

Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de Baja-P/Alta-T sobre una secuencia Barroviense

Microstructural and metamorphic evolution of the extensional Berzosa-Riaza shear zone: the overprint of lower-P/High-T mineral assemblages over a Barrovian sequence

J. Escuder Viruete (*), P. P. Hernáiz Huerta (*), P. Valverde-Vaquero (**), R. Rodríguez Fernández (***) y G. Dunning (**)

(*) INYPSA, General Díaz Porlier 49-51, 28001, Madrid, Spain.

(**) Department of Earth Sciences, Memorial University, St. John's, NF, A1B 3X5, Canada.

(***) Instituto Tecnológico y Geominero de España, Ríos Rosas 23, 28003, Madrid, Spain.

ABSTRACT

A new integrated analysis of microstructural, metamorphic and U-Pb monazite age data, indicates that the Berzosa-Riaza shear zone (BRSZ) is a major D2 extensional structure associated with crustal-scale ductile extensional shearing and important decompression. Low-P/high-T metamorphism associated with the D2 event overprints earlier barrovian metamorphic assemblages formed during the Hercynian D1 compressional event. Qualitatively-derived P-T paths suggest that this syncollisional extension in the Somosierra sector of the Spanish Central System was associated with the major extensional collapse of the previously thickened Hercynian crust.

Key words: Microstructures, extensional shear zone, low-P/high-T metamorphism, P-T path, Iberian Massif

Geogaceta, 20 (4) (1996), 879-782
ISSN: 0213683X

Introducción

En este trabajo se presentan parte de los resultados microestructurales y metamórficos obtenidos en el marco del proyecto MAGNA realizado recientemente en el sector de Somosierra del Sistema Central Español. Los datos estratigráficos, estructurales y geocronológicos complementarios están recogidos en Hernáiz Huerta et al. y Valverde Vaquero et al., ambos en este volumen. Localizada en este sector, la Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza (ZCBR; Capote et al., 1977; González Lodeiro, 1980; Arenas et al., 1980; González Casado, 1987), constituye una controvertida estructura de gran escala caracterizada por una intensa deformación dúctil, que separa la clásica secuencia metamórfica barroviense del dominio del Guadarrama oriental de las rocas de baja-P/alta-T y alto grado del dominio occidental (Macaya et al., 1991). Esta asociación espacial de dos tipos bóricos contrastados de metamorfismo es bastante similar a la existente en otras áreas internas del Cinturón Hercínico Europeo (Dewey, 1988), donde también existen dificultades para distinguir las fábricas deformativas compresionales de las extensionales, lo cual establece la siguiente interesante cuestión: ¿son las dos diferentes series de facies metamórficas indicativas de

distintos eventos separados en el tiempo y/o procesos tectónicos, o ellas se formaron secuencialmente como parte de un único ciclo metamórfico de engrosamiento cortical y colapso extensional?

Los resultados de nuestro estudio sugieren que la ZCBR es una gran estructura extensional sincollisional, cuyo movimiento fue responsable de la superposición del metamorfismo de baja-P/alta-T a una secuencia Barroviense previa. Las restricciones petrográficas y geocronológicas son compatibles con un único ciclo metamórfico polifásico que conlleva dos estadios de blastesis principales.

Encuadre geológico

El basamento hercínico del Sistema Central Español pertenece a la Zona Centro Ibérica y se caracteriza por una deformación polifásica, metamorfismo de bajo a alto grado, incluyendo complejos migmatíticos, y un extenso plutonismo granítico. Tanto el dominio oriental como el occidental fueron afectados por dos eventos tectonometamórficos principales, D1 y D2 (Hernáiz-Huerta *et al.*, submitted). El D1 fue compresional, relacionándose con la formación de pliegues vergentes al E y NE, cabalgamientos dúctiles y la formación de asociaciones minerales barrovienses, o metamorfismo M1, bien representadas ha-

