

Fábricas sin-metamórficas, mecanismos y régimen de la deformación en las granulitas de alta presión de Cabo Ortegal (NO de España)

Syn-metamorphic fabrics, mechanisms and deformation regime in the high-pressure granulites of Cabo Ortegal (NW Spain)

Pablo Puelles y Benito Ábalos

Departamento Geodinámica, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao. pablo.puelles@ehu.es

ABSTRACT

High-pressure granulitic tectonites from shear zones at the contacts between the Bacariza Formation and its bounding units developed after eo-Hercynian subduction, during the initial exhumation of the Cabo Ortegal complex. Structural, petrographic, and crystallographic analysis of these tectonites with the EBSD technique enables us to unravel different, syn-metamorphic, deformation mechanisms in the minerals of the high-pressure granulitic assemblage. Dislocation creep and recovery were the main deformation mechanisms in garnet during peak metamorphism, followed by porphyroblast rigid rotation. The matrix minerals accommodated subsequent ductile deformation, still under high-pressure. Mass transfer, anisotropic growth and dislocation creep dominated deformation of augite. Subgrain rotation-recrystallisation by climb-accommodated dislocation creep operated in plagioclase and dislocation creep by $\langle a \rangle$ -prism-slip in quartz. Subsequent, static amphibolite-facies retrogradation was followed by decompression-related microfracturing during exhumation through medium- to upper crustal realms. Ductile rock deformation was non-coaxial and accommodated a top-to-the-NE displacement of hangingwall blocks.

Key words: high-pressure granulites, petrofabrics, EBSD, Cabo Ortegal Complex.

Geogaceta, 45 (2008), 15-18
ISSN: 0213683X

Introducción

Los mecanismos responsables del enterramiento profundo de rocas de origen somero en las zonas de subducción y la posterior exhumación de materiales afectados por metamorfismo de alta presión son uno de los principales objetos de estudio en Tectónica. El estudio de las fábricas deformacionales de los minerales estables en las condiciones metamórficas más extremas alcanzadas durante ese ciclo tiene un papel central en ese ámbito y aporta una información muy valiosa sobre las características geométricas y mecánicas de la deformación dúctil de las rocas en ambientes profundos relacionados con los procesos de subducción, tanto de la corteza terrestre como del manto litosférico. Los estudios de petrofábrica realizados tradicionalmente con técnicas de microscopía óptica se han centrado preferentemente en minerales anisótropos, tales como el olivino, cuarzo, piroxeno, anfíbol y la calcita, sobre los que se ha acumulado un grado de conocimiento considerable. Algunos de estos minerales forman parte de asociaciones metamórficas de presiones elevadas,

pero hay otros que tienen un papel tanto o más importante para caracterizar las condiciones de estabilidad de las asociaciones metamórficas más relevantes y que han escapado al análisis de su fábrica. El desarrollo reciente de nuevas técnicas instrumentales, tales como la difracción de electrones retrodispersados (EBSD), ha permitido ampliar el número de minerales considerados en los estudios de petrofábrica, incluir todos sus ejes y planos cristalográficos principales, aumentar la precisión de las mediciones y facilitar enormemente la labor de toma de datos de orientación cristalográfica.

En este trabajo se aborda el estudio petrográfico, microestructural y cristalográfico de los minerales que definen las paragénesis de alta presión en tectonitas granulíticas de la Formación Bacariza (granate, clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo, anfíbol y biotita). Estas rocas aparecen en las zonas de cizalla desarrolladas en los límites de esta formación con las unidades adyacentes (peridotitas estructuralmente por encima y eclogitas por debajo). Son el resultado de la deformación y transposición de granulitas con fábricas minerales de alta

presión preexistentes y se consideran relacionadas con los procesos de amalgamación y regurgitación de unidades de orígenes diversos en partes profundamente anteriores a la exhumación del Complejo de Cabo Ortegal como una lámina alóctona coherente.

