

# Nueva interpretación petrológica y tectónica de las anfibolitas pobres en calcio del antiforme de Arinteiro (NO del Macizo Ibérico). II: Estructura e implicaciones para la génesis de anfibolitas pobres en calcio

*New tectonic and petrologic interpretation of a Ca-poor amphibolites occurrence in the Arinteiro antiform (NW Iberian Massif). II: Structure and genetic implications for the Ca-poor amphibolites*

J. Gómez Barreiro <sup>(1)</sup>, P. Castiñeiras <sup>(2)</sup>, J.R. Martínez Catalán <sup>(1)</sup> y R. Arenas <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca, España

<sup>(2)</sup> Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid, España

## ABSTRACT

The Arinteiro massif has a complex structure which includes shear zones, recumbent folds, thrusts and upright folds. Ca-poor amphibolites occur associated with the shear zones, although there is some controversy about the origin of such rocks. Shear zones could act as channel-ways for fluids during deformation, modifying the chemical composition of sheared rocks. Detailed field studies and fabric analysis show a close relationship between the impoverishment in calcium of the Arinteiro massif amphibolites and the ductile shear zones. A model to explain the evolution of Ca-poor amphibolites is proposed in which fluids are channelized by the shear zones, extracting calcium from the normal amphibolites. Moreover, calc-silicate rocks occur far from deformation zones and are considered to be metasomatic products of the interaction between Ca-rich fluids/common amphibolites.

**Key words:** Ca-poor amphibolites, Ca-metasomatism, Órdenes Complex

Geogaceta, 32 (2002), 87-90  
ISSN:0213683X

## Introducción

El macizo de anfibolitas de Arinteiro (Fig. 1) está situado en la unidad de O Pino, dentro de las unidades culminantes de media presión del Complejo de Órdenes. El contacto con los paragneises y esquistos que lo rodean es mecánico, y muestra una compleja geometría controlada por los distintos episodios de deformación que han actuado sobre ellos. Dentro del macizo aparece una gran variedad de tipos litológicos, entre los que destacan anfibolitas pobres en calcio y rocas de silicatos cálcicos que se han descrito en la primera parte de este trabajo. En esta segunda parte se relaciona por primera vez el origen de estas rocas con la estructura y la geología regional.

## Estructura del macizo de Arinteiro

En detalle el macizo de Arinteiro presenta una estructura compleja (Fig. 1) (Ramsay, 1970; Williams, 1982, Badham y Williams, 1989), producto de al menos cuatro episodios deformativos:

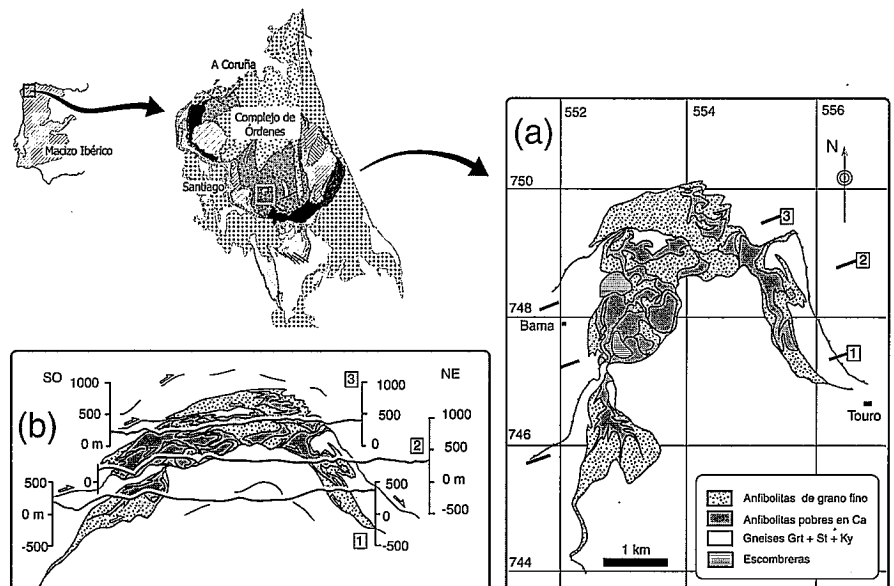


Fig. 1.- (a) Mapa geológico simplificado del macizo de Arinteiro (coordenadas UTM) y (b) cortes representativos. Los contactos entre los distintos tipos de rocas son mecánicos.