cia los niveles basales del dominio oriental. El D2 fue extensional y produjo una zona de cizalla dúctil de gran escala (ZCBR; Fig. 1), que fue contemporánea con la superposición de un metamorfismo M2 de baja-P/alta-T sobre las asociaciones barrovienses previas, especialmente en el dominio de alto grado occidental y justo en la base del oriental. La deformación D2 tardía se concentró en una serie de «detachments» normales de bajo grado, como el de Montejo y el del Cervunal, los cuales reactivaron parcialmente la estructura D2 produciendo discontinuidades metamórficas. La macroestructura actual, con excepción de los retoques frágiles Alpinos, es resultado del levantamiento relativo del dominio occidental respecto del oriental y la superposición de un conjunto de estructuras tardías, D3, que verticalizan y pliegan suavemente la zona de cizalla en una serie de antiformes y sinformes de dirección NO-SE a NNO-SSE de escala kilométrica.

Metamorfismo asociado con D1

En el dominio oriental, el engrosamiento cortical producido durante D1 origina el crecimiento mineral progrado M1. En las metapelitas, éste se traduce en la formación de una característica secuencia de isogradas metamórficas barrovienses (Arenas et al., 1980;

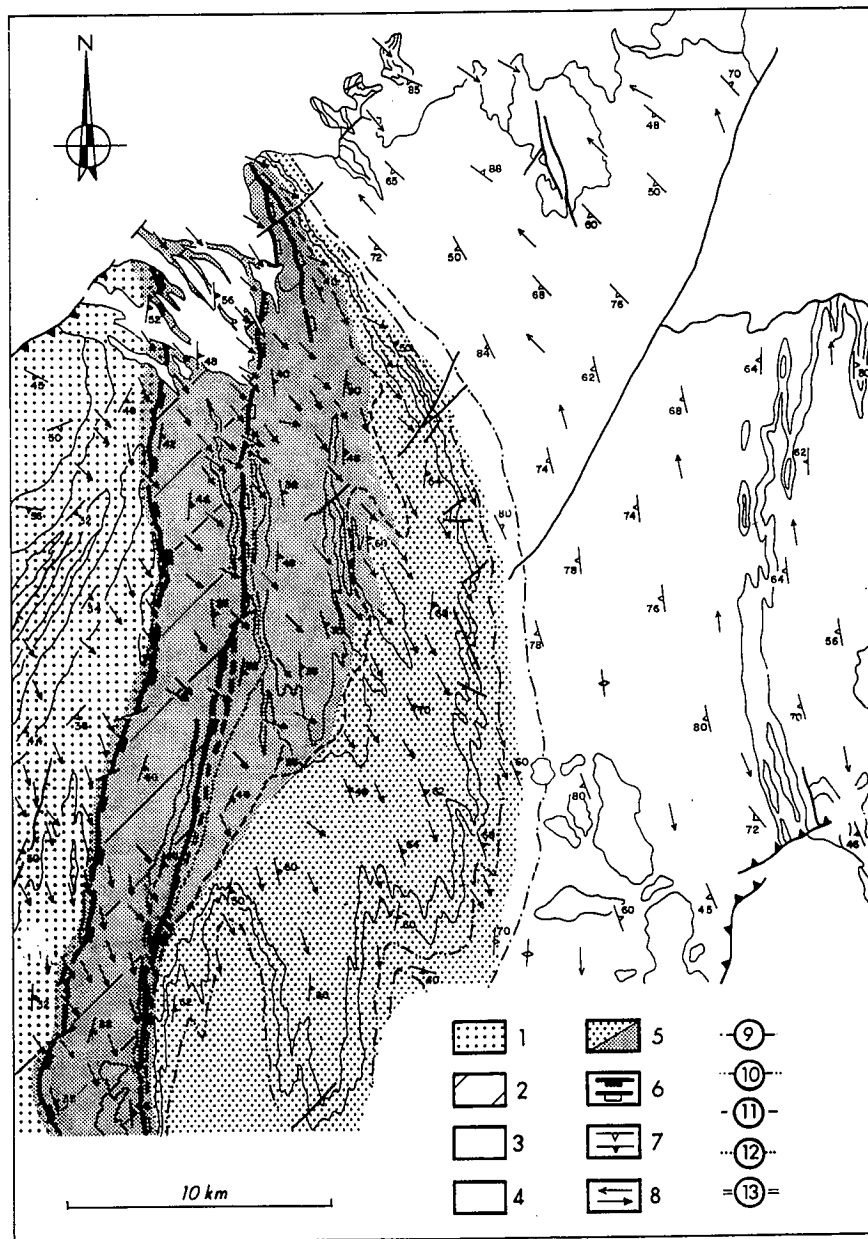


Fig. 1. Mapa estructural y metamórfico del sector de Somosierra del Sistema Central Español. Dominio occidental: (1) Gneises de alto grado y migmatitas. Dominio oriental: (2) Micasquistos con $St+Sil\pm Ky$ de grado medio (zona de la sillimanita); (3) pizarras y cuarzoquistos de grado bajo a medio (zona clorita-biotita a estauroлита). (4) Rocas Mesozoicas y Cenozoicas. (5) Zonas de deformación: zona de crenulación superior (punteado) y milonitas S-C (punteado suave). (6) «Detachments» de bajo grado con zonas ultramiloníticas y filoníticas: (relleno negro) de Montejo y (relleno blanco) del Cervunal. (7) Dirección y buzamiento de la esquistosidad S1 (relleno blanco) y de la foliación milonítica