

# Fábricas y mecanismos deformacionales en las granulitas de alta presión de la Formación Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal, NO de España)

P. Puelles

Universidad del País Vasco, Dpto. Geodinámica, Bilbao, España  
pablo.puelles@ehu.es

## RESUMEN

En las zonas de contacto entre la Formación Bacariza (Complejo de Cabo Ortegal) y las unidades adyacentes afloran granulitas milonitizadas en condiciones de alta presión formadas durante la exhumación inicial del complejo. El estudio petrográfico, microestructural y cristalográfico de los minerales constitutivos de estas rocas puede facilitar información sobre los mecanismos deformacionales operativos en profundidad. El granate acomodó parte de la deformación mediante flujo de dislocaciones y rotación rígida, la augita se deformó por flujo de dislocaciones asistido por procesos de transferencia de masa y crecimiento anisótropo mientras que la plagioclasa experimentó recristalización dinámica por rotación de subgranos y flujo de dislocaciones. La petrofábrica del cuarzo indica una temperatura de deformación que, como mínimo, fue la de las anfibolitas. Los criterios cinemáticos reconocidos apuntan a un desplazamiento relativo de los bloques de techo hacia el NNE. En su ascenso hacia la superficie tuvo lugar un proceso de retrogradación estática en condiciones de las anfibolitas seguido por un mecanismo de deformación plástica en el campo de las anfibolitas de baja temperatura o de los esquistos verdes. Durante los últimos estadios de exhumación fue operativo un proceso de microfracturación y deformación sísmica episódica en condiciones de altos esfuerzos y rápidas tasas de deformación.

Palabras clave: Cabo Ortegal, fábrica, granulita, mecanismos deformacionales, milonita

## ***Fabrics and deformational mechanisms in the high-pressure granulites of the Bacariza Formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain)***

### ABSTRACT

*In the Cabo Ortegal Complex, mylonitic high-pressure granulites occur at the contacts between the HP granulitic Bacariza Formation and the adjacent units. This mylonitic stage is associated with the initial exhumation of the complex. The petrographic, microstructural and crystallographic analysis of the main constituent minerals in these rocks might provide valuable information on the deformation mechanisms operative at depth. Garnet accommodated part of the deformation by dislocation creep and rigid rotation, augite underwent dislocation creep accompanied by mass transfer and anisotropic growth while plagioclase, in turn, suffered dynamic subgrain rotation-recrystallization and climb-accommodated dislocation creep. Quartz fabrics developed under at least amphibolite-facies conditions. The shear sense criteria are consistent with a top-to-the-NE displacement of the hangingwall blocks. During their ascent to the surface, a static amphibolite-facies retrogressive stage was followed by plastic deformation accommodation under greenschist- to lower amphibolite-facies conditions. Deformation during the latest stages of exhumation was characterized by microfracturing and seismic activity in conditions of high differential stresses and strain rates.*

*Key words: Cabo Ortegal, deformation mechanism, fabric, granulite, mylonite*

## Introducción

Los mecanismos implicados en el enterramiento y exhumación de las rocas metamórficas de alta presión no se comprenden con total claridad (para una revisión sobre estos aspectos ver el trabajo de Brun y Faccenna, 2008). En este sentido, el estudio y análisis de las microestructuras de los minerales constitutivos de estas rocas puede aportar una valiosa información sobre los procesos deformacionales operativos en estos dominios.

En este trabajo se presenta un estudio de detalle de las granulitas miloníticas localizadas en el contacto entre la Formación Bacariza y las eclogitas infrayacentes del Complejo de Cabo Ortegal (NO de España). La rápida tasa de exhumación experimentada por estas rocas (Puelles *et al.*, 2005b) permitió la conservación de las asociaciones minerales de alta presión. Así, esta formación se puede considerar como un buen caso de estudio para el análisis de la geometría de la deformación y de los mecanismos deformacionales operativos durante la subducción y su posterior ascenso hacia la superficie.

**Contexto geológico**

El Complejo de Cabo Ortegal es uno de los denominados Complejos Alóctonos del noroeste del Macizo Ibérico. Estos complejos representan fragmentos de litosfera oceánica y continental subducida que fueron posteriormente obducidos sobre el margen de Gondwana durante la orogenia varisca (p. ej. Martínez Catalán *et al.*, 1997). La estructura primaria del área septentrional de Cabo Ortegal es el resultado de la acción de eventos tectónicos hercínicos de alta

presión y alta temperatura (cf. Girardeau *et al.*, 1989; Gil Ibarra *et al.*, 2000; Santos Zalduegui *et al.*, 2002). En este sector los macizos ultramáficos se disponen estructuralmente sobre las granulitas de alta presión, éstas sobre la unidad eclogítica, y las eclogitas, a su vez, sobre los gneises de alta presión. Todos los contactos se corresponden con cabalgamientos dúctiles (Ábalos *et al.*, 2003).

La formación granulítica de alta presión de la Bacariza aflora en la parte central del complejo (Figura 1). Esta formación registró un evento defor-

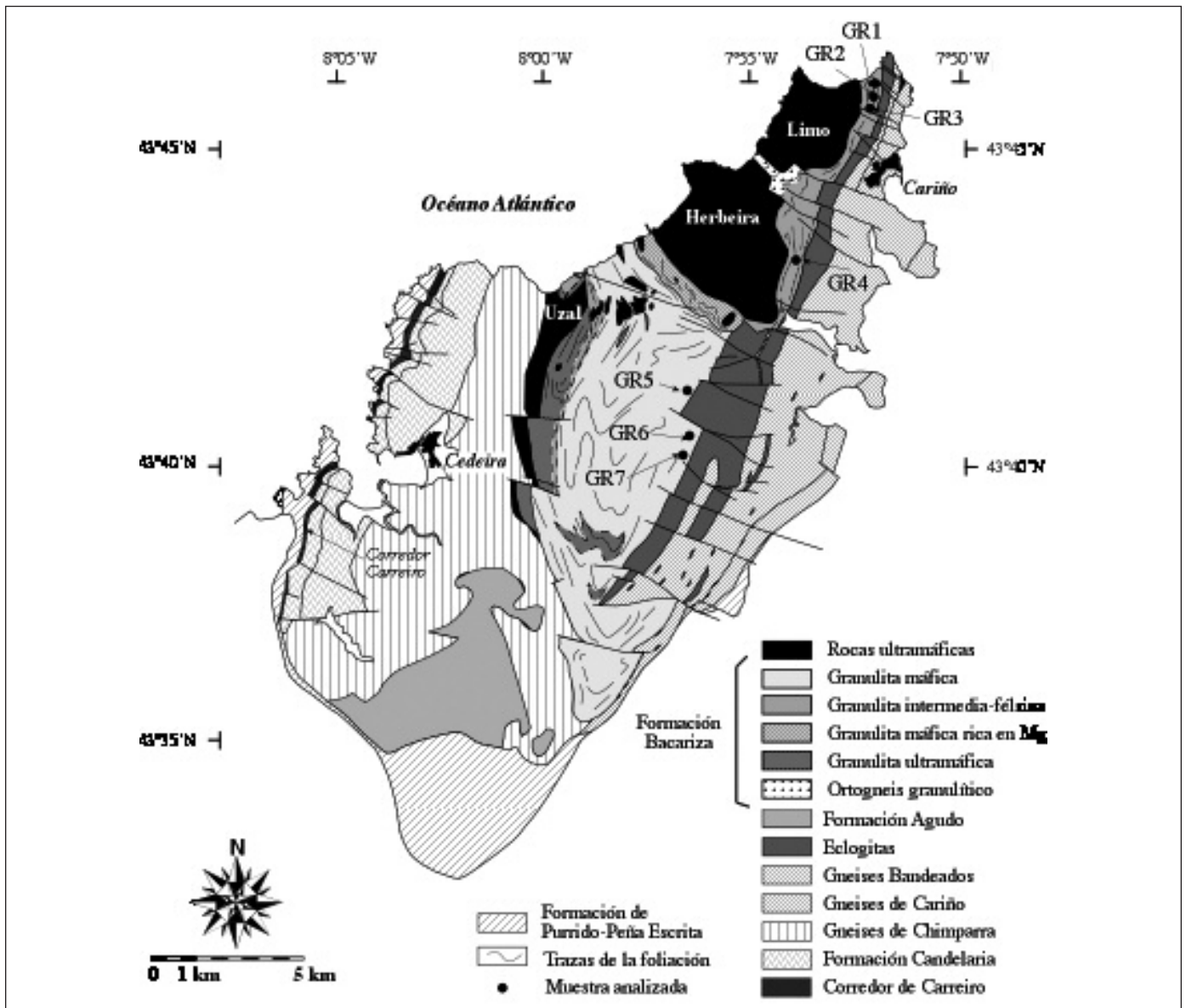


Figura 1: Mapa geológico simplificado del Complejo de Cabo Ortegal incluyendo las unidades metamórficas de alto grado/alta temperatura y los litotipos propios de la Formación Bacariza  
 Figure 1: Simplified geological map of the Cabo Ortegal Complex showing the high-grade/high-temperature metamorphic nappe units and the granulitic lithotypes that constitute the Bacariza Formation

macional polifásico de alta presión, diferenciándose dos fases: D1 y D2 (Ábalos *et al.*, 2003; Puelles *et al.*, 2005a, b). La primera de ellas (1,6 GPa y 790 °C) dio lugar a una fábrica planolinar penetrativa y a la generación de pliegues isoclinales y en vaina. La segunda fase (740 °C y 1,4 GPa) provocó la formación de zonas de cizalla de escala métrica a decamétrica a lo largo de los contactos con las unidades adyacentes (Puelles *et al.*, 2005a) y la milonitización y transposición de las fábricas D1 anteriores.

