto, análogo al que se asocia a las aureolas de contacto en torno a plutones.

Estructura

Los esquistos suprayacentes al núcleo migmatítico han desarrollado una foliación penetrativa originariamente subhorizontal, S2, y una lineación mineral y/o de estiramiento orientada NO-SE, L2, en la que los indicadores cinemáticos son consistentes con el desarrollo de una intensa fábrica no-coaxial e indican sentidos de movimiento de techo hacia el SE (Fig. 3). Estas fábricas no-coaxiales también se han desarrollado en el conjunto gneísico infrayacente, de forma contínua desde momentos sincrónicos hasta otros post-cinemáticos en relación al pico térmico de D2. Dentro del núcleo gneísico, la deformación posterior al pico de D2 se manifiesta con el desarrollo de milonitas y fábricas S2 deformativas no-coaxiales en los paragneises, en los ortogneises leucocráticos y en un enjambre de diques de aplitas,pegmatitas y pequeñas masas de leucogranitos anatécticos.

Estos productos de fusión parcial sin-D2 intruyen también en la parte basal de los esquistos con sillimanita, a techo de los gneises migmatíticos, donde son heterogéneamente cizallados en bandas paralelas a la fábrica S2 regional y transformados en tectonitas miloníticas de los tipos L y L-S. Las relaciones geométricas entre inclusiones dentro de porfidoblastos de andalucita y las estructuras de la matriz adyacente, indican que el metamorfismo D2 fue sincrónico con el desarrollo de la foliación regional subhorizontal. Estas relaciones son especialmente significativas en esquistos cuarzosos de la zona Sil+Ms, los cuales incluyen porfidoblastos de andalucitas