Fig. 1.- (a) Geological map of the Arinteiro massif (UTM coordinates) and (b) representative cross sections. The contacts between the different rock groups are mechanical.

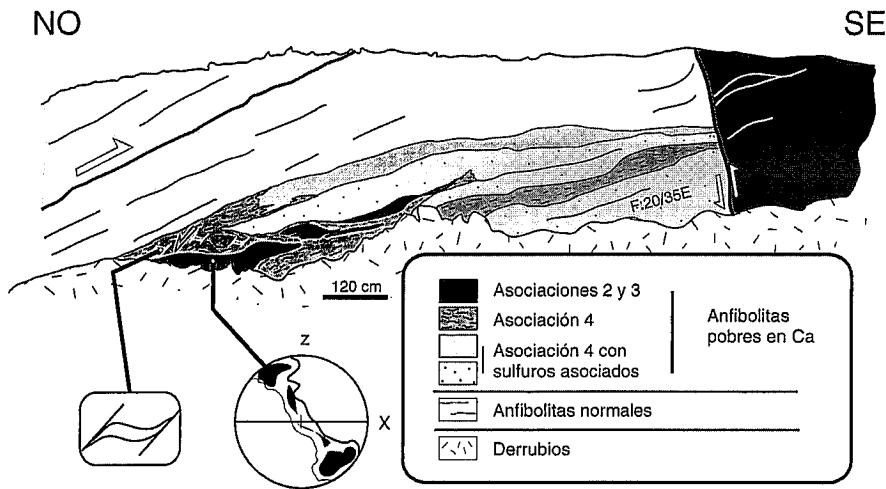


Fig. 2.- Corta de Bama (esquema realizado a partir de fotografías): relación entre las principales litologías estudiadas. Se observa una transición de las anfibolitas pobres en Ca a las anfibolitas normales, con distintos tipos de rocas de quimismo modificado que desarrollan paragénesis atípicas. Los sulfuros se distribuyen principalmente en zonas con boudinage de foliación y planos de cizallamiento, lo que sugiere diferentes fases de removilización. Las anfibolitas pobres en Ca aparecen boudinadas y rodeados por zonas de cizalla blastomiloníticas progradas (Asoc. 4), con criterios de movimiento del bloque de techo en general hacia el N. Finalmente, el conjunto fue plegado y cabalgado hacia el SE.

Fig. 2.- Bama quarry section (sketch made from photographs): relationship between the main studied lithologies. There is a transition from Ca-poor amphibolites to normal amphibolites, with different rock types chemically modified which develop unusual paragenesis. The sulphur ore is mainly distributed along zones with foliation boudinage and shear planes, which suggests different remobilization stages. Ca-poor amphibolites are boudinated and surrounded by prograde blastomylonitic shear zones (Assoc. 4), with top-to-the-N sense of shear. Finally, the whole set was folded and thrust top-to-the-SE.

D1, zonas de cizalla cuyo funcionamiento estuvo asociado a la formación de las rocas objeto del presente estudio. En general, el sentido de cizallamiento es del bloque de techo hacia el E;

D2, pliegues tumbados, que presentan una vergencia hacia el E;

D3, cabalgamientos que tienen un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el E, y que forman un apilamiento antiformal (Mitra y Boyer, 1986); y

D4, pliegues de plano axial vertical y dirección N-S que dan lugar a patrones de interferencia tipo 2 y 3 de Ramsay (1967).

**Descripción de las cizallas asociadas a las anfibolitas pobres en Ca**

A partir de las relaciones de campo (Fig. 2) y del estudio de láminas delgadas, puede deducirse una evolución de las condiciones de deformación asociada a las zonas de cizalla donde se encuentran las anfibolitas pobres en Ca.

En general, las zonas de cizalla pueden actuar como zonas de canalización de fluidos, determinando la respuesta mecánica de la roca a la deformación y sus va-

riaciones químicas (Carter et al. 1990). Pese a la complejidad de los mecanismos de transporte de los fluidos y de los procesos químicos, es clara la estrecha relación existente entre las reacciones metamórficas, la velocidad de los procesos de deformación controlados por la temperatura, y la presencia y tipos de fluidos (p.e. Hobbs, 1981; Etheridge et al., 1983; Kronenberg et al. 1990).