Las granulitas milonitizadas estudiadas son rocas de grano fino y color gris azulado. En el sector considerado en este estudio muestran una foliación milonítica S2 con una orientación media de 15°/095° (buzamiento/sentido de buzamiento) y una lineación de estiramiento asociada L2 (10°/025°). La microestructura de estas muestras varía entre granoporfironeomatoblástica en los sectores no milonitizados a porfironeomatoblástica orientada y milonítica en el interior de las zonas de cizalla. La asociación mineral en equilibrio es muy similar a la de D1 y está formada en las granulitas intermedias estudiadas por cuarzo (40%), plagioclasa (35%), granate (15%), augita (5%), zoisita/clinozoisita (3%) y cantidades menores de rutilo y minerales opacos. La orientación preferente de forma de los minerales que constituyen la asociación mineral en equilibrio define la foliación y lineación macroscópica reconocible. El resultado de la desestabilización de las fases primarias dio lugar a biotita y a anfíbol y a plagioclasa reemplazando a augita y granate. La titanita y sericita, por su parte, son el producto de la retrogradación del rutilo y de la plagioclasa, respectivamente.

## Métodos analíticos

El estudio microscópico se ha realizado sobre láminas delgadas pulidas con sílice coloidal y cortadas paralelamente a la sección estructural XZ (perpendicular a la foliación y paralela a la lineación de la muestra). La medida de las orientaciones cristalinas (OC) se han realizado mediante el sistema automatizado de difracción de electrones retrodispersados (EBSD) "Channel5, HKL" acoplado al microscopio electrónico FE-SEM (JEOL JSM-7000F) de la Facultad de Ciencia y Tecnología de la Universidad del País Vasco. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: voltaje de aceleración de 10 kV, corriente de 14 nA y distancia de trabajo de 15 mm. No se han considerado las soluciones con valores de desviación angular media superior a 1,2 para asegurar la fiabilidad de las medidas.

Los estereogramas utilizados para representar los

datos son proyecciones equiareales realizadas en el hemisferio inferior. El plano de proyección se corresponde con la sección estructural XZ, la foliación se proyecta como el diámetro ecuatorial (plano vertical E-O) y la lineación se representa con la horizontal de este plano. La intensidad de la textura se expresa mediante el índice de textura *J* (Bunge, 1982).

## Microestructuras y fábricas minerales

En este apartado se presenta el estudio petrográfico, microestructural y cristalográfico de los principales minerales que conforman las muestras analizadas. Las microestructuras y orientaciones cristalinas de granate, augita, plagioclasa y cuarzo registran los diferentes mecanismos deformacionales operativos en profundidad, mientras que el anfíbol y la biotita aportarían información sobre los estadios más avanzados de exhumación.

### Granate

El granate aparece como porfiroclastos con un tamaño de hasta 3,5 mm y un rango composicional de  $\text{Alm}_{43-58}\text{Grs}_{7-29}\text{Prp}_{11-28}\text{And}_{1-9}\text{Sps}_{1-3}$ . En las secciones estructurales XZ exhibe morfologías sigmoidales o lensoydales con valores de la relación de forma de 1-8 (Figura 2a). En algunos cristales se observan estructuras pinch-and-swell muy bien desarrolladas con zonas centrales adelgazadas (Figura 2b). La desviación en la orientación de las cintas de cuarzo y feldspato alrededor de los porfiroclastos de granate apunta a un contraste de competencias que daría lugar a perturbaciones en el flujo plástico.

El granate presenta comúnmente microfracturas de corto espaciado transgranulares (relativamente más abundantes) e intragranulares. En los cristales más elongados se observa un único sistema de fracturas perpendicular a la lineación (Prior, 1993; Ji y Martignole, 1994), mientras que en los más equidimensionales aparecen dos sistemas, uno perpendicular a la lineación y el otro paralelo a la foliación. Las superficies de fractura son planares y netas, no evidencian deformación dúctil en sus extremos, los límites son paralelos entre sí y no asocian deslizamiento. Estas características son propias de las fracturas de tensión de tipo I (Lawn y Wilshaw, 1975). En los granates de las muestras situadas más cerca del contacto con las eclogitas infrayacentes también se observan fracturas oblicuas a la foliación. Éstas son anteriores a las descritas anteriormente, presentan una morfología planar o ligeramente curvada, no