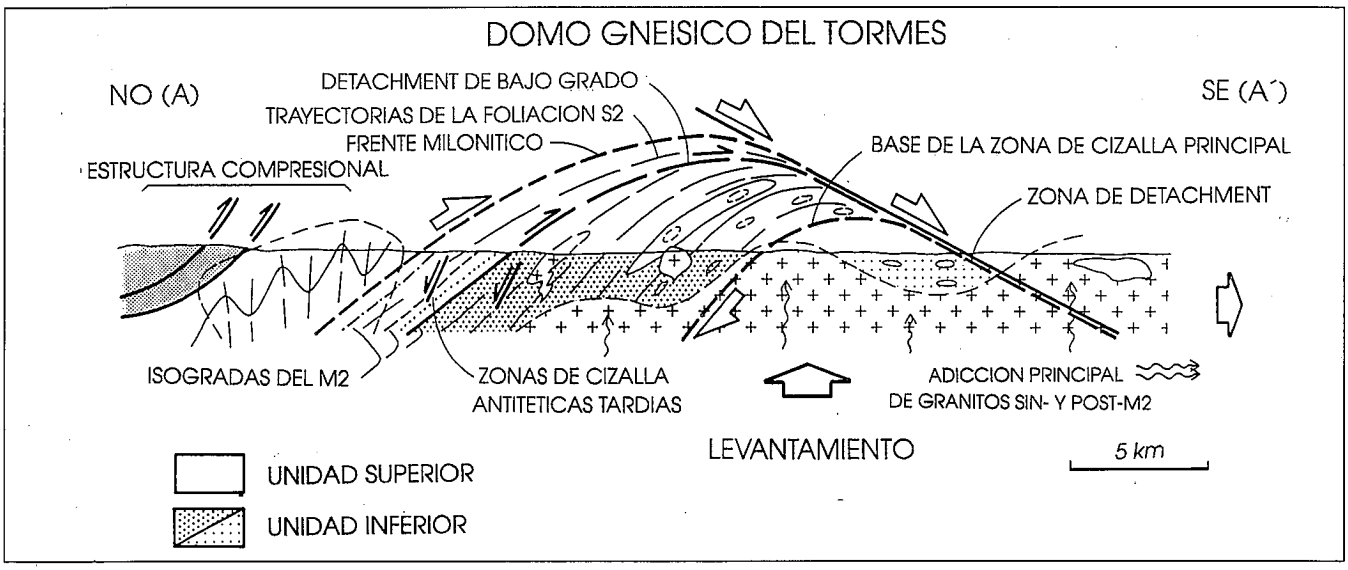

Fig. 3.— Corte esquemático dibujado paralelamente a la dirección de extensión, mostrando las relaciones estructurales entre las unidades tectonometamórficas después del magmatismo granítico post-D2 y la erosión posterior. Con el levantamiento progresivo de la Unidad Inferior en el bloque de muro de la zona de cizalla extensional principal, la deformación D2 se concentra en un detachment de bajo grado. En estadios avanzados del movimiento, la zona de cizalla principal y el antiguo detachment de bajo grado experimentan una rotación hacia el NO principalmente por «doming», relacionado con reajustes isostáticos, la denudación tectónica y el emplazamiento de plutones sintectónicos. El movimiento en el detachment no puede continuar debido a su orientación desfavorable, generándose una nueva zona de detachment en el bloque techo que corta a la zona de cizalla principal en el flanco NE del domo (ver Fig. 1).

Fig. 3.— Synthetic cross-section draw parallel to the extension direction. With the progressive doming and emplacement of syntectonic plutons, the back-rotated main shear zone and old low-grade detachment becomes inactive and the site where late antithetic shear zones developed. A new zone of detachment develops in the hangingwall cross-cutting the main shear zone in the NE limb of the dome (Fig. 1).

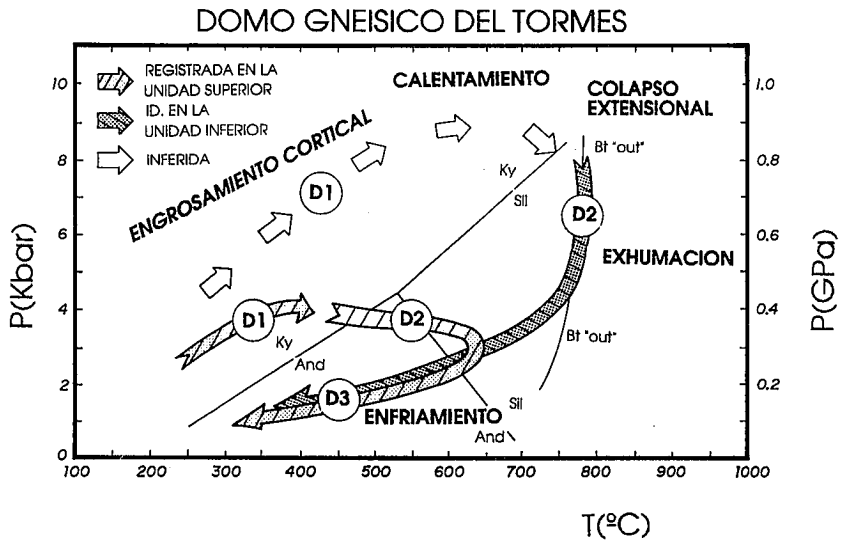

Fig. 4.— Trayectorias P-T sugeridas para las Unidades Superior e Inferior del Domo Gneísico del Tormes. D1 y D2 son los principales eventos tectonotermales; D3 señala las condiciones de las deformaciones tardías.

Fig. 4.— Suggested P-T paths for the Upper and Lower Units of the Tormes Gneiss Dome. D1 and D2 are the main tectonothermal events. D3 represents the late deformation events.

sin-D2 rodeados por una foliación milonítica S-C de tipo II (Lister & Snoke, 1984), constituida por biotita, moscovita, sillimanita fibrolítica, estirada según L2, e ilmenita. Estas relaciones texturales, consideradas en la red petrogenética de Spear & Cheney (1989) para el sistema KFMASH, implican una trayectoria P-T durante D2 que discurre por debajo del punto triple de los polimorfos de silicato alumínico. Esta trayectoria resulta próxima a un calentamiento isobárico, y es compatible con la secuencia de isogradas observada sobre el terreno. Las estimaciones P/T realizadas en función de la compatibilidad de fases existente, limitan las condiciones de equilibrio para las rocas con Bt+And+Crd entre 2,6 - 3,2 Kbar y 540 - 570 °C; estas condiciones alcanzan en rocas con Sil+Kfs, para presiones similares, temperaturas de 620 - 630 °C. La intensa superposición debida a D2 en estas rocas contrasta con lo que sucede en los niveles más altos de la secuencia estructural, donde no se detecta blastesis sin-D2 importante ni desarrollo de fábricas S2 penetrativas.