Las zonas de cizalla que se encuentran en el macizo de Arinteirol tienen una geometría aproximadamente tabular, y se anastomosan entre sí. Estas zonas están constituidas fundamentalmente por lentes de anfibolitas pobres en Ca que presentan mineralogías correspondientes a las asociaciones de tipo 2 y 3, y que aparecen envueltas por rocas con la asociación de tipo 4 (Fig. 2). Existen abundantes criterios de deformación no coaxiales en estas rocas: porfiroclastos  $\delta$  y  $\sigma$ , fábricas de ejes <c> de cuarzo asimétricas, estructuras SC y SC' (Passchier y Trouw, 1998) y foliaciones de estado estable (Means, 1981).

Al microscopio, las rocas con asociación tipo 4 presentan un crecimiento progrado de Grt que forma porfiroblastos sincinemáticos (que pueden alcanzar tamaños de hasta 15 cm), en una matriz

compuesta por clorita y cummingtonita, que se presentan formando estructuras SC y SC'. También hay desarrollo puntual de cintas de cuarzo, que muestra cierta orientación preferente y desarrollo de subgranos (Passchier y Trouw, 1998). En las lentes con asociaciones tipo 2 y 3 la foliación está marcada por la orientación preferente de anfiboles y micas; las cintas de cuarzo son muy abundantes y presentan numerosos indicios de deformación, difusión intracrystalina y recuperación, siendo los procesos principales la migración de límites de grano, la rotación de subgranos y la recristalización dinámica (Knipe, 1989; Passchier y Trouw, 1998). La orientación preferente de los <c> del cuarzo da criterios de cizallamiento del bloque de techo hacia el N, coincidiendo con los criterios que se aprecian en el campo y con los observados en las rocas con asociación tipo 4 (Fig.2).

La evolución de estas zonas de cizalla podría haber comenzado con un primer episodio de nucleación, aprovechando zonas de debilidad previas, de acumulación de esfuerzos o de variación de alguna propiedad de la roca. Aunque la intensa deformación posterior ha oscurecido las características de este episodio temprano, es razonable pensar que una vez iniciado el proceso de nucleación, los fluidos se podrían haber infiltrado, comenzando a transformar la roca y activando procesos de debilitamiento que favorecerán la deformación (Kronenberg et al., 1990). Tras la nucleación, se sucederían procesos de deformación intracrystalina, migración de los límites de grano transporte por difusión y disolución por presión, que irían actuando en la zona de cizalla como catalizadores de los procesos metamórficos (White et al. 1980; Kirby y Kronenberg, 1987, Passchier y Trouw, 1998). Teniendo en cuenta la posición de las rocas con asociaciones tipo 2 y 3 dentro de las zonas de cizalla (externa e interna, respectivamente) es probable que estas asociaciones se hayan desarrollado durante la actuación de los procesos descritos, según el modelo propuesto en la Fig. 3. En conjunto estos procesos y otros, como la rotación de minerales (Shelley, 1994), darán lugar a un debilitamiento progresivo de la roca y a la concentración de la deformación en determinadas zonas. A medida que las condiciones de la deformación evolucionan, la deformación se hace más heterogénea, concentrándose en zonas de cizalla más discretas. En este punto, debieron formarse las rocas con asociaciones de tipo 4, en las que se observa un aumento muy importante de los filosilicatos en la

zonas de cizalla, dando cuenta de la presencia de grandes cantidades de fluido a lo largo de toda la evolución.