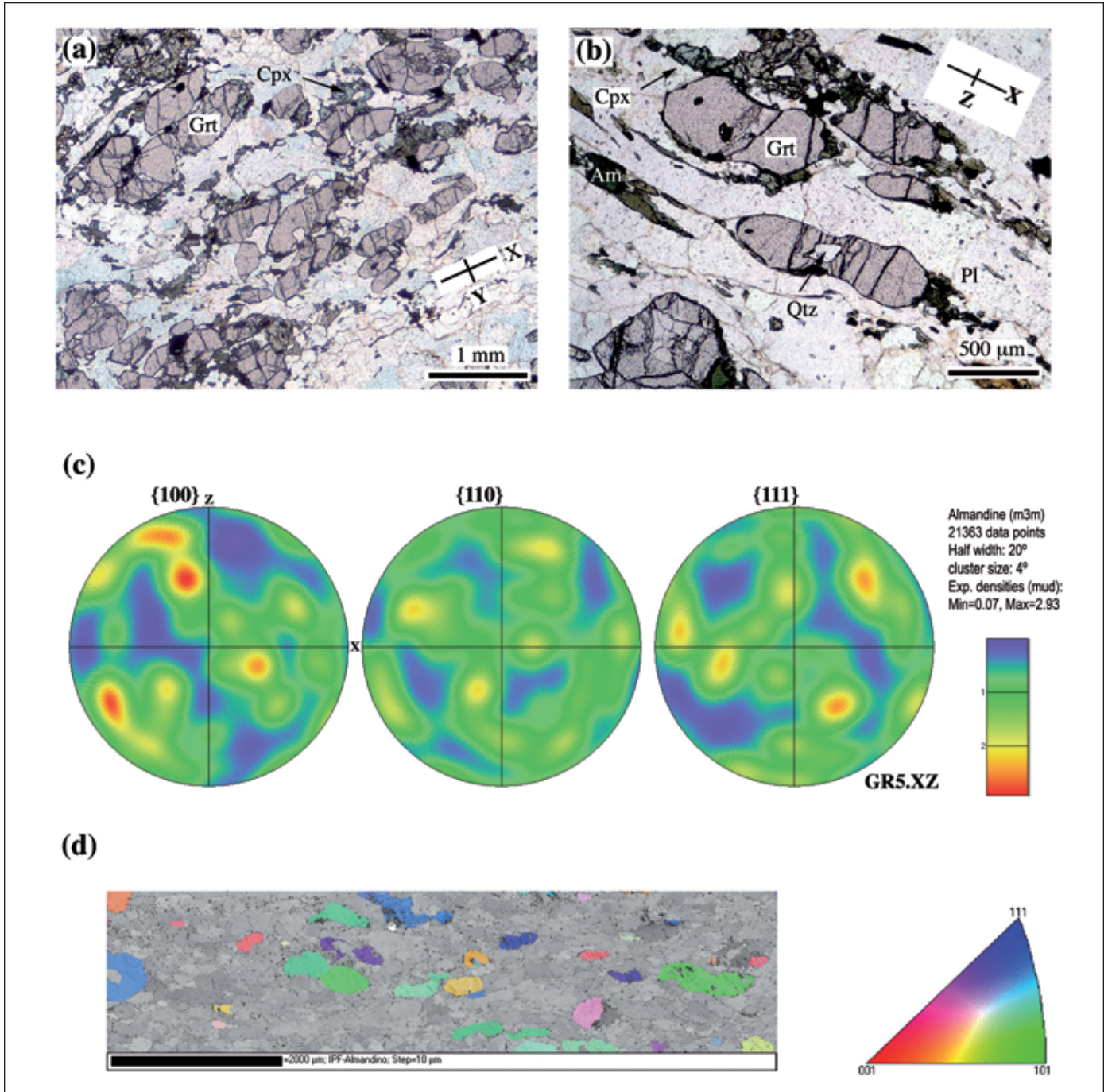


Figura 2: (a) Orientación preferente de forma en granate paralela a la lineación macroscópica de la muestra (nícoles paralelos). La fotografía se corresponde con una sección estructural XY paralela a la foliación (paralela a los nícoles). (b) Morfologías elongadas en granate dispuestas paralelamente a la lineación (nícoles paralelos). Sección estructural XZ perpendicular a la foliación y paralela a la lineación. Nótese el desarrollo de zonas de cuello en las partes centrales del cristal, indicando la existencia de un componente de estiramiento en el plano de la foliación. (c) Diagramas de OCP de los ejes  $\langle 100 \rangle$ ,  $\langle 110 \rangle$  y  $\langle 111 \rangle$  en granate. Los puntos de mayor densidad de datos se presentan en rojo y los de menor densidad en azul. En todas las figuras de polos el NNE se sitúa a la derecha de las figuras de polos. (d) Mapa de figuras inversas de polos en granate. Nótese que no existe diferencia de orientaciones cristalográficas dentro de cada cristal

Figure 2: (a) Shape-preferred orientation in garnet parallel to the macroscopic lineation in the sample. The picture corresponds to an XY structural section parallel to the foliation (parallel nicols). (b) Elongated morphologies in garnet parallel to the lineation (parallel nicols). XZ structural section perpendicular to the foliation and parallel to the lineation. Note the development of "neck" zones in the central parts of the crystal, indicating a stretching component within the foliation plane. (c) Orientation distribution data for  $\langle 100 \rangle$ ,  $\langle 110 \rangle$  and  $\langle 111 \rangle$  axes in garnet. Highest point densities are coloured in red and lowest point densities in blue. NNE to the right of the pole figures in all the figures. (d) Inverse pole figure map for garnet. Note that there is no difference in crystallographic orientation within the grains

atraviesan completamente los cristales y sí asocian deslizamientos menores a lo largo de las mismas. Estas microestructuras son del mismo tipo que las descritas por Trepmann y Stöckhert (2002).

La Figura 2c muestra los diagramas de polos correspondientes a la distribución de orientaciones de los ejes <100>, <110> y <111> en granate (en todos los diagramas el NNE se sitúa a la derecha de las figuras de polos). Estos ejes no presentan ningún patrón de distribución sistemático, tal y como apunta el valor del índice de textura *J* cercano a 1 (*J*= 1,09, 1,02 y 1,09 respectivamente para las muestras GR5, GR6 y GR7). No se han detectado cambios significativos en la orientación cristalina dentro cada uno de los cristales de gra-

nate (Figura 2d). Esta ausencia de subgranos indica que en realidad cada granate es un monocristal.

### Clinopiroxeno

El clinopiroxeno primario exhibe una fábrica de forma paralela a la lineación de la roca (relación de forma X/Z de 2-5), muestra un tamaño de grano de hasta 1,75 mm y presenta composiciones augíticas ( $O_{67-88}Jd_{7-30}Ae_{0-11}$ ). En algunos casos forma agregados porfiroclásticos junto con granate y rutilo (Figura 3a). Las principales microestructuras de deformación cristalo-plástica son las siguientes: extinción ondulante,

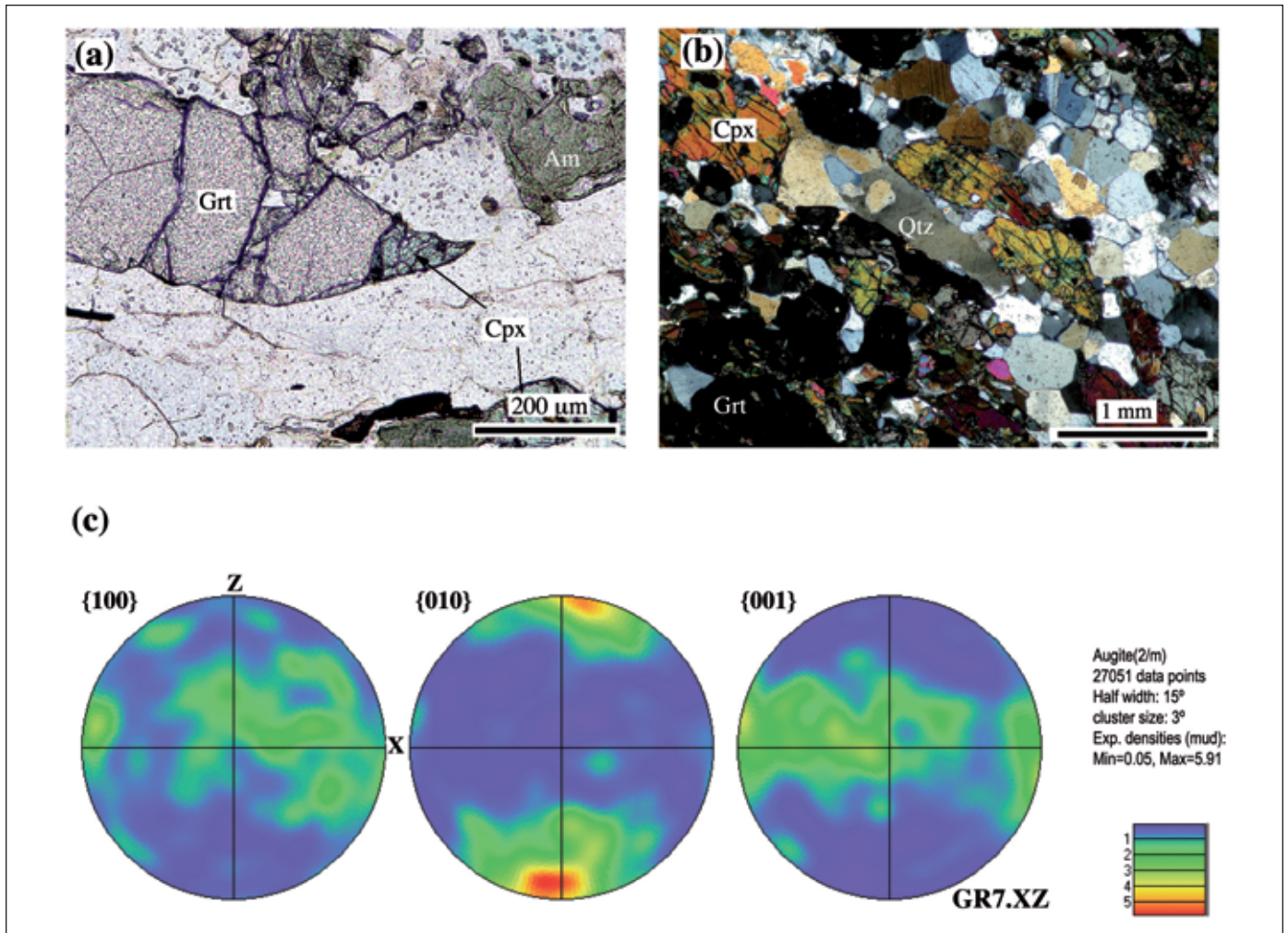


Figura 3: (a) Porfiroclasto sigmoidal compuesto por granate y clinopiroxeno en equilibrio (nícoles paralelos). (b) Presencia de deformación intracristalina, estiramiento y boudinage en clinopiroxeno inmerso en una matriz cuarzo-feldespática recrystalizada dinámicamente (nícoles cruzados). (c) OCP obtenidas para clinopiroxeno  
 Figure 3: ((a) Lensoidal-sigmoidal porphyroblast composed of garnet and clinopyroxene. (b) Microscopic occurrence of intracrystalline deformation, stretching and boudinage in clinopyroxene within a dynamically recrystallized quartz-feldspathic matrix (crossed nicols). (c) Clinopyroxene lattice-preferred orientations (LPO)

límites de subgrano subperpendiculares a la foliación y microboudinage (Figura 3b).