S2 (relleno negro). (8) Lineaciones: (flecha superior) lineación de intersección L1, (flecha inferior) lineación mineral y/o de estiramiento L2, con indicación del movimiento del bloque superior. Isogras minerales: (9) cloritoide (+); (10) granate (+), (11) estauroлита (+); (12) sillimanita (+) y (13) andalusita (+).

Fig. 1. Structural and metamorphic map of the Somosierra sector of the Spanish Central System. Western domain: (1) High-grade gneisses and migmatites. Eastern domain: (2) Medium grade $St+Sil\pm Ky$ micaschists (sillimanite zone); (3) lower to medium-grade slates and quartz-schists (chlorite-biotite to staurolite zones). (4) Mesozoic and Cenozoic rocks. (5) Deformation zones: upper crenulation zone (stippled) and S-C mylonites (light stippled). (6) Low-grade detachments with (ultra)mylonite and phyllonite zones: (filled, westernmost) Montejo detachment and (open, easternmost) Cervunal detachment. (7) Plunge and trend of the S1 schistosity (open symbols) and S2 mylonitic foliation (filled symbols). (8) Lineations: (upper arrow) L1 intersection lineation; (lower arrow, filled) L2 mineral and/or stretching lineation indicating the movement of the upper block. Mineral isograds: (9) chloritoid (+); (10) garnet (+), (11) staurolite (+); (12) sillimanite (+) and (13) andalusite (+).

Casquet, 1986). En los niveles estructurales altos de este dominio, las condiciones de la facies de los esquistos verdes están indicadas por el crecimiento de lepidoblastos y poiquiloblastos sin- y post-D1 de clorita, biotita, cloritoide y granate. Las asociaciones de la facies anfibólica tales como $Grt+Bt\pm St$ y $Bt+St\pm Ky$ están preservadas en los niveles estructurales bajos del dominio a lo largo de una estrecha banda de 1 a 5 km de anchura, en el contacto con las rocas gneísicas del dominio occidental. Estas asociaciones M1 de la facies anfibólica están variadamente superpuestas por el crecimiento mineral M2 asociado al evento extensional D2.