Contexto geológico y métodos de estudio

El Complejo de Cabo Ortegal es uno de los Complejos Alóctonos del NO de la Península Ibérica (Martínez Catalán *et al.*, 1997). Está constituido por un apilamiento de mantos metamórficos que ofrecen diversas perspectivas estructurales y metamórficas de la impronta de un proceso de subducción eo-Hercínico. Las principales unidades reconocidas están separadas por contactos tectónicos con saltos metamórficos asociados e incluyen peridotitas, eclogitas, metagabros, metaserpentinitas, metaperidotitas, ortoy paragneises y las granulitas de alta presión de la Formación Bacariza (Fig. 1; cf. Gil Ibaruchi *et al.*, 1990). Desde el punto de vista estructural los macizos

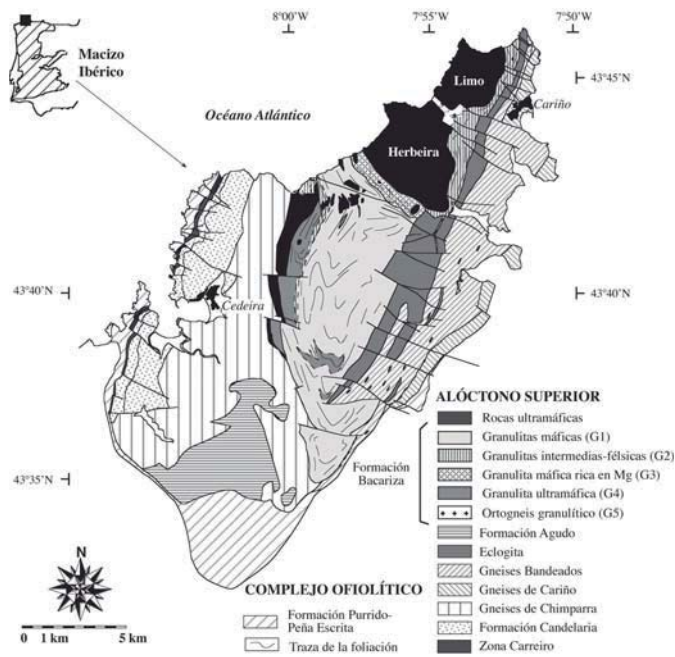


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del Complejo de Cabo Ortegal.

Fig. 1.- Simplified geological map of the Cabo Ortegal Complex.

ultramáficos se disponen sobre las granulitas, y éstas, a su vez, se colocan sobre eclogitas y gneises de alta presión (Ábalos *et al.*, 2003).

La Formación Bacariza se caracteriza por su heterogeneidad composicional. Los principales tipos granulíticos diferenciados incluyen, en orden decreciente de abundancia, granulitas máficas (G1), granulitas intermedias a félsicas (G2), granulitas máficas ricas en Mg (G3), granulitas ultramáficas (G4) y ortogneises granulíticos (G5). El metamorfismo de alta presión registrado en esta formación fue de carácter polifásico, reconociéndose dos fases relacionadas con las asociaciones minerales asociadas al mismo (D1 y D2). La segunda fase (D2) tuvo lugar bajo condiciones termobáricas de 740 °C y 1,4 GPa (cf. Puelles *et al.*, 2005a y b), diferentes de las asociadas a D1 (790 °C y 1,6 GPa). Se relaciona con la formación de cabalgamientos dúctiles y de zonas de cizalla en las granulitas G2, que son las que se ubican en la mayoría de los casos en los contactos con las unidades adyacentes.

La medida de las orientaciones cristalinarias de las distintas fases minerales se ha realizado mediante el sistema de difracción de electrones retrodispersados (EBSD) acoplado al microscopio FE-SEM JEOL JSM-7000F de la Facultad de Ciencia y Tecnología de la Universidad del País Vasco. Las condiciones analíticas incluyeron un voltaje de 10 kV, una corriente del haz de 14 nA y una distancia de trabajo de 15 mm. Las orientaciones cristalográficas con valores de desviación

angular media mayores de 1,2 no se han considerado para asegurar la fiabilidad de los resultados obtenidos.

Petrografía y petrografía

Granate

El granate (con inclusiones de cuarzo, augita, rutilo y minerales opacos) aparece formando profiroclastos mono o policristalinos englobados en una matriz principalmente cuarzo-feldespática. Su tamaño alcanza hasta 3,5 mm de longitud mayor y presenta un orientación preferente de forma (Fig. 2a) que permite definir la foliación y lineación minerales macroscópicas. Los cristales exhiben morfologías sigmoidales o lenticulares con zonas adelgazadas en las partes centrales que reflejan un aboudinamiento bajo condiciones de plasticidad (Fig. 2b y c). Se ha reconocido la presencia de dos sistemas de microfrazas que afectan a los profiroclastos pero no se propagan a través de la matriz circundante. El primer sistema es perpendicular a la lineación y está definido por fracturas transgranulares e intragranulares planares. No existen evidencias de deformación dúctil en los extremos de las mismas ni deslizamientos asociados, por lo que se interpretan como fracturas tensionales. El segundo sistema geoméricamente corta al anterior y es oblicuo a la foliación principal. Está conformado por fracturas transgranulares ligeramente curvadas y con pequeños deslizamientos asociados.