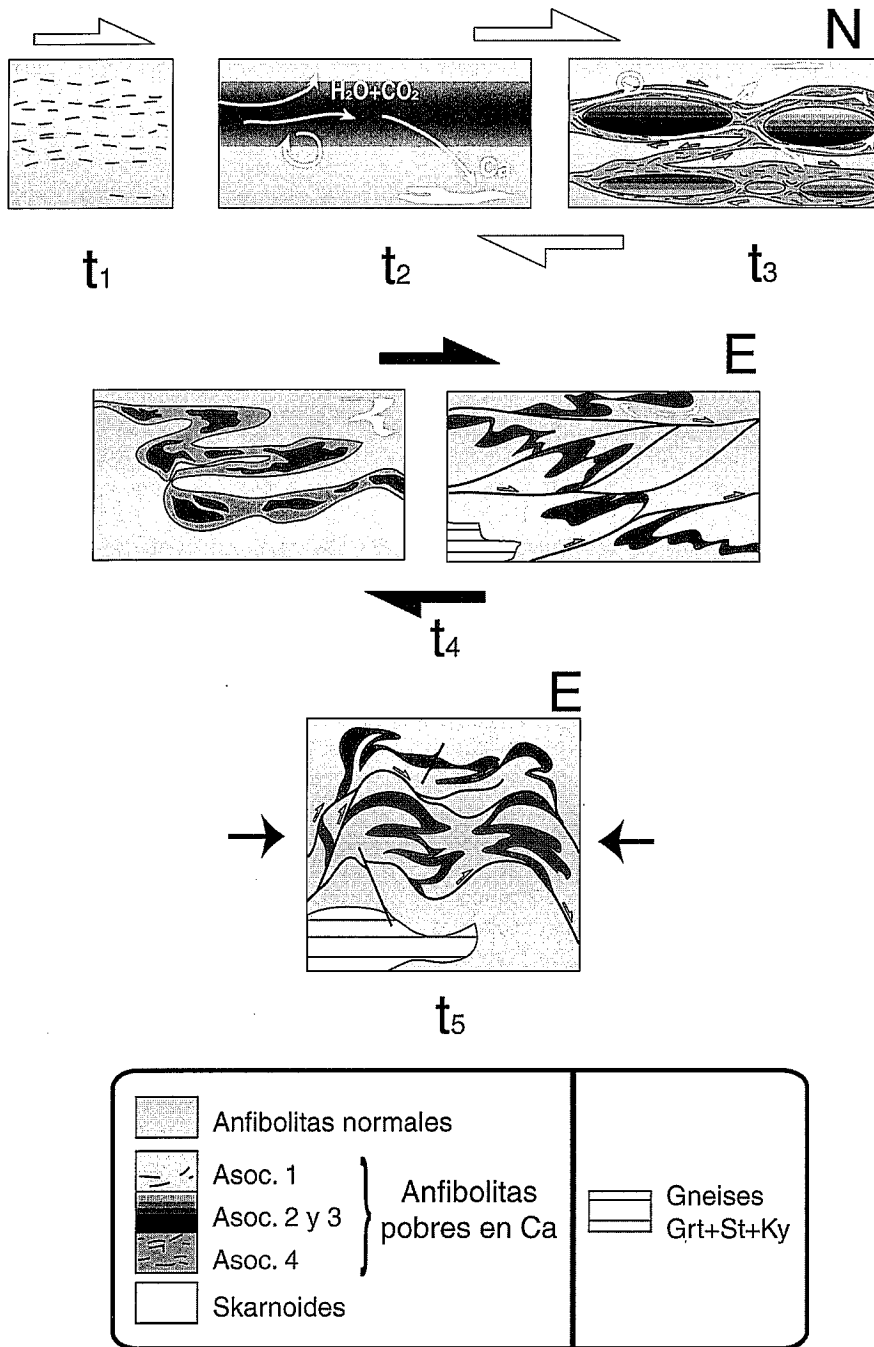
En este contexto, la presencia de fluidos puede explicar la removilización del calcio de las anfibolitas normales por un proceso metasomático facilitado por la actuación de zonas de cizalla, similar al propuesto por otros autores (Selverstone et al., 1991; Dasgupta et al., 1999).