En el área estudiada del dominio occidental, las asociaciones minerales M1 fueron en gran parte obliteradas por el intenso crecimiento metamórfico de M2. Las asociaciones relictas de M1 (p.e. $Ms+Grt+Ky$) están preservadas como inclusiones dentro de agregados sin-D2 de sillimanita (fibrolita) y en porfiroblastos de cordierita, plagioclasa y una nueva generación de granate. Estos relictos son correlacionados con el metamorfismo barroviense del dominio oriental suprayacente, sugiriendo que el engrosamiento cortical D1 fue también el responsable del metamorfismo progrado M1 en el dominio occidental.

La evolución microestructural D2

La blastesis mineral M2 asociada con el evento D2 es uno de los criterios clave que permiten identificar su naturaleza extensional. El pico térmico del metamorfismo tiene lugar durante D2 por lo que debido a las similitudes en orientación y estilo de las fábricas D2 pre-, sin- y post-pico térmico, resulta localmente difícil de distinguir las relaciones entre el crecimiento mineral y los elementos de la fábrica D2. Sin embargo, la deformación D2 post-pico se distribuye heterogéneamente a lo largo de la zona de cizalla y las fábricas retrógradas D2 tardías se localizan en la proximidad de los «detachments», originando esta disposición la preservación de las fábricas D2 generadas durante diferentes condiciones metamórficas.

Microestructuras D2 pre- y sin-pico térmico de M2. Las rocas metapelíticas y cuarzo-feldespáticas de los niveles estructurales bajos del dominio oriental contienen las mejores relaciones microestructuras preservadas entre D2 y el crecimiento mineral M2. En las metapelitas de la zona de la sillimanita de M2, la lineación mineral L2 está comúnmente definida por la elongación de porfiroblastos de distena y estauroлита de M1. Estos porfiroblastos son pre- y sintectónicos tempranos (son principalmente inter D1 y D2) respecto a la fábrica milonítica S2 que los rodea. Esta S2 está definida por agregados de $Bt+Sill$ (fibrolita) en los planos S-C y la L2 por agregados de $Bt+Sill$ (fibrolita)+Ilm. Estos agregados fueron producidos por el reemplazamiento progrado de distena y granate, este último con

inclusiones de rutilo. La asimetría de las fábricas S-C de alta temperatura indica un sentido de cizalla de techo hacia el SE, consistente con la rotación de los granates «snowball» sin-D2.

Microestructuras D2 post-pico térmico de M2. La deformación D2 post-pico térmico está caracterizada por el extenso desarrollo de fábricas S-C miloníticas y protomiloníticas. Estas fábricas se asocian con una lineación de estiramiento L2 de dirección NNO-SSE y son paralelas a las fábricas sin-pico de M2 y el bandeado composicional. La asimetría de microestructuras S-C, microboudinage, colas de porfiroclastos y peces de mica, así como la oblicuidad de la fábrica presente en los «ribbons» de cuarzo, indica un sentido de cizalla de techo hacia el SE (Passchier, 1986).

El carácter post-pico térmico de este tipo de deformación no-coaxial D2 está bien definido en los niveles estructurales bajos del dominio oriental, donde las metapelitas con sillimanita fueron intruidas por un conjunto de pegmatitas sin- y post-M2 con sillimanita y andalucita. En zonas de alta deformación, estas pegmatitas aparecen boudinadas paralelamente a L2, rotadas hasta paralelizarse con la foliación S2 del encajante y localmente transformadas en tectonitas protomiloníticas de los tipos L y L-S. Como las pegmatitas con And-Sill, los ortogneises cuarzo-feldespáticos intercalados muestran evidencias microestructurales de una extensa recrystalización del cuarzo, recrystalización parcial de las micas deformadas y la recrystalización parcial y «recovery» de la plagioclasa y la microclina. Esto sugiere que las nuevas fábricas D2 se desarrollaron bajo condiciones de la parte media y baja de la facies anfíbolítica (Simpson, 1985). En las metapelitas adyacentes, las fábricas miloníticas D2 post-pico de M2 deforman a las asociaciones minerales indicativas de las condiciones del pico metamórfico. Esta deformación se asocia con procesos de retrogradación tales como la cloritización parcial del granate o la estaurolita y el reemplazamiento parcial de la distena por moscovita, frecuentemente localizados en «pull-aparts» perpendiculares a la L2. También asociada con esta deformación post-pico en los boudines anfíbolíticos tiene lugar la anfíbolitización del clinopiroxeno por nematoblastos de hornblenda paralelos a la L2 y estables en la foliación S2.