Los datos de OC obtenidas para el clinopiroxeno (Figura 3c) presentan un patrón de distribución sistemático en todas las muestras analizadas. Los polos de los planos cristalográficos {010} definen un máximo puntual perpendicular a la foliación, mientras que la distribución de los polos de los planos {001} dibujan una guirnalda más o menos continua en el plano de la foliación. En esta guirnalda se diferencian dos submáximos difusos, uno de ellos paralelo y el otro perpendicular a la lineación. A pesar de que los polos de los planos cristalográficos {100} se concentran en orientaciones cercanas a la del plano de la foliación, no se observa una clara orientación cristalina preferente (OCP). El factor de textura *J* presenta valores de 2,08.

### Plagioclasa

La plagioclasa aparece tanto en la matriz como en forma de porfiroclastos. Presenta microestructuras en manto y núcleo y composicionalmente se trata de oligoclasa o andesina, con núcleos ligeramente más sódicos ( $An_{18}$ ) que las zonas de borde ( $An_{24}$ ). Los granos centrales relictos conservan microestructuras deformacionales (maclas de deformación, subgranos y extinción ondulante), mientras que las zonas externas del manto se hallan libres de deformación.

En la Figura 4 se muestran los diagramas de polos obtenidos para los planos cristalográficos {100}, {010} y {001}. No se evidencian patrones de distribución sis-

temáticos, aunque todas las muestras exhiben 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 orientación de la lineación. El índice de textura *J* presenta valores entre 1,32 y 1,47.

### Cuarzo

Las granulitas cercanas a la unidad eclogítica infrayacente contienen abundantes cintas de cuarzo de hasta 1 cm de espesor y varios metros de extensión lateral. Los granos en estas cintas presentan valores de la relación de forma X/Z entre 2 y 11. Las principales microestructuras observadas (Figura 5a y b) son las siguientes: (i) nuevos granos de recristalización dinámica por migración de bordes de grano, (ii) texturas en mosaico (Gapais y Barbarin, 1986) (iii) bordes aserrados entre cristales adyacentes y (iv) límites de subgrano prismáticos formando un alto ángulo con la foliación. El desarrollo de microestructuras tardías como extinción ondulante y lamelas de deformación habría obliterado las microestructuras deformacionales anteriores de alta temperatura.

Los diagramas de polos de los planos basales {0001} se correlacionan con la distribución de orientaciones de los ejes  $c$  [0001] del cuarzo. Todas las muestras analizadas muestran un máximo puntual en orientaciones cercanas a la dirección estructural Y (Figura 5c), mejor definido en aquellas situadas en los bordes más externos de las zonas de cizalla (GR6.XZ). En las zonas intermedias, la concentración de ejes  $c$

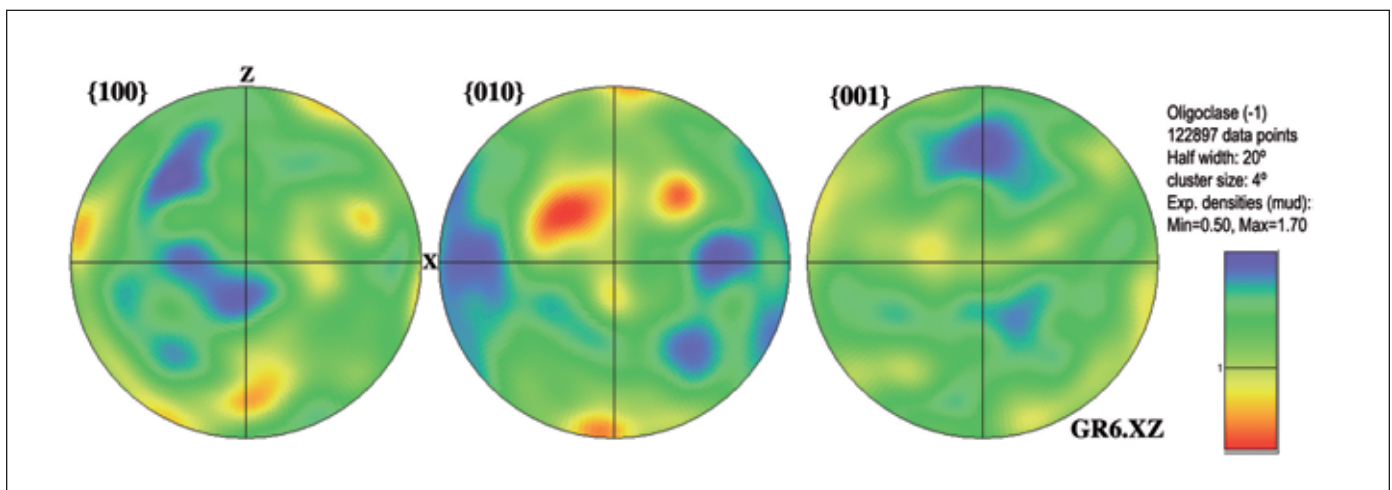


Figura 4: OCP de plagioclasa representado por las figuras de polos de los planos {100}, {010} y {001}  
 Figure 4: Plagioclase LPO data for poles to {100}, {010} and {001} planes

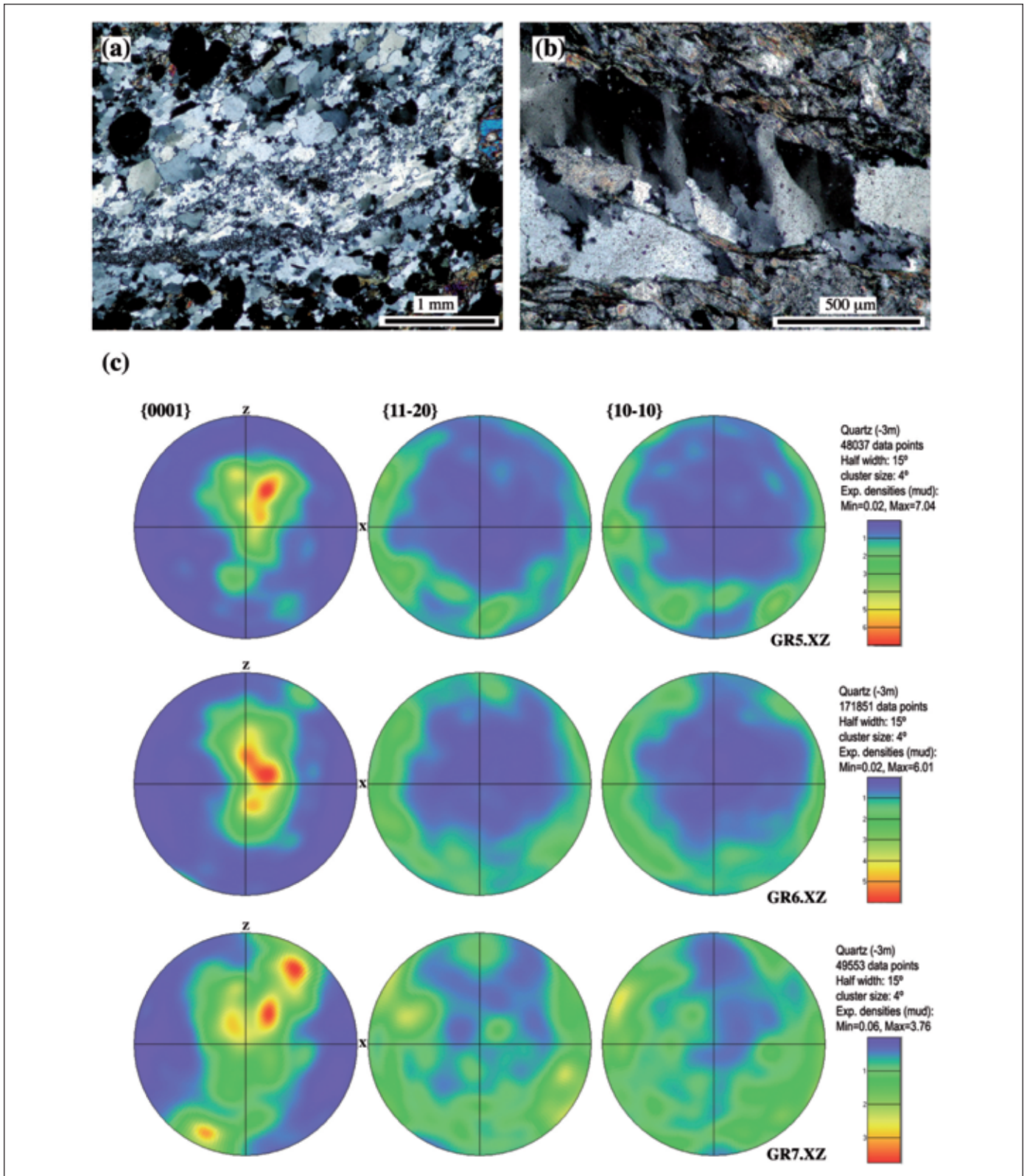


Figura 5: (a) Microestructura en damero en cuarzo (nícoles cruzados). (b) Subgranos oblicuos a la foliación (nícoles cruzados). (c) Diagramas de OCP para cuarzo  
 Figure 5: (a) Chessboard-like microstructure in quartz (crossed nicols). (b) Subgrains oblique to the foliation (crossed nicols). (c) Quartz LPO diagrams

define una guirnalda corta en el plano YZ (GR5.XZ) mientras que las zonas más internas dibujan una guirnalda mejor definida con un máximo puntual de baja inmersión a un ángulo de unos 30 ° en sentido horario respecto al polo de la foliación y otro submáximo cercano a Y (GR7.XZ). La intensidad de la fábrica queda definida por los valores del índice de textura  $J=1,4-1,72$ .