**Discusión**

Las anfibolitas pobres en Ca han sido interpretadas como parte de una ofiolita desmembrada que ha sido modificada hidrotermalmente, mientras que las rocas de silicatos cálcicos (descritas en la primera parte de este trabajo) han sido consideradas hasta ahora como sedimentos de fondo oceánico transformados durante el mismo proceso (Badham y Williams, 1981). Trabajos regionales posteriores han permitido definir la unidad culminante como un terreno de origen exótico, situado estructuralmente por encima de las unidades ofiolíticas que representarían la sutura varisca en esta sección el Macizo Ibérico. Esta unidad estaría probablemente relacionada con un ambiente de arco volcánico (Arenas et al., 1986; Martínez Catalán et al., 1999; Abati, 2000). En esta línea hemos realizado una nueva cartografía del macizo de Arinteiro, haciendo hincapié en las relaciones entre las diferentes litologías y la deformación. Los datos obtenidos permiten dar una explicación de su génesis coherente con la geología regional de los Complejos Alóctonos del noroeste del Macizo Ibérico. En este trabajo interpretamos el origen de las anfibolitas pobres en Ca como el resultado de una redistribución interna de las especies químicas, sobre todo el calcio. Las relaciones espaciales que existen entre las distintas asociaciones de anfibolitas pobres en Ca y su composición química sugieren que este fenómeno estuvo favorecido por la migración de fluidos a lo largo de zonas de cizalla dúctiles. Estos fluidos, cargados de Ca, circularían por las anfibolitas comunes, dando lugar a las rocas de silicatos cálcicos, que podrían considerarse skarnoides. La cantidad de fluido necesario para generar este metasomatismo puede provenir de la deshidratación de los sedimentos circundantes, que clásicamente han sido considerados una secuencia de tipo *flysch* (Monteserín López y Fernández Pompa, 1975).

El modelo (Fig. 3) que proponemos integra todos estos aspectos en una serie de pasos:

1. Inicio del cizallamiento y canalización de los fluidos. El cizallamiento, aun-



**Fig. 3.- Modelo final donde se muestra la evolución y relaciones de las anfibolitas pobres en Ca y litologías asociadas del macizo de Arinteiro.**

*Fig. 3.- Final model showing the Ca-poor amphibolites and its relationship with the associated lithologies of the Arinteiro massif.*

roca. Este cambio mineral debió suponer, como en el caso de las reacciones de filonitización en rocas cuarzo-feldespáticas (Sibson, 1977; Berthé et al., 1979; Evans, 1990), un cambio drástico en el comportamiento mecánico de la roca, dando lugar a una inversión reológica (Handy 1990, Hippert y Tohver, 1999). Así, en las rocas con asociaciones de tipo 2 y 3 la deformación era controlada por la fase más débil, el cuarzo, y en menor medida por los anfíboles, mientras que en las de

tipo 4 son los filosilicatos (Chl) los que cumplen tal función. Al producirse ese cambio, las rocas miloníticas con asociaciones 2 y 3 pasan a ser litologías competentes, que se boudinan debido a la partición de la deformación que se produce, y ésta se concentra en los tipos con asociación de tipo 4. La removilización de sulfuros y carbonatos a lo largo de todo el proceso dio lugar a un complejo sistema de venas y zonas mineralizadas que se emplazan a diferentes distancias de las

que heterogéneo, está bastante generalizado en el macizo y las transformaciones metasomáticas afectan a grandes volúmenes de roca. Generación de asociaciones de tipo 1.

2. La deformación se va haciendo cada vez más heterogénea, concentrándose en zonas de cizalla estrechas. Generación de las asociaciones de tipo 2 y 3, según se va concentrando la deformación. Al mismo tiempo, estos fluidos ricos en Ca darían lugar a los skarnoides en las anfibolitas comunes.

3. Formación de zonas de deformación discretas, con desarrollo de las asociaciones de tipo 4. La partición de la deformación se hace evidente en los procesos de *boudinage* de las litologías previas, más competentes.

4. Fases de deformación posteriores (pliegues tumbados, cabalgamientos, pliegues verticales y fracturación) que establecen la estructura actual.

### Conclusiones

El análisis petrológico y estructural detallado nos han permitido redefinir las anfibolitas descritas por Badham y Williams (1981) como anfibolitas pobres en Ca. Éstas podrían ser el resultado de una lixiviación selectiva de calcio por parte de soluciones que provienen de los metasedimentos y que migran a lo largo de una zona de cizalla. Este fenómeno habría inducido la formación de las anfibolitas pobres en Ca (residuo lixiviado) y rocas con asociaciones minerales cálcicas (fluido enriquecido).

*Dr. C. Quesada (IGME):* ¿Qué tipos de sulfuros se encuentran en este macizo?

**Respuesta:** Principalmente calcopirita y pirita, con cantidades menores de pirrotina.

*Dr. C. Quesada (IGME):* ¿Pensáis que esas concentraciones de sulfuros son producto de removilización? ¿Es posible que esos sulfuros hayan podido contribuir a la nucleación de las zonas de cizalla?