Microestructuras D2 tardías de bajo grado. Estas microestructuras están principalmente restringidas en los «detachments» de bajo grado del Cervunal y Montejo. La microestructura más característica es una esquistosidad de crenulación extensional (ECC; Platt & Vissers, 1980), que corta a bajo ángulo las fábricas D2 en facies anfíbolítica medibaja. Tanto en los planos de la ECC como en las zonas adyacentes, la asociación mineral estable es $Ms \pm Chl \pm Bt \pm \text{óxidos Fe-Ti}$ y el cuarzo recrystaliza en «ribbons» mono y policristalinos. Otras características de las zonas de «detachment» son la presencia de microci-

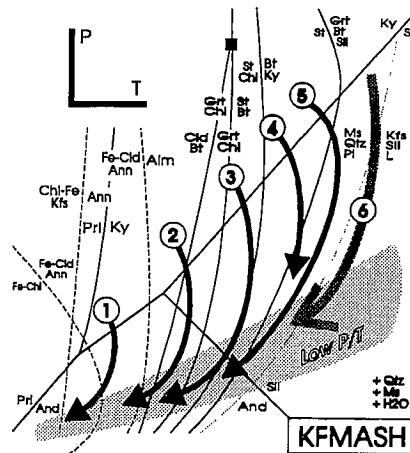


Fig. 2.- Diagrama petrogenético parcial basado en el de Spear y Cheney (1989), asumiendo exceso de Qtz, H₂O y Ms o Kfs. Líneas continuas y discontinuas representan equilibrios en los sistemas KFMASH y KMASH, respectivamente. El cuadrado negro es un punto invariante en el sistema KFMASH. El área punteada representa las condiciones metamórficas para las asociaciones minerales de baja-P/alta-T. La flecha indican las trayectorias P-T seguidas por los diferentes niveles estructurales durante D2. Dominio oriental (zonas barrovienenses): (1) zona de biotita; (2) granate; (3) estaurolita; (4) distena; (5) 1ª zona de sillimanita; Dominio occidental: (6) niveles estructurales superiores. Notar la intersección durante estadios avanzados de D2 de la trayectoria de la zona de la estaurolita con la reacción que origina andalusite-sillimanita a condiciones de baja-P/alta-T (zonas de M2). Las abreviaciones minerales son de Kretz (1983).

Fig. 2.- Partial petrogenetic grid based on Spear & Cheney (1989), assuming excess of Qtz, H₂O and Ms or Kfs. Continuous and discontinuous lines represent equilibria in the KFMASH and KMASH systems, respectively. The solid square is an invariant point in the KFMASH system. Stippled areas represents the metamorphic conditions for the low-P/high-T mineral assemblages. The arrows indicate the P-T paths followed by the different structural levels during D2. Eastern Domain (Barrovian zones): (1) biotite zone; (2) garnet zone; (3) staurolite zone; (4) kyanite zone; (5) 1st sillimanite zone; Western Domain: (6) upper structural levels. Note the intersection during advanced stages of D2 of the staurolite zone path with the reaction that give rise andalusite-sillimanite in low P/T conditions (M2 zones). The mineral abbreviations are of Kretz (1983).

zallas de bajo ángulo y la intensa retrogradación de los boudines anfíbolíticos, Las zonas de microcizalla cortan a la foliación D2 y presentan una acumulación de material insoluble en sus planos. Las anfíbolitas muestran reemplazamiento de Cpx y Hbl por Act+Chl+Ep/Clz paralelamente a la L2. Estas microestructuras sugieren que la deformación tuvo lugar

en condiciones de la parte alta y media de la facies de los esquistos verdes (Simpson, 1985). La asimetría de las zonas de esquistosidad, las cuales forman generalmente una única familia sintética, establece un movimiento de techo hacia el SE. Todas estas microestructuras combinadas indican la presencia de una superposición a baja temperatura de la fábrica S2 principal pero todavía bajo el mismo régimen extensional.