### Anfibol y biotita

El anfíbol muestra una orientación preferente de forma paralela a la lineación macroscópica reconocida en la muestra. Las evidencias de deformación en estado sólido observadas son las siguientes: (i) maclado mecánico, (ii) extinción ondulante, (iii) subgranos y (iv) recristalización dinámica en las zonas de borde de porfiroclastos. Los diagramas de OCP (Figura 6a) se caracterizan por la presencia de un sub-

máximo de los polos de los planos {100} cercano a la dirección estructural Z y de otro muy bien definido de los planos {001} cercano a la lineación. Los polos de los planos {010}, por su parte, definen una guirnalda más o menos difusa en el plano YZ.

La biotita aparece en la matriz con una orientación preferente de forma muy bien desarrollada paralela a la foliación macroscópica de la muestra. Los diagramas de OCP obtenidos exhiben un máximo puntual de los polos de los planos basales paralelo a la dirección estructural Z (Figura 6b), mientras que los polos de los planos {100} y {010} se distribuyen a lo largo de una guirnalda más o menos paralela al plano de foliación. El índice de textura  $J$  presenta valores cercanos a 3.

### Interpretación y discusión

El granate, al ser un mineral metamórfico común en la corteza media e inferior, puede condicionar de

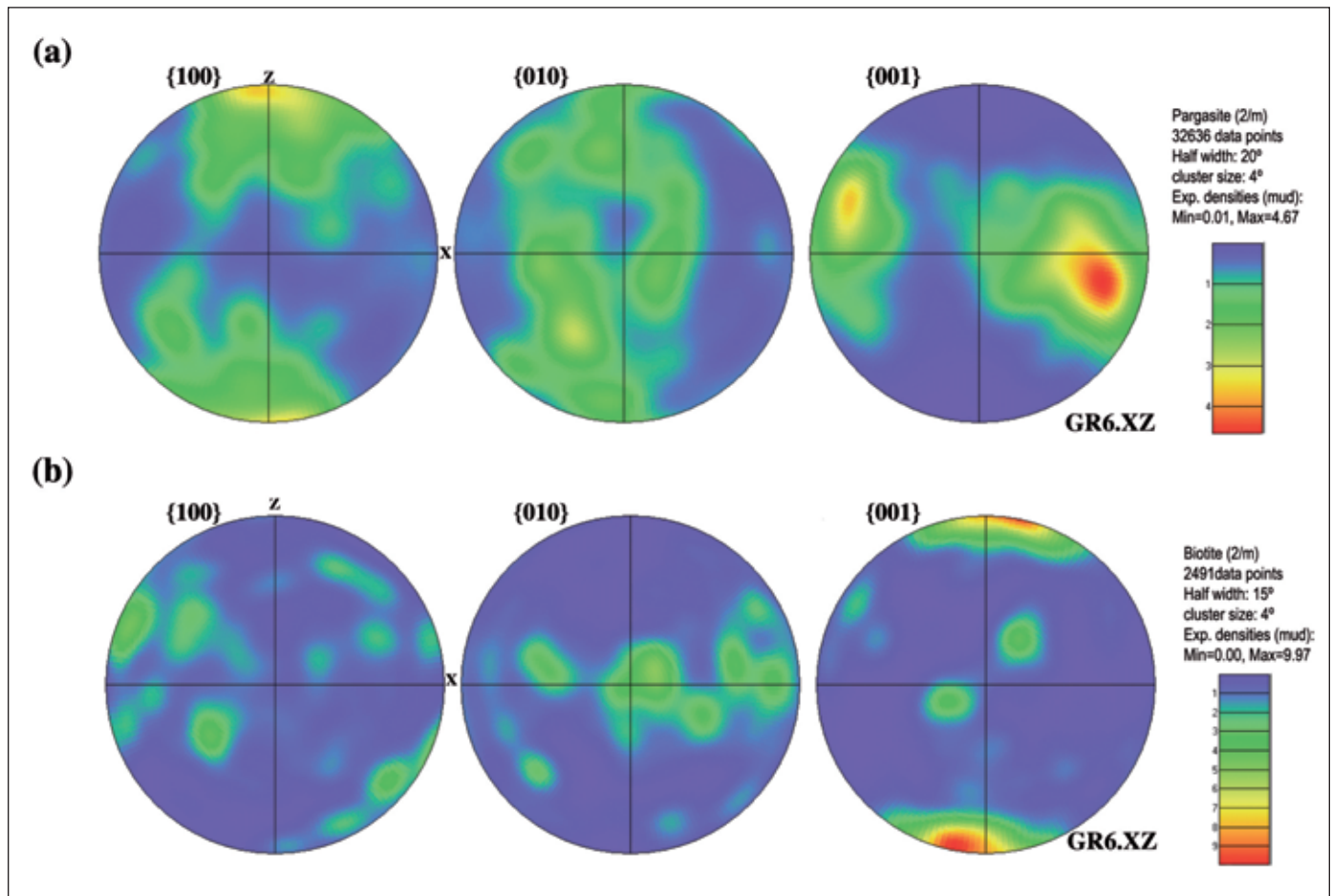


Figura 6: (a) Patrones de OCP para anfíbol. (b) Diagramas de OCP en biotita  
 Figure 6: (a) LPO patterns obtained for amphibole. (b) Biotite LPO patterns



manera significativa el comportamiento mecánico de las rocas que lo contienen. Hasta hace relativamente poco, su carácter isótropo ha hecho que su estudio se restringa a (i) la determinación del carácter rotacional de la deformación, (ii) datación radiométrica (p. ej. Vance y Holland, 1993) y (iii) evolución de la trayectoria P-T-t durante su crecimiento (p. ej. Spear, 1992). Sin embargo, el desarrollo de nuevas técnicas, tales como la Microscopía Electrónica de Transmisión (TEM) y la difracción de electrones retrodispersados (EBSD), ha permitido superar este obstáculo y ampliar el estudio microestructural a minerales ópticamente isótopos.

La importancia de los mecanismos de deformación cristaloplástica en granate ha sido constatada en un amplio régimen de P y T, abarcando desde la facies de los esquistos verdes hasta la de las eclogitas (Ji y Martignole, 1996; Ji *et al.*, 2003; Storey y Prior, 2005). En el caso que nos ocupa, las principales microestructuras observadas son las siguientes: (i) boudinage, (ii) microestructuras pinch-and-swell y (iii) morfologías aplastadas discoidales y elongadas paralelas a la lineación de estiramiento, todas ellas descritas en trabajos previos realizados en rocas deformadas en condiciones granulíticas (p. ej. Kleinschrodt y McGrew, 2000). Sin embargo, los diagramas de OCP obtenidos en las muestras estudiadas (Figura 2c) no muestran ninguna distribución sistemática indicativa de la operatividad de ninguno de los sistemas de deslizamiento principales descritos para granate, esto es:  $1/2\langle 111 \rangle (110)$ ,  $\langle 100 \rangle (010)$  y  $\langle 100 \rangle \{110\}$  (Voegelé *et al.*, 1998; Kleinschrodt y Duyster, 2002). Por lo tanto, la deformación en el granate debió de estar controlada por procesos incapaces de producir una orientación cristalográfica significativa (Vollbrecht *et al.*, 2006). La presencia de granates elongados también ha sido explicada mediante otros procesos, tales como: (i) amalgama y coalescencia de granates nucleados con anterioridad (Whitney *et al.*, 2008), (ii) disolución por presión y precipitación (Azor *et al.*, 1997; Prior, 1993) y (iii) crecimiento anisótropo controlado por esfuerzos diferenciales o fábricas preexistentes (Karato y Masuda, 1989), pudiendo pensarse también en un proceso conjunto tal como microfracturación y sellado de la fractura mediante la precipitación del granate en la zona de extensión. Los granates de las muestras analizadas no muestran características tales como zonados composicionales, truncamientos en el zonado, caras euhédricas, o texturas de equilibrio junto con biotita y/o silimanita con las que pudieran haber reaccionado pseudomórficamente. Por lo tanto, los mecanismos anteriores quedarían descartados o participarían de modo secundario siendo más plausible la

operatividad de procesos deformacionales cristaloplásticos. Con el objeto de explicar estas observaciones, Mainprice *et al.* (2004) sugirieron que aunque el granate se deformara por flujo de dislocaciones y "recovery", cuando éste se encontraba inmerso en una matriz formada por fases más dúctiles el impacto de la deformación se hacía más moderado. Así, tras la actuación inicial de los procesos de deformación cristaloplástica que dieron lugar a las morfologías elongadas y a los adelgazamientos en las zonas centrales ya descritos, el granate habría pasado a comportarse rígidamente y a rotar en un régimen deformacional no coaxial (Vollbrecht *et al.*, 2006). De este modo se explicaría la ausencia de subgranos en granate (Figura 2d) y la presencia de evidencias de deformación cristaloplástica en el resto de las fases de la asociación mineral en equilibrio (plagioclasa, cuarzo y clinopiroxeno principalmente).