Discusión y conclusiones

Considerando las diferentes historias P-T del complejo gneísico central y de los esquistos suprayacentes, así como las características de las fábricas sin-D2, el contacto entre ambos conjuntos se interpreta como un límite tectónico principal que separa dos unidades tectonotermales distintas. La convergencia de trayectorias P-T (Fig. 4) y el rápido incremento de la temperatura que se observa en la parte basal de la Unidad Superior, hacia el límite con la Unidad Inferior, sugiere que una yuxtaposición de secciones corticales de baja y alta-T tuvo lugar rápidamente, cuando las rocas de alto grado estaban todavía a altas temperaturas. Los pequeños volúmenes de granitoides presentes en el contacto no justifican por sí mismos una aureola de tal extensión, interpretándose que la generación de migmatitas sin-D2 y los procesos anatécticos regionales son una consecuencia de la evolución termal relacionada con una descompresión casi isoterma.

En base a todas estas observaciones, se propone considerar el Domo Gneísico del Tormes como una ventana tectónica que hace aflorar rocas corticales profundas por debajo de una zona de cizalla extensional de escala cortical. Durante la extensión post-compresional dirigida al SE, rocas pertenecientes a un complejo gneísico de alta-T fueron exhumadas rápidamente a lo largo de una zona de «detachment» dúctil de bajo ángulo. El ascenso de la Unidad Inferior fue lo suficientemente rápido como para que su estructura termal no se viese sensiblemente modificada. Las litologías de la parte basal de la Unidad Superior resultaron directamente yuxtapuestas sobre las rocas más calientes de la Unidad Inferior, siendo afectadas por un gradiente térmico muy alto que indujo el desarrollo de una secuencia de zonas metamórficas de baja-P condensada, donde se alcanzaron altas temperaturas de recristalización (zona de Sil+Kfs). La evolución retrógrada hasta la facies de los esquistos verdes que se detecta en ambas unidades y especialmente hacia la zona de contacto, sugiere que los dos conjuntos experimentan una historia tectonotermal final común en un nivel cortical superficial (incluyendo el «doming» tardío), después de haber sido tectónicamente yuxtapuestas.

Agradecimentos.

Queremos agradecer a varios colegas del I.T.G.E. las discursiones efectuadas durante la realización de los MAGNA de la región, especialmente a Roberto Rodríguez. Algunos aspectos de este trabajo han recibido ayuda con cargo al proyecto PB91-0192-CO2, donde se enmarcan parte de los resultados de la investigación.

Referencias

England, P.C. (1987): *Phil. Trans. R. Soc. London, A321, 3-22.*

Escuder Viruete, J. (1993): *Doc. BRGM Fr., n°219, pp.66.*

Escuder Viruete, J.; Arenas, R. & Martínez Catalán, J.R. (in press): *Tectonophysics.*

Lancelot, J.R.; Allegret, A. & Iglesias, M. (1985): *Earth. Planet. Sci. Let., 74, 325-337.*

Le Breton, N. & Thompson, A.B. (1988): *Contrib. Mineral. Petrol., 99, 226-237.*

Lister, G.S. & Snoke, A.W. (1984): *Jour. Struct. Geol., 6, 617-638.*

Martínez, F.J. (1974): *Trab. Geol., 7, 3-59.*

Martínez, F.J.; Julivert, M.; Sebastian, A.; Arboleya, M.L. & Gil Ibarguchi, J.I. (1988): *Amer. Jour. Sci., 28, 969-996.*

Platt (1993): *Terra Nova, 5, 119-133.*

Sonder, L.J.; England, P.C.; Wernicke, B.P. & Christiansen, R.L. (1987): *Geol. London, Spec. Publ., 28, 177-186.*

Spear, F.S. & Cheney, J.T. (1989): *Contrib. Mineral. Petrol., 101, 149-164.*

Vielzeuf, D. & Holloway, J.R. (1988): *Contrib. Mineral. Petrol., 98, 257-276.*