Evolucion P-T durante D2

El cambio en las condiciones P-T durante D2 fue registrado en una secuencia de texturas de reacción y asociaciones minerales M2, estrechamente relacionadas con las fábricas D2 previamente descritas. Sin embargo, el carácter de M2 resulta ser distinto en cada dominio de la secuencia estructural. Las metapelitas de la zona de la Sill basal del dominio oriental muestran porfiroblastos pre-D2 de $St+Rt \pm Ky$ los cuales están rodeados por una foliación S2 rica en Bt+Sil (fibrolita)+Ilm±Grt. Aunque el equilibrio microestructural entre óxidos Fe-Ti no ha sido observado, algunos granates sin-D2 muestran inclusiones de rutilo en el núcleo y de ilmenita en el borde. Estas microtexturas se atribuyen a la reacción sin-D2 $St+Rt+Qtz=Sil+Ilm+H_2O$, que presenta una pendiente positiva de sobre 10°C/kbar (estimada con el programa PTX de Perkins *et al.*, 1986), lo que

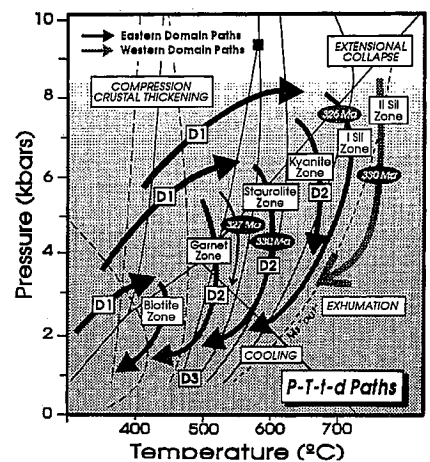


Fig. 3. Trayectorias P-T-t de los diferentes niveles estructurales del dominio oriental y occidental. D1 y D2 son los principales eventos tectonotermales. D3 representa los eventos deformativos tardíos. Las líneas continuas y discontinuas representan los equilibrios de la Fig. 2. «Ms out»: $Ms+Pl+Qtz=Sil+Kfs+L$ (Vielzeuf, D. & Holloway, 1988).

Fig. 3. Derived P-T-t paths for the different structural levels of Eastern and Western Guadarrama Domains. D1 and D2 are the main tectonothermal events. D3 represents late deformation events. The continuous and discontinuous lines represent the equilibria of Fig. 2. «Ms out»: $Ms+Pl+Qtz=Sil+Kfs+L$ (Le Breton & Thompson, 1988).

sugiere un ligero aumento de temperatura durante D2. Los porfiroblastos pre-D2 de distena son reemplazados por fibrolita en las sombras de presión y «pull-aparts». Dentro del mismo nivel estructural, la fibrolita fue posteriormente reemplazada por andalucita tanto en la roca como en venas de segregación (Arenas et al., 1980). Este conjunto de microtexturas establecen una importante descompresión para las trayectorias P-T sin-D2 de estas rocas (Fig. 2). Las asociaciones minerales indican temperaturas consistentes con los 690°C obtenidos previamente para el pico térmico mediante termometría Bt-Grt por Casquet y Navidad (1985).