El análisis de las OCP del clinopiroxeno también se ha usado para caracterizar la cinemática de la deformación en rocas deformadas plásticamente (p. ej. Law, 1990; Raimbourg *et al.*, 2008). Atendiendo a las clasificaciones más utilizadas (Helmstaedt *et al.*, 1972; Godard y Van Roermund, 1995) se diferencian cinco patrones: (i) "fábricas (010) de tipo S", en las que los planos (010) se disponen paralelamente a la foliación macroscópica y los ejes cristalográficos  $c[001]$  se distribuyen en una guirnalda contenida en el plano de la foliación, (ii) "fábricas (010) de tipo L", en las que los polos de los planos (010) definen una guirnalda según un círculo mayor perpendicular a la lineación mientras que los ejes  $c[001]$  se disponen según un máximo puntual cercano a X, (iii) "fábricas (010) de tipo SL", intermedias entre las de tipo S y L, (iv) "fábricas (100) annealed", en las que los polos de los planos (100) son paralelos a la foliación macroscópica y los ejes  $c[001]$  se disponen paralelamente a la dirección estructural X y (v) "fábricas compuestas (010)+(100)" en las que uno de los máximos de los polos de los planos (010) y (100) se dispone paralelamente a la foliación y los ejes  $c[001]$  presentan orientaciones cercanas a la lineación. Esta última fábrica también puede presentar dos máximos de los polos de los planos (010), uno en el plano de la foliación perpendicular a la orientación de la lineación y el otro perpendicular al plano de la foliación.

Los patrones de OCP obtenidos para el clinopiroxeno de las muestras estudiadas se corresponden con fábricas (010) de tipo S, representativas de regímenes de deformación por aplastamiento (Figura 3c). Sin embargo, los estudios realizados indican que los sistemas de deslizamiento más comunes son  $1/2\langle 110 \rangle \{-110\}$ ,  $[001]\{110\}$  y  $[001](100)$  (p. ej. Godard y Van Roermund, 1995). Por lo tanto, la disposición

paralela de los planos cristalográficos (010) respecto a la foliación no puede explicarse sólo mediante de flujo de dislocaciones (p. ej. Mauler *et al.*, 2001) y debe buscarse algún otro proceso implicado en la formación de estas OCP. Entre ellos se han mencionado los siguientes: (i) maclado asociado con deformaciones a baja temperatura o ante tasas de deformación muy rápidas, condiciones no operativas en las rocas estudiadas, (ii) transferencia de masa por difusión y (iii) crecimiento anisótropo (Mauler *et al.*, 2001). En este sentido, en las muestras analizadas se observa que en algún caso la augita ocupa sombras de presión, indicando cómo pequeños cambios en la orientación de los esfuerzos principales pudo influir en el crecimiento del clinopiroxeno. Etheridge *et al.* (1973) propusieron que cuando los procesos de transferencia de masa son operativos, los mecanismos de disolución/crecimiento anisótropo también influyen en la fábrica cristalográfica. Así, la menor energía de cohesión de los planos (010) y el mayor módulo elástico de los ejes  $c[001]$  (Bass, 1995) harían que predominaran los cristales con los ejes  $b[010]$  orientados paralelamente al eje principal de los esfuerzos  $\sigma_1$  y el eje  $c[001]$  paralelo a  $\sigma_3$ .

Los trabajos realizados en las plagioclasas de milonitas ricas en esta fase y deformadas en condiciones de las anfibolitas y de las granulitas (p. ej. Ji *et al.*, 1988; Kruse *et al.*, 2001) demuestran que ésta se deforma fundamentalmente mediante la operatividad del sistema de deslizamiento  $[001](010)$ . Los diagramas de OC obtenidos en este estudio (Figura 4) no muestran ningún tipo de orientación preferente. Tan sólo la presencia de un submáximo difuso de los polos de los planos  $\{010\}$  perpendicular al plano de la foliación y la existencia de un submáximo de los polos de los planos  $\{001\}$  cercano a la lineación podrían apuntar hacia la actividad secundaria del sistema de deslizamiento  $[001](010)$ . Según Mehl y Hirth (2008), a pesar de que la plagioclasa en las muestras ricas en este mineral muestra OCP muy marcadas, cuando ésta se presenta junto con otras fases, la intensidad de la textura puede disminuir significativamente.

Los estudios de la petrofábrica del cuarzo se han centrado principalmente en la medida de orientaciones de los ejes  $c[0001]$  de este mineral. Según Schmid y Casey (1986), la disposición de los mismos depende estrechamente de la geometría de la deformación y de los sistemas de deslizamiento activos en esas condiciones, aunque otros trabajos recientes también apuntan a que procesos de microfracturación, disolución y reprecipitación pueden originar fábricas cristalográficas tanto en cuarzo como en otros minerales en condiciones muy diversas (Bons y Den Brok, 2000; Vernooij *et al.*, 2006).

Tradicionalmente estos estudios se han utilizado para obtener información sobre la temperatura de la deformación, factor considerado como condicionante de la actividad de los distintos sistemas de deslizamiento. Sin embargo, estudios recientes (p. ej. Toy *et al.*, 2008) remarcan la importancia de otros factores, tales como (i) la historia deformacional, (ii) la tasa de deformación, (iii) la deformación total registrada en la roca y (iv) la presencia de otras fases minerales. Así, los estudios experimentales realizados (p. ej. Price, 1985) indican que a baja temperatura y ante tasas de deformación rápidas, el deslizamiento intracrystalino preferente tiene lugar a favor de planos basales en la dirección de los ejes  $\langle a \rangle$ . A mayores temperaturas y tasas de deformación más lentas el deslizamiento más favorable se da a favor de los planos prismáticos paralelamente a un eje  $\langle a \rangle$  o  $\langle c \rangle$  ( $\{10\text{-}10\}\langle 1\text{-}210 \rangle$ ,  $[0001]$ ) o en los planos rómbicos paralelamente a las direcciones  $\langle a \rangle$  y  $\langle c+a \rangle$  ( $\{1\text{-}101\}\langle 11\text{-}20 \rangle$ ,  $\langle 11\text{-}23 \rangle$ ). También se han observado otros sistemas, tales como el deslizamiento prismático o el piramidal de segundo orden ( $\{2\text{-}1\text{-}11\}$ ) paralelamente a  $\langle c+a \rangle$ .

Los diagramas de OCP obtenidos para el cuarzo en la muestra GR6.XZ (Figura 5c) indican la actuación de componentes rotacionales y la activación del deslizamiento intracrystalino prismático en la dirección del eje  $\langle a \rangle$  (Schmid y Casey, 1986; Egydio-Silva *et al.*, 2002). Por lo tanto, al menos, las condiciones de temperatura en que estas muestras se deformaron serían las de la facies de las anfibolitas. La fábrica obtenida para la muestra GR5.XZ se interpreta como una fábrica intermedia entre la de la facies de las anfibolitas de alta temperatura (ejes  $\langle c \rangle$  dispuestos paralelamente a la dirección tectónica Y) y la descrita para las milonitas de menor temperatura (ejes  $\langle c \rangle$  en orientaciones cercanas a Z) relacionadas con la actividad del sistema de deslizamiento rómbico a lo largo de la dirección  $\langle a \rangle$ . Estos patrones indicarían, por lo tanto, temperaturas más bajas y/o tasas de deformación más rápidas y/o esfuerzos desviatorios mayores (p. ej. Schmid y Casey, 1986; Hirth y Tullis, 1992). En consecuencia, existe una gradación en la evolución de las fábricas hacia el contacto con la unidad eclogítica infrayacente congruente con una disminución en la temperatura y/o un aumento en los esfuerzos desviatorios y/o tasa de deformación desde las zonas externas (GR6.XZ) a través de áreas intermedias (GR5.XZ) hasta el seno de las zonas de cizalla (GR7.XZ).