Los diagramas de orientación cristalográfica preferente (OCP) obteni-

dos para los polos de las familias de planos {100}, {110} y {110} en granate (Fig. 3a) no definen ningún tipo de orientación preferente, hecho constatado también por los bajos valores del índice *J* (Bunge, 1982) obtenidos para las muestras analizadas (1,09, 1,05 y 1,09). Estos diagramas de polos se pueden correlacionar con las tres <100>, seis <110> y cuatro <111> direcciones cristalográficas equivalentes por simetría existentes en cada cristal. Los mapas de orientaciones obtenidos han permitido constatar que los granates elongados son monocristales (no contienen granos ni subgranos).

Clinopiroxeno

El clinopiroxeno primario es composicionalmente augita. Aparece principalmente como monocristales con una dimensión mayor que alcanza 1,75 mm y define una orientación preferente de forma (Fig. 2d) paralela a la foliación y la lineación macroscópicas, aunque también forma agregados porfiroclásticos sigmoidales junto con granate y rutilo (Fig. 2c). Las principales microestructuras reconocidas incluyen extinción ondulante, subjuntas a 90° de la foliación, planos de kink subparalelos a la foliación, subgranos y microboudinage (Figura 2e).

Los diagramas de OCP registrados (Fig. 3b) muestran que los polos de los planos {010} definen un máximo perpendicular a la foliación, mientras que los polos de los planos {010} definen una guirnalda más o menos continua en el plano estructural XY (paralelo a la foliación) perpendicular a la dirección b[010]. El índice textural *J* alcanza valores de 2,08.

Plagioclasa

La plagioclasa presenta composiciones medias de An18 y aparece en forma de profiroclastos con bordes recrystalizados dinámicamente. Los granos centrales relictos muestran evidencias de deformación intracristalina (maclas de deformación, subgranos y extinción ondulante), mientras que las zonas externas están libres ellas.

Los diagramas de OCP obtenidos (Fig. 3c) no presentan patrones de distribución sistemáticos, aunque en algunas muestras se observan la presencia de un máximo difuso de los polos de los planos {010} cercano a la dirección estructural Z (perpendicular a la foliación) y otro de los {001} cercano a la dirección X (paralela a la lineación). Los índices texturales *J* poseen valores entre 1,32 y 1,47.