Las rocas con estauroлита suprayacentes al «detachment» del Cervunal muestran porfiroblastos de este mineral con inclusiones en su centro de clorita y granates sin-D1 y bordes sin ellas superpuestos a la S2. Este crecimiento progrado de estauroлита sugiere un ligero incremento de temperatura tardi-D2 en este nivel estructural. También en estas rocas existe una estrecha banda con andalucitas formando poiquiloblastos y en venas de cuarzo, que definen una isograda de andalucita «in» en este dominio (Arenas et al., 1980; Casquet, 1986) (Fig. 1). Estas andalucitas están orientadas subparalelamente a la L2, crecen localmente con fibrolita, y tienen inclusiones de estauroлита. Estas transformaciones indican que las fases de Al₂SiO₅ se generaron a expensas de la estauroлита bajo condiciones P-T en las proximidades del límite And-Sil. Por lo tanto, la deformación D2 en este nivel estructural estuvo asociada con descompresión. Los porfiroblastos de estauroлита y andalucita presentan una naturaleza poiquiloblástica que sugiere un rápido crecimiento mineral. Las asociaciones minerales descritas indican presiones inferiores a 3 kbar y temperaturas para el crecimiento de And-Sill de 575°-600°C (Fig. 2), consistentes con los 595-616°C determinadas termométricamente para el pico térmico en la zona de la St por Casquet y Navidad (1985). Las isogras de la And y la Sill son paralelas a la traza del «detachment» del Cervunal, sugiriendo la superposición de asociaciones de baja-P/alta-T sobre las barrovienses previas durante los estadios tardíos de la deformación D2. A diferencia de la superposición metamórfica existente en los niveles estructurales bajos del dominio oriental, en los niveles altos (zonas de Bt y Grt) el crecimiento mineral M2 se restringe únicamente a la recristalización de micas. Las deformaciones D2 tardías originan el plegamiento de gran radio de las isogras de Bt y Grt (Fig. 1) y la renulacion de la fábrica D1.

Las rocas gneísicas estudiadas del dominio occidental muestran abundantes evidencias de fusión parcial. Aunque parte de los leucosomas son concordantes con la foliación S2 y en ciertos leucogramitos anatócticos aparece una fábrica magmática S2 interna, también existen pequeñas masas de fundido que cortan a la fábrica principal o se localizan en cuellos de boudines y leucosomas plegados por pliegues D2. Estos pliegues suelen presentar los flancos cizallados por fábricas mi-

loníticas S2 paralelas a su plano axial. En conjunto, parecen existir dos generaciones de fundidos: una pre-D2 y otra sin- a tardi-D2. La presencia de gneises con Sil+Kfs sin moscovita y con leucosomas sin-D2, sugiere el funcionamiento de la reacción $Ms+Qtz=Sill+Kfs+H_2O$ y la fusión parcial por deshidratación de la Ms en condiciones anhidras (Vielzeuf & Holloway, 1988). Por lo tanto, estas reacciones de pendiente positiva (la de la primera es de 28°C/kbar en el sistema KASH), fueron cruzadas durante un evento descompresivo (Fig. 1). Casquet y Navidad (1986) describen la homogeneización del zonado en el granate de estas rocas, sugiriendo que la T fue superior a aproximadamente 650°C (Spear, 1993). Esto es consistente con la observación de que en los paragneises los bordes del granate fueron reemplazados por Crd±Spl (hercinita)±Op. Estas observaciones implican que la descompresión tuvo lugar a alta temperatura, hasta que el área fue parcialmente reactivada bajo condiciones de la facies de los esquistos verdes («detachment» de Montejo). Ambos dominios siguieron por lo tanto una evolución retrógrada tardi-D2 común.

Interpretación

La Fig. 3 muestra las trayectorias P-T-t deducidas para el dominio oriental y occidental del sector de Somosierra. Estas trayectorias han sido reconstruidas integrando la estabilidad de las asociaciones minerales, secuencias de reacción inferidas texturalmente, termometría cuantitativa (Casquet & Navidad, 1985), datos de inclusiones fluidas (Casquet, 1986), restricciones estructurales y la determinación de edades U-Pb para el metamorfismo. La trayectoria P-T-t derivada indica que D1 constituye el evento tectonometamórfico progrado inicial responsable del engrosamiento cortical y poco después del calentamiento y la formación de asociaciones barrovienses M1 (principalmente inter D1-D2). El evento extensional D2 está asociado con una descompresión, acompañada en el dominio occidental con procesos anatécicos, y causa la superposición de asociaciones minerales M2 de baja-P/alta-T sobre las barrovienses previas.