**Respuesta:** Hemos encontrado en algunas muestras de metagabros gran cantidad de sulfuros que están en equilibrio

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB97-0234-CO2 de la DGICYT. Agradecemos a la empresa F. Gómez S.A. las facilidades prestadas para acceder a las minas de Arinteiro y Bama. También queremos agradecer al Dr. C. Casquet sus recomendaciones para mejorar este trabajo.

### Referencias

- Abati, J. (2000): Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid. 200 pp.
- Arenas, R., Gil Iburguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., de Pablo Maciá, J.G. y Peinado, M. (1986): *Hercynica*, 2, 87-110.
- Badham, J.P.N. y Williams, P.J. (1981): *Econ. Geol.*, 76, 2118-2127.
- Berthé, D., Choukroune, P., y Jegouzo, P. (1979): *Jour. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- Carter, N.L., Kronenberg, A.K., Ross, J.V. y D.V. Wiltschko (1990): *Geol. Soc. London, Spec. Pub. No. 54*, 1-13.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Sengupta, Pr., Ehl, J. y Raith, M. (1999): *Jour. Metamorphic Geology*, 17, 765-778.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. y Vernon, R.H. (1983): *Jour. Metamorphic Geology*, 1, 295-226.
- Evans, J.P. (1990): *Geol. Soc. London, Spec. Pub. No. 54*, 29-39.
- Handy, M.R. (1990): *Jour. Geophys. Res.*, 95, 8647-8661.
- Hippertt, J. y Tohver, E. (1999): *Jour. Struct. Geol.*, 21, 1603-1614.

con la roca ígnea, lo que sugiere un origen ortomagmático. Por tanto, sí, es posible que hayan podido ayudar a la nucleación de las zonas de cizalla.

*Dr. C. Quesada (IGME):* La secuencia deformativa registrada en vuestras asociaciones de 1 a 4 parece indicar una exhumación sincizallamiento, ¿es así o no?

**Respuesta:** Efectivamente, al ver las rocas que presentan la asociación 4 en el campo, parecen cizallas tardías que afectan a las anfibolitas pobres en calcio. Sin embargo, al estudiar esas

Hobbs, B.E. (1981): *Tectonophysics*, 78, 335-383.

Kirby, S.H. y Kronenberg, A.K. (1987): *Rev. Geophys.*, 25, 1219-1244.

Knipe, R.J. (1989): *Jour. Struct. Geol.*, 11, 127-146.

Kronenberg, A.K., Segall, P. y Wolf, G.H. (1990): *Am. Geophys.*, 21-36.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (1999): *Basement Tectonics*, Kluwer, 13, 65-84.

Mitra, G. y Boyer, S.E. (1986): *Jour. Struct. Geol.*, 8, 291-304.

Means, W.D. (1981): *Tectonophysics*, 78, 179-199.

Monteserín López, V. y Fernández Pompa, F. (1975): *Mapa y memoria explicativa de la hoja 21 (La Coruña) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000, IGME*

Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1998): *Microtectonics*. Springer, 289 pp.

Ramsay, J. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, 568 pp.

Ramsay, J. (1970): *Informe para Río Tinto-Patiño*, 15 pp.

Shelley, D. (1994): *Jour. Struct. Geol.*, 16, 709-717.

Silverstone, J., Morteani, G., Staude, J.-M. (1991): *Jour. Metamorphic Geology*, 9, 419-431.

Sibson R.H. (1977): *Jour. Geol. Soc. London*, 133, 191-213.

White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., y Humphreys, F.J. (1980): *Jour. Struct. Geol.*, 2, 175-187.

Williams, P.J. (1982): Tesis Doctoral, Univ. Southampton.

litologías bajo el microscopio se puede observar que el granate, que es muy abundante, es claramente sincinemático y que hay una gran cantidad de rutilo en la matriz, lo que sugiere una presurización.

*Dra. M. Navidad (UCM):* Si lo que has dicho es cierto, deberíais encontrar hornblenda sustituyendo a la cummingtonita.

**Respuesta:** Y así es, en algunas muestras se pueden apreciar coronas de hornblenda alrededor de los cristales de cummingtonita.