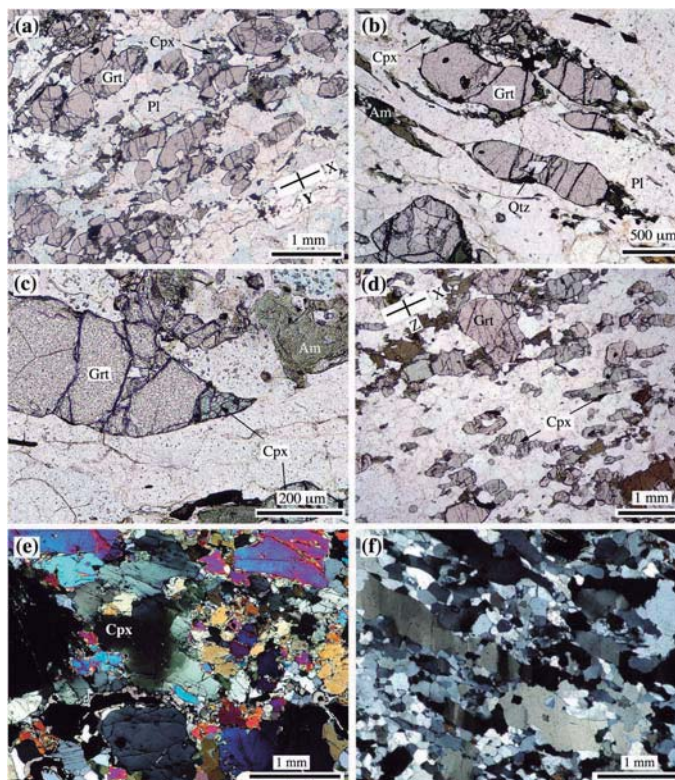


Fig. 2.- (a) Orientación preferente de forma en granate. Sección estructural XY. (b) Morfologías elongadas en granate paralelas a la foliación. Nótese el desarrollo de adelgazamientos en las zonas centrales de los cristales. (c) Porfiroclasto lensoidal-sigmoidal con granate y clinopiroxeno en equilibrio textural. (d) Orientación preferente de forma en clinopiroxeno. (e) Clinopiroxeno con microestructuras de deformación cristaloplástica, tales como extinción ondulante y subgranos. (f) Cinta policristalina de cuarzo con subgranos oblicuos a la foliación y microestructuras en mosaico.

Fig. 2.- (a) Shape-preferred orientation in garnet. XY structural section. (b) Garnet elongate morphologies parallel to the foliation. Note the development of «neck» zones in the central parts of the crystals. (c) Lensoidal-sigmoidal porphyroblast composed of garnet and clinopyroxene under equilibrium. (d) Shape-preferred orientation in clinopyroxene. (e) Clinopyroxene with crystal-plastic deformation microstructures such as undulose extinction and subgrains. (f) Polycrystalline quartz ribbon with subgrains oblique to the foliation and chessboard microstructure.

Cuarzo

El cuarzo aparece tanto como granos aislados en la matriz como en forma de cintas policristalinas, con valores medios de la relación de forma entre 3 y 11. En estas cintas existen microestructuras características de la deformación del cuarzo a alta temperatura (Fig. 2f), tales como las asociadas a la migración de límites de grano, texturas en mosaico, límites de grano muy irregulares con indentaciones en los granos vecinos y desarrollo de subjuntas y límites de subgrano formando ángulos de hasta 65° con la foliación. La extinción ondulante y el desarrollo de lamelas de deformación reflejan un retrabajamiento en frío posterior (Passchier y Trouw, 1996).

Los diagramas de OCP correspondientes (Fig. 3d) presentan máximos claros de los polos de los planos {0001} en la dirección estructural Y (perpendicular a la lineación y paralelo a la foliación). Esta distribución de los polos se correlaciona con la de los ejes c[0001] en este mineral. La intensidad de la fábrica está cuantificada por un índice *J* de 1,72.

Anfíbol y biotita

El anfíbol muestra una orientación preferente de forma paralela a la lineación con evidencias de deformación en estado sólido, tales como maclado mecánico, extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica en los bordes. Los patrones de OCP (Fig. 3e) dibujan un