En las muestras estudiadas el anfíbol procede del reemplazamiento estático del clinopiroxeno primario por pargasita secundaria. Por lo tanto, las microestructuras deformacionales observadas (maclado mecánico, extinción ondulante y subgranos) indicarían procesos de deformación tardíos operativos duran-

te el ascenso de estas rocas hacia la superficie. Estos mecanismos deformacionales habrían tenido lugar en condiciones de la facies de las anfibolitas de baja temperatura o de los esquistos verdes (p. ej. Allison y Latour, 1977; Brodie y Rutter, 1985; Berger y Stünitz, 1996). Los patrones de OCP obtenidos para el anfíbol (Figura 6a) se han explicado en el caso de anfíboles deformados naturalmente en condiciones de temperatura superiores a los 650 °C aludiendo a la activación de un sistema de deslizamiento intracrystalino a favor de los planos (100) en la dirección del eje [c]. Patrones similares también se han interpretado como consecuencia de rotación rígida en una matriz más plástica o de flujo por disolución-precipitación en condiciones de deformación de la facies de las anfibolitas (Díaz Aspiroz *et al.*, 2007), mecanismo viable en un proceso de anfibolitización estático por crecimiento epitaxial tal y como el considerado en estas rocas.

Los últimos estadios deformacionales registrados por estas rocas provocaron la microfracturación del granate. La generación de las fracturas de tensión de tipo I (fracturas rectas, netas, sin desplazamiento asociado y subperpendiculares a la lineación) se dio en condiciones de temperatura máximas de unos 300 °C una vez que toda la deformación dúctil ya había sido acomodada. Sin embargo, la existencia de fracturas más tardías oblicuas a la foliación y con deslizamiento asociado se interpretan como evidencias microestructurales de deformaciones episódicas en la corteza superior frágil en presencia de altos esfuerzos y altas tasas de deformación (condiciones normalmente asociadas con eventos sísmicos; cf. Trepmann y Stöckhert, 2002). Durante el período de relajación de esfuerzos subsiguiente, los fragmentos se habrían desplazado a lo largo de las fracturas (deslizamiento friccional) hasta que la desaceleración del flujo de dislocaciones de la matriz cuarzofeldespática habría paralizado el proceso. El hecho de que se hubieran alcanzado estos esfuerzos tan elevados indica que estas rocas no contenían fluidos o, si los tenían, la presión de los mismos habría disminuido debido a la dilatación y alta permeabilidad transitoria provocada por la formación de las microfracturas. Su posterior relleno sugiere que la presión de fluidos se recuperó durante el estadio final del flujo postsísmico adquiriendo un valor cercano al de la presión litostática (Trepmann y Stöckhert, 2002). Esta interpretación es congruente con los valores de deformación experimental obtenidos para el granate. Estos datos indican que su resistencia cohesiva teórica (ante esfuerzos de tensión) es ca. 49 GPa (p. ej. Pardavi-Horváth, 1984) y que, por lo tanto, en un ambiente de altos esfuerzos y rápidas tasas de deformación debería comportarse de un modo frágil (p. ej. Austrheim *et al.*, 1996).

Por último, y en lo que se refiere a la asimetría externa de la distribución de los datos de orientaciones respecto al referente estructural XYZ (foliación y lineación macroscópicas), ésta se ha utilizado tradicionalmente como un criterio cinemático para la evaluación del sentido de cizalla. En los diagramas de OCP obtenidos para los clinopiroxenos granulíticos estudiados (Figura 3c) se observa una disposición asimétrica de los polos de los planos {010} y {001} respecto al referente estructural externo XYZ. Esta asimetría indicaría la presencia de componentes no coaxiales en el proceso deformacional principal. La misma geometría se ha detectado en los diagramas de OCP de los ejes [c] del cuarzo (Figura 5c). Así, los diagramas en los que las principales orientaciones se corresponden con la de X (lineación), Y y Z (polo del plano de foliación) se consideran simétricas, mientras que aquéllas en las que el plano YZ no es un plano de simetría no lo son. El sentido de asimetría es el de la mínima rotación requerida alrededor de Y desde la posición de simetría hasta la presentada por los elementos de fábrica. En los minerales que definen la asociación mineral en equilibrio D2 en estas muestras esta rotación es en el sentido de las agujas del reloj. Esta observación es congruente con los criterios cinemáticos establecidos en las relaciones cartográficas, geometría de los profiroclastos y estudios de petrofábrica desarrollados en estas muestras y en las unidades adyacentes (Ben Jamaa, 1988; Ábalos *et al.*, 1994; Puelles *et al.*, 2005b). Todos ellos indican un desplazamiento relativo de los bloques de techo hacia el NNE.

## Conclusiones

Las fábricas y microestructuras desarrolladas en granate, clinopiroxeno, plagioclasa y cuarzo pueden ser utilizadas como marcadores de la deformación en profundidad en ambientes propios de un conducto de subducción. El anfíbol, la biotita y las estructuras tardías en granate, por su parte, indicarían la operatividad de procesos tardíos en su ascenso hacia la superficie.

Así, el granate acomodó parte de la deformación de la roca principalmente mediante flujo de dislocaciones y "recovery", pudiendo actuar otros mecanismos de modo secundario. Los débiles patrones de OCP obtenidos, así como la ausencia de subgranos, indicaría, que en este estadio, el granate pudo sufrir una rotación rígida bajo la presencia de componentes rotacionales. Por lo tanto, el resto de los minerales que formaban parte de la asociación mineral tuvieron que acomodar una parte significativa de la deformación registrada en la roca, principalmente augita, plagioclasa y cuarzo. En la augita, a pesar de que existan

evidencias indicativas de procesos de deformación plástica intracristalina (extinción ondulante y microboudinage), los mecanismos de transferencia de masa por difusión y crecimiento anisótropo también debieron jugar un papel importante. Mientras tanto, el cuarzo se deformaba por flujo de dislocaciones a favor de los planos prismáticos en la dirección de los ejes <a> durante su recristalización dinámica, en condiciones de temperatura que como mínimo fueron las de la facies de las anfibolitas La plagioclasa, por su parte, experimentó recristalización dinámica por rotación de subgranos asistida por flujo de dislocaciones, entre los que fue activo, aunque fuese de manera secundaria, el sistema [001](010). Los criterios cinemáticos encontrados indican un desplazamiento relativo de los bloques de techo hacia el NNE.

Después de esta fase D2 tuvo lugar el reemplazamiento estático del clinopiroxeno primario por anfíbol, probablemente asistido por procesos de flujo por disolución-precipitación, y al desarrollo de biotita secundaria en condiciones de la facies de las anfibolitas. Posteriormente, fue operativo un proceso de deformación plástica en condiciones de las anfibolitas de baja temperatura o de los esquistos verdes, tal y como atestiguan las microestructuras desarrolladas en anfíbol. En su ascenso hacia la superficie se desarrollaron otras microestructuras en condiciones de menor presión y temperatura, obliterando las desarrolladas anteriormente. Así, tanto el desarrollo de extinción ondulante y "kinking" en clinopiroxeno como de extinción ondulante y lamelas de deformación en el cuarzo indicarían un retrabajamiento posterior en frío a menor temperatura. Después de acomodar toda la deformación plástica tuvo lugar un proceso de microfracturación en el granate en unas condiciones de temperatura de ca. 300 °C. Este proceso habría sido seguido por deformaciones sísmicas episódicas en la parte superior de la corteza ante mayores esfuerzos y tasas de deformación más rápidas.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido desarrollado gracias a la financiación ofrecida por el Ministerio de Ciencia e Innovación (proyecto de "Grupo Consolidado" CGL2008-01130/BTE).

## Referencias

Ábalos, B., Mendia, M.S. y Gil Ibarguchi, J.I. 1994. Structure of the Cabo Ortegal eclogite-facies zone (NW Iberia). *Les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319, 1231-1238.