La serie condensada de isogras barrovienses del dominio oriental sugiere una transición de varios kilobares en una secuencia estructural adelgazada (Fig. 1). Este adelgazamiento es consistente con una componente de acortamiento subvertical D2 durante el crecimiento mineral M2 sin- y post-pico térmico en las zonas de St y Sil. Las discontinuidades metamórficas asociadas con los «detachments» de bajo grado son también consistentes con su naturaleza extensional. El «detachment» de Montejo produce una filonización de las rocas del contacto entre el dominio oriental y el occidental, sugiriendo que esta superficie representa una importante discontinuidad metamórfica y estructural generada ya en momentos iniciales de la exhumación del dominio occidental.

Las isogras de And y Sill fueron probablemente producidas durante la yuxtaposición de los niveles bajos del dominio oriental sobre el occidental, como establece la convergencia de las trayectorias P-T (Fig. 3). El paralelismo entre las isogras de And y Sill, fábricas S2 y «detachments» de bajo grado sugiere una relación entre el evento extensional D2 y la blastesis M2 de baja-P/alta-T. Esto indica también que el evento D2 constituye un episodio de adelgazamiento cortical que modifica la estructura termal previa D1. El movimiento de la ZCBR pone en contacto las rocas calientes del dominio occidental bajo las frías del oriental y origina una transferencia de calor hacia arriba, lo cual concuerda con las interrelaciones observadas entre el crecimiento de And y Sill y las edades U-Pb de monacitas en ambos dominios (Valverde-Vaquero et al., este volumen).

Referencias

- Arenas, R.; Casquet, C. y Peinado, M., 1980. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 117-146.
- Capote, R., Fernández Casals, M.J., González Lodeiro, F., e Iglesias, M., 1977. *Bol. Geol. y Min.*, 88: 517-520.
- Casquet, C., 1986. *Jour. Metamorphic Geol.*, 4, 117-130.
- Casquet y Navidad, M., 1985. *Rev. Real Acad. de Cienc. Exac., Fis. y Nat.*, 79 (4): 523-548.
- Dewey, J.F., 1988. *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- González Lodeiro, F., 1980. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, España, 334 pp.
- González Casado, J.M., 1987. Tesis doctoral. Universidad Complutense, Madrid, España, 309 pp.
- Hernández Huerta, P., Escuder Viruete, J., Valverde Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G., (este volumen).
- Macaya, J., González-Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. & Alvarez, F., 1991. *Tectonophysics*, 191, 291-309.
- Passchier, C.W., 1986. *Earth and Planet Sci. Let.*, 77, 70-80.
- Perkins, E.H.; Brown, T.H.; y Berman, R.G. (1986) *Comp. & Geosci.*, 12, 749-755.
- Platt, J.P. & Vissers, R.L.M., 1980. *Jour. Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- Ruppel, C., Royden, L., y Hodges, V., 1988. *Tectonics*, 7, 947-957.
- Serrano Pinto, M.; Casquet, C.; Ibarrola, E.; Corretgé, L.G. & Portugal Ferreira, M., 1987. Ed. Rueda, 69-86.
- Simpson, C., 1985. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 503-511.
- Spear, F.S., 1993. *Min. Soc. Am. Mon.* Washington, D.C., 799 pp.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T., 1989. *Contrib. to Min. and Petrol.*, 101, 149-164.
- Valverde Vaquero, P., Dunning, G., Hernández Huerta, P., Escuder Viruete, J., Rodríguez Fernández, y (este volumen).
- Vielzeuf, D. & Holloway, J.R., 1988. *Contrib. to Min. and Petrol.*, 98, 257-276.