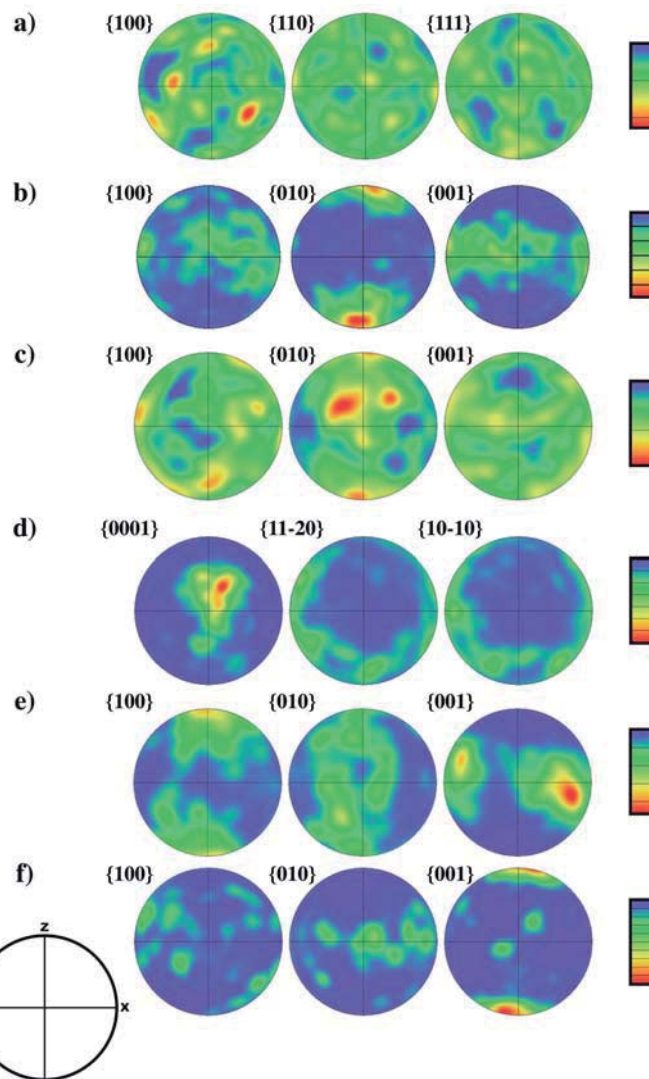


Fig. 3.- Diagramas de OCP representativos de la fábrica del granate (a), clinopiroxeno (b), plagioclase (c), cuarzo (d), anfíbol (e) y biotita (f). Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal correspondientes a los polos de las familias de planos cristalográficos que se indican entre llaves.

Fig. 3.- Representative LPO patterns for the fabrics of garnet (a), clinopyroxene (b), plagioclase (c), quartz (d), amphibole (e) and biotite (f). Equal area, lower hemisphere projections of poles to families of the crystallographic planes denoted in curly brackets.

submáximo de polos de los planos {100} cerca de Z y definen una guirnalda más o menos continua en el plano YZ. Los ejes normales a los planos {001}, por su parte, se concentran alrededor de un máximo cercano a la dirección estructural X.

La biotita presenta una fábrica de forma paralela a la foliación con un máximo muy bien definido de los polos de los planos basales {001} en torno a Z. Los polos de los planos {100} y {010} se distribuyen a lo largo de una guirnalda subparalela al plano de la foliación (Fig. 3f).

Discusión y conclusiones

La deformación cristaloplástica del granate puede verificarse en un amplio

intervalo de presión y temperatura (p.e.: Ji and Martignole, 1994; Prior et al., 1996; Voegélé et al., 1998; Storey y Prior, 2005). La presencia de geometrías monocristalinas elongadas ha sido explicada involucrando mecanismos de deformación plástica, tal como el flujo de dislocaciones a favor de los sistemas de deslizamiento intracrystalinos $1/2\langle 111 \rangle\{110\}$ y $\langle 100 \rangle\{010\}$. Mainprice et al. (2004) propusieron que, a pesar de que el granate se pueda deformar plásticamente por flujo de dislocaciones y «recovery», cuando éste se encuentra en una matriz más dúctil, los minerales que la componen serían los responsables de acomodar la mayor parte de la deformación. La ausencia de OCP y de granos y subgranos recristalizados dinámicamente podría indicar que su deformación interna no fue acomodada mediante flujo de dislocaciones sino por procesos de difusión de masa (Vollbrecht et al., 2006) y eventualmente por rotación rígida.

Las OCPs de la augita demuestran la existencia de una fábrica de tipo S (Helmstaedt et al., 1972; Godard y Van Roermund, 1995) descrita como la más común en clinopiroxenos deformados en un régimen de aplastamiento asociado o no a componentes rotacionales. Las microestructuras reconocidas denotan que el deslizamiento y ascenso de dislocaciones, junto con el maclado y la transferencia de masa por difusión y el crecimiento anisótropo (Mauler et al., 2001) han condicionado la deformación plástica de este mineral.

Los trabajos publicados hasta la fecha sobre la deformación plástica de la plagioclasa (Ji et al., 1988; Kruse et al., 2001) indican que el sistema de deslizamiento intracrystalino $[001](010)$ es el dominante en tectonitas ricas en plagioclasa deformadas en condiciones de las facies de las anfíbolitas y de las granulitas. Los diagramas de OCP registrados en este estudio no denotan fábricas intensas ni patrones de distribución sistemáticos de la plagioclasa. De cualquier modo, la existencia de un submáximo de los polos de los planos $\{010\}$ perpendicular al plano de la foliación y de un submáximo de los polos de los planos $\{001\}$ próximo a la lineación podrían indicar la operatividad del sistema $[001](010)$.

Los diagramas de OCP obtenidos para el cuarzo, con ejes $c[0001]$ dispuestos en torno al eje principal de la deformación Y apuntan a la activación del deslizamiento prismático a lo largo del eje

$\langle a \rangle$ (Nicolas y Poirier, 1976; Schmid y Casey, 1986; Egydio-Silva et al., 2002), indicando una temperatura de deformación propia de la facies de las anfíbolitas (superior a 500 °C).