- Ábalos, B., Puelles, P. y Gil Ibarguchi, J.I. 2003. Structural assemblage of high-pressure mantle and crustal rocks in a subduction channel (Cabo Ortegal, NW Spain). *Tectonics*, 22 (2), 1006, doi:10.1029/2002TC001405.
- Allison, I. y Latour, T. E. 1977. Brittle deformation of hornblende in a mylonite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14, 1953–1958.
- Austrheim, H., Erambert, M. y Boundy, T.M. 1996. Garnets record in deep crustal earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 223-238.
- Azor, A., Simancas, J.F., Expósito, I., González Lodeiro, F. y Martínez Poyatos, D.J. 1997. Deformation of garnets in a low-grade shear zone. *Journal of Structural Geology*, 19, 1137–1148.
- Bass, J.D. 1995. Elasticity of minerals, glasses and melts. En: Ahrens, T.J. (eds.), *Mineral Physics and Crystallography: A Handbook of Physical Constants*. American Geophysical Union, Washington, 45–63.
- Ben Jamaa, N. 1998. Les peridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cap Ortegal (Espagne): Approche petrostructurale. Ph.D. thesis, Univ. Paris VII.
- Berger, A. y Stünitz, H. 1996. Deformation mechanisms and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite. *Tectonophysics*, 257, 149–174.
- Bons, P.D. y Den Brok, S.W.J. 2000. Crystallographic preferred orientation development by dissolution-precipitation creep. *Journal of Structural Geology*, 22, 1713-1722.
- Brodie, K.H. y Rutter, K.H. 1985. On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. En A.B. Thompson y D.C. Rubie (eds.), *Metamorphic reactions: Kinetics, textures, and deformation*. Springer-Verlag, Nueva York, 139-179.
- Brun, J.P. y Faccenna, C. 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, doi: 10.1016/j.epsl.2008.02.038.
- Bunge, H. 1982. *Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models*. Butterworths, London, 593 pp.
- Díaz Aspiroz, M., Lloyd, G.E. y Fernández, C. 2007. Development of lattice preferred orientation in clin amphiboles deformed under low-pressure metamorphic conditions. A SEM/EBSD study of metabasites from the Aracena metamorphic belt (SW Spain). *Journal of Structural Geology*, 29, 629-645.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., y Hippert, J. 2002. High-temperature deformation in the neoproterozoic transpressional Ribeira belt, Southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352, 203-224.
- Etheridge, M.A., Hobbs, B.E. y Paterson, M.S. 1973. Experimental deformation of single crystals of biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 38, 21–36.
- Gapais, D. y Barbarin, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics*, 125, 357–370.
- Gil Ibarguchi, J.I., Ábalos, B., Azcárraga, J., Mendia, M. y Puelles, P. 2000. A petrological and structural excursion through the high-grade/high-pressure allochthonous units of the Cabo Ortegal Complex (NW Spain). *Basement Tectonics* 15, Mid-Conference Field Trip, La Coruña, 1-59.

- Girardeau, J., Gil Ibarguchi, J.I. y Ben Jamaa, N. 1989. Evidence for a heterogeneous upper mantle in the Cabo Ortegal Complex, Spain. *Science*, 245, 1231-1233.
- Godard, G. y Van Roermund, H.L.M. 1995. Deformation-induced clinopyroxene fabrics from eclogites. *Journal of Structural Geology*, 17, 1425-1443.
- Helmstaedt, H., Anderson, O.L. y Gavasci, A.T. 1972. Petrofabric studies of eclogite, spinel-websterite, and spinel-lherzolite xenoliths from kimberlite-bearing breccia pipes in southeastern Utah and northeastern Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 77, 4350-4365.
- Hirth, G. y Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, 145-159.
- Ji, S. y Martignole, J. 1994. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation. *Journal of Structural Geology*, 16, 985-996.
- Ji, S. y Martignole, J. 1996. Ductility of garnet as an indicator of extremely high temperature deformation: Reply. *Journal of Structural Geology*, 18, 1375-1379.
- Ji, S., Mainprice, D. y Boudier, F. 1988. Sense of shear in high-temperature movement zones from the fabric asymmetry of plagioclase feldspars. *Journal of Structural Geology*, 10, 73-81.
- Ji, S.C., Saruwatari, K., Mainprice, D., Wirth, R., Xu, Z., y Xia, B. 2003. Microstructures, petrofabrics and seismic properties of ultra high-pressure eclogites from Sulu region, China: implications for rheology of subducted continental crust and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 370, 49-76.
- Karato, S. y Masuda, T. 1989. Anisotropic grain growth in quartz aggregates under stress and its implication for foliation development. *Geology*, 17, 695-698.
- Kleinschrodt, R. y Duyster, J.P. 2002. HT-deformation of garnet: an EBSD study on granulites from Sri Lanka, India and the Ivrea Zone. *Journal of Structural Geology*, 24, 1829-1844.
- Kleinschrodt, R. y McGrew, A. 2000. Garnet plasticity in the lower continental crust: implications for deformation mechanisms based on microstructures and SEM-electron channeling pattern analysis. *Journal of Structural Geology*, 22, 795-809.
- Kruse, R., Stünitz, H. y Kunze, K. 2001. Dynamic recrystallization processes in plagioclase porphyroclasts. *Journal of Structural Geology*, 23, 1781-1802.
- Law, R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in Structural Geology. Spec. Publ. - *Geological Society*, London 54, 335-352.
- Lawn, B.R. y Wilshaw, T.R. 1975. *Fracture of brittle solids*. Cambridge University Press, New York, 204 pp.
- Mainprice, D., Bascou, J., Cordier P. y Tommasi, A. 2004. Crystal preferred orientations of garnet: comparison between numerical simulations and electron back-scattered diffraction (EBSD) measurements in naturally deformed eclogites. *Journal of Structural Geology*, 26, 2089-2102.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz-García, F. y Abati, J. 1997. Variscan accretionary complex of northwest Iberia: terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25, 1103-1106.
- Mauler, A., Godard, G. y Kunze, K. 2001. Crystallographic fabrics of omphacite, rutile and quartz in Vendée eclogites (Armorican Massif, France). Consequences for deformation mechanisms and regimes. *Tectonophysics*, 342, 81-112.
- Mehl, L. y Hirth, G. 2008. Plagioclase preferred orientation in layered mylonites: Evaluation of flow laws for the lower crust. *Journal of Geophysical Research*, 113, B05202, doi: 10.1029/2007JB005075.
- Pardavi-Horváth, M. 1984. Microhardness and brittle fracture of garnet single crystals. *Journal of Materials Science*, 19, 1159-1170.
- Price, G.P. 1985. Preferred orientations in quartzites. In: Wenk, H.R. (ed.), *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: An Introduction to Modern Texture Analysis*. Academic Press, San Diego, 385-406.
- Prior, D. J. 1993. Subcritical fracture and associated retrogression of garnet during mylonitic deformation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 545-556.
- Puelles, P., Ábalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. 2005a. Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84, 125-149.
- Puelles, P., Mulchrone, K., Ábalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. 2005b. Structural analysis of high-pressure shear zones (Bacariza Formation, Cabo Ortegal, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 27, 1046-1060.
- Raimbourg, H., Toyoshima, T., Harima, Y. y Kimura, G. 2008. Grain-size reduction mechanisms and rheological consequences in high-temperature gabbro mylonites of Hidaka, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 637-653.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J.I. y Girardeau, J. 2002. Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb-Sr-Nd isotope data. *Journal of Petrology*, 43, 17-43.
- Schmid, S.M. y Casey, M. 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 36, 263-286.
- Spear, F. S. 1992. Thermobarometry and P-T paths from granulite facies rocks: an introduction. *Precambrian Research*, 55, 201-207.
- Storey, C. D. y Prior, D.J. 2005. Plastic deformation and recrystallization of garnet: a mechanism to facilitate diffusion creep. *Journal of Petrology*, 46, 2593-2613.
- Toy, V., Prior, D. y J. Norris R. 2008. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology*, 30, 602-621.
- Trepmann, C. y Stöckhert, B. 2002. Cataclastic deformation of garnet: a record of synseismic loading and postseismic creep. *Journal of Structural Geology*, 24, 1845-1856.
- Vance, D. y Holland, T. 1993. A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gassetts Schist, Vermont. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 101-118.
- Vernooij, M.G.C., den Brok, B. y Kunze, K. 2006.

- Development of crystallographic preferred orientations by nucleation and growth of new grains in experimentally deformed quartz single crystals. *Tectonophysics*, 427 (1-4), 35-53.
- Voegelé, V., Ando, J.I., Cordier, P. y Liebermann, R.C. 1998. Plastic deformation of silicate garnet I. High-pressure experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, 305-318.
- Vollbrecht, A., Pawlowski, J., Leiss, B., Heinrichs, T., Seidel, M. y Kronz, A. 2006. Ductile deformation of garnet in mylonitic gneisses from the Münchberg Massif (Germany). *Tectonophysics*, 427, 153-170.
- Whitney, D., Goergen, E., Ketcham, R. y Kunze, K., 2008. Formation of garnet polycrystals during metamorphic crystallization. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 363-383.

Recibido: febrero 2009

Revisado: abril 2009

Aceptado: mayo 2009

Publicado: julio 2009