

# Metamorfismo y geotermobarometría de la Unidad de Yunquera en Casarabonela (Complejo Alpujárride, Málaga)

*Metamorphism and geothermobarometry of the Yunquera Unit in Casarabonela (Alpujárride Complex, Málaga)*

J. J. Esteban <sup>(1)</sup>, J. Cuevas <sup>(1)</sup>, J. M. Tubía <sup>(1)</sup> y J.I. Gil Ibarguchi <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, a.p. 644. 48080 Bilbao. gpbesguj@lg.ehu.es; gppcuurj@lg.ehu.es; goptuxxj@lg.ehu.es.

<sup>(2)</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, a.p. 644. 48080 Bilbao. nppgiibi@lg.ehu.es

## ABSTRACT

The rocks of the Yunquera Unit (Alpujárride Complex) record two stages, at least, of recrystallization at different P-T conditions defined by the mineral associations: a)  $Grt + Pl + Ms + St + Ky + Qtz$ , and b)  $Grt + Pl + Sill + Qtz \pm Bt$ . The metamorphic peak for the first stage has been estimated at ca. 1200-1300 MPa and 560-695 °C through conventional thermobarometry. The second mineral association was equilibrated at 600 MPa and 700 °C. These data support the existence of an initial high-pressure metamorphic stage followed by a pressure drop and final cooling during the Alpine exhumation of the Unit.

**Key words:** Betic Cordillera, Alpujárride Complex, Yunquera Unit, thermobarometry, high-pressure metamorphism.

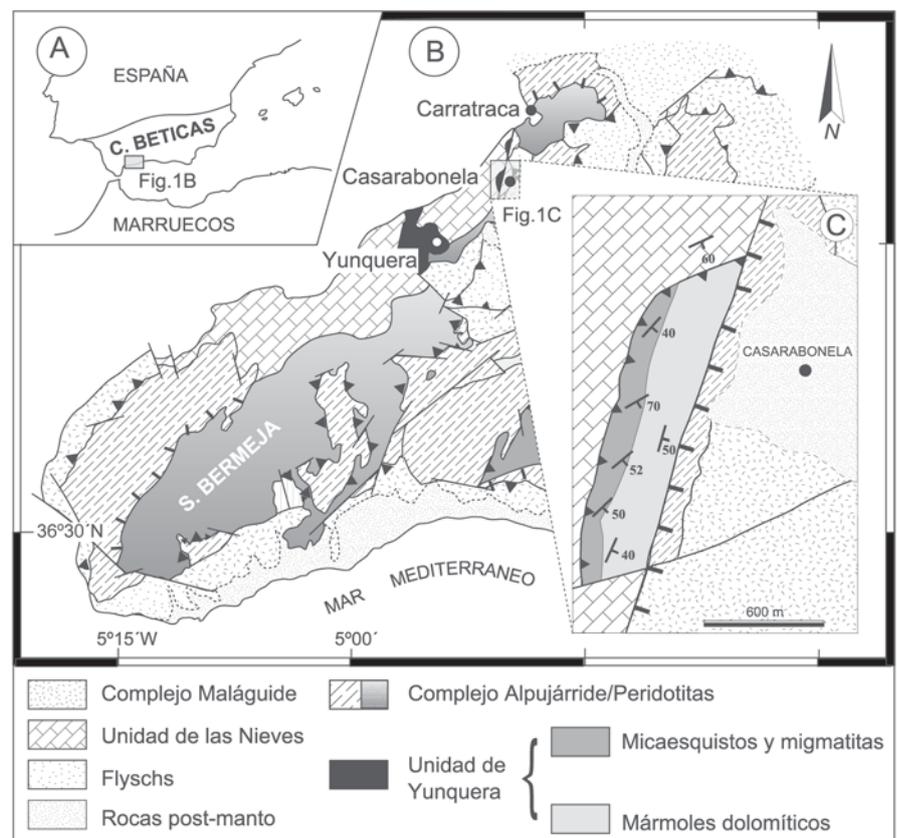
*Geogaceta*, 37 (2005), 15-18  
ISSN: 0213683X

## Introducción, contexto geológico y características generales

Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas (Fig. 1A), al sur de la Península Ibérica, están compuestas principalmente por rocas metamórficas de edades paleozoicas a triásicas que se agrupan en tres grandes complejos alóctonos: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, en orden estructural ascendente. El complejo Alpujárride está formado por un número variable de unidades tectónicas que afloran desde el este hasta el oeste de las Zonas Internas, alcanzando grados metamórficos variables.