El reemplazamiento de la augita primaria (desde el borde de los cristales hacia su núcleo) por anfíbol pargasítico secundario sugiere la existencia de un proceso de retrogradación estático posterior. Los diagramas de OCP del anfíbol denotan la actividad del sistema de deslizamiento intracrystalino a favor del plano cristalográfico (100) según la dirección $[001]$. Otras microestructuras tales como el maclado mecánico, la extinción ondulante y el desarrollo de subgranos se habrían generado posteriormente al reemplazamiento del clinopiroxeno, bajo condiciones de la facies de los esquistos verdes y anfíbolitas de baja temperatura (Brodie y Rutter, 1985; Berger y Stünitz, 1996).

Las OCPs registradas para los diversos minerales considerados muestran una asimetría de las fábricas con respecto al referente estructural externo XYZ definido por la foliación y la lineación macroscópicas. Este hecho sugiere que los minerales que definen la asociación metamórfica de alta presión relacionada con la fase de deformación D2 en las granulitas de la Bacariza, se deformaron plásticamente en un régimen deformacional no coaxial. La asimetría es congruente con las observaciones cartográficas y petrográficas descritas en otros estudios (Ábalos et al., 2003) e indican un desplazamiento relativo de los bloques de techo hacia el NE durante D2. El subsiguiente proceso de retrogradación en condiciones de las facies de las anfíbolitas y de los esquistos verdes fue en esencia estático y estuvo asistido por procesos de deformación plástica muy localizada.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2005-03157 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

Ábalos, B., Puelles, P. y Gil Iburguchi, J.I., 2003. *Tectonics*, 22 (2), 1006.
 Berger, A. y Stünitz, H., 1996. *Tectonophysics*, 257, 149–174.
 Brodie, K.H. y Rutter, K.H., 1985. En: *Metamorphic reactions: kinetics, textures, and deformation* (Thompson y D.C. Rubie, Eds.). Springer-Verlag,

139-179.
 Bunge, H.J., 1982. *Texture Analysis in Materials Science*. Butterworths, London, 599 pp.
 Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J. y Hippert, J., 2002. *Tectonophysics*, 352, 203–224.
 Gil Iburguchi, J.I., Mendía, M., Girardeau, J. y Peucat, J.J., 1990. *Lithos*, 25, 133-162.
 Godard, G. y Van Roermund, H.L.M., 1995. *Journal of Structural Geology*, 17, 1425-1443.
 Helmstaedt, H., Anderson, O.L. y Gavauci, A.T., 1972. *Journal of Geophysical Research*, 77, 4350–4365.
 Ji, S. y Martignole, J., 1994. *Journal of Structural Geology*, 16, 985-996.
 Ji, S., Mainprice, D. y Boudier, F., 1988. *Journal of Structural Geology*, 10, 73-81.
 Kruse, R., Stünitz, H. y Kunze, K., 2001. *Journal of Structural Geology*, 23, 1781–1802.
 Mainprice, D., Bascou, J., Cordier, P. y Tommasi, A., 2004. *Journal of Structural Geology*, 26, 2089–2102.
 Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz-García, F. y Abati, J., 1997. *Geology*, 25, 1103-1106.
 Mauler, A., Godard, G. y Kunze, K., 2001. *Tectonophysics*, 342, 81–112.
 Nicolas, A. y Poirier, J.P., 1976. *Crystalline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. Wiley, New York.
 Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin-Heidelberg.
 Prior, D.J., Trimby, P.W., Weber, U.D. y Dingely, D.J., 1996. *Mineralogical Magazine*, 60, 859-869.
 Puelles, P., Ábalos, B. y Gil Iburguchi, J.I., 2005a. *Lithos*, 84, 125-149.
 Puelles, P., Mulchrone, K., Ábalos, B. y Gil Iburguchi, J.I., 2005b. *Journal of Structural Geology*, 27, 1046-1060.
 Schmid, S.M., Casey, M., 1986. En: *Mineral and Rock Deformation: Laboratory Studies* (Hobbs, B.E. y Heard, H.C., Eds.). American Geophysical Union, Geophysical Monograph 36, 263–286.
 Storey, C. D. y Prior, D.J., 2005. *Journal of Petrology*, 46, 2593–2613.
 Voegélé, V., Ando, J.I., Cordier, P. y Liebermann, R.C., 1998. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, 305-318.
 Vollbrecht, A., Pawlowski, J., Leiss, B., Heinrichs, T., Seidel, M. y Kronz, A., 2006. *Tectonophysics*, 427, 153-170.