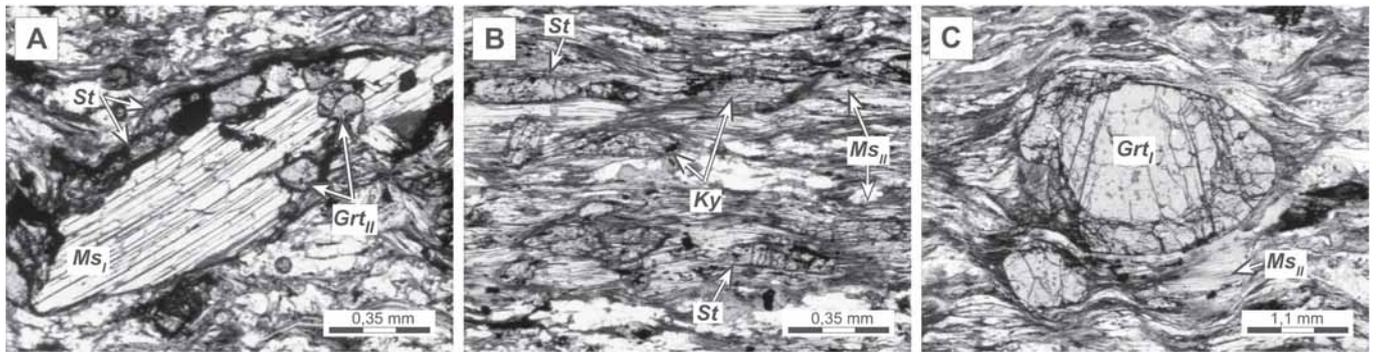
La Unidad de Yunquera, definida en la localidad que le da nombre por Dürr (1963), forma parte de los materiales Alpujárrides más occidentales de la cadena. Los escasos afloramientos de la Unidad de Yunquera se localizan en los alrededores de Yunquera (Dürr, 1963) y de Casarabonela (Esteban, 2003) (Fig. 1B). Estos materiales se sitúan estructuralmente por debajo de las peridotitas y otras rocas metamórficas del manto de Los Reales del Complejo Alpujárride, y por encima de los materiales carbonatados de la Unidad de las Nieves.

En las proximidades de Casarabonela, la Unidad de Yunquera (Fig. 1C) aflora a modo de láminas alóctonas de escasa potencia, que están formadas en la base por



**Fig. 1.- A) Localización de las Cordilleras Béticas. B) Localización geográfica y geológica de la Unidad de Yunquera dentro de los Alpujárrides Occidentales. C) Cartografía simplificada de la Unidad de Yunquera en la localidad de Casarabonela.**

**Fig. 1.- A) Location of the Betic Cordilleras. B) Geographic and geological location of the Yunquera Unit within the western Alpujárrides. C) Simplified mapping of the Yunquera Unit in Casarabonela.**



**Fig. 2.-** Microfotografías de los micaesquistos de la Unidad de Yunquera en muestras de Casarabonela. A) Porfiroblasto de mica blanca ( $Ms_I$ ) con inclusiones de granates ( $Grt_{II}$ ). B) Porfiroblastos de cianita ( $Ky$ ) y estaurolita ( $St$ ) dispuestos paralelamente a la esquistosidad principal de la roca. C) Porfiroblasto xenomorfo de granate zonado ( $Grt_I$ ).

*Fig. 2.- Microphotographs of the mica schist of the Yunquera Unit rocks taken from Casarabonela village. A) White mica porphyroblast ( $Ms_I$ ) with garnet inclusions. B) Kyanite ( $Ky$ ) and staurolite ( $St$ ) porphyroblasts arranged parallelly to the main schistosity of the rock. C) Anhedral zoned garnet porphyroblast ( $Grt_I$ ).*

una alternancia de micaesquistos con cianita, granate y feldespato potásico, entre los que se intercalan capas de aspecto migmatítico de espesor variable. En estos esquistos se reconoce una esquistosidad principal, localmente microplegada, que está definida mayoritariamente por micas blancas. En estas rocas destaca la elevada proporción y tamaño de las micas blancas y la presencia de porfiroblastos de granate. También se observa una lineación de estiramiento definida por turmalinas y cianitas boudinadas así como planos de cizalla repartidos en dos sistemas conjugados. Hacia el techo, la unidad culmina con un tramo de mármoles dolomíticos de grano grueso a los que se les ha asignado una edad Trías medio-superior (del Olmo Sanz *et al.*, 1981).

**Petrografía**

Las rocas ricas en componentes cuarzo-feldespáticos y de aspecto migmatítico, en adelante denominadas migmatitas, poseen, junto con dichos componentes, una importante proporción de *mica blanca* (1-2 mm) orientada paralelamente a la esquistosidad principal de la roca. Estas micas muestran morfologías tabulares asimétricas, extinción ondulante e inclusiones de cuarzo y granate. La *biotita*, de carácter secundario, muestra una orientación aleatoria cuando se desarrolla sobre bordes de granate, mientras que crece orientada cuando reemplaza a la mica blanca preexistente. El *granate* posee hábitos de subidiomorfos a xenomorfos (0,1-1 mm) con bordes reabsorbidos y retrogradación a biotita. A menudo muestra un notable alargamiento paralelamente a la esquistosidad principal y desarrollo de sombras de presión, lo que indica un carácter precinemático. El

*feldespato potásico* aparece como grandes cristales pertíticos, de hábito xenomorfo e inequigranular (0,5-2 mm), aislados o agrupados en bandeados cuarzo-feldespáticos orientados. La *plagioclasa* se presenta como porfiroblastos subidiomorfos alargados (0,1-1 mm) paralelos a la esquistosidad con inclusiones de biotita, mica blanca y cuarzo. Desarrolla microestructuras propias de deformación en estado sólido (maclas mecánicas, extinción ondulante, kink-bands) así como en estado submagmático (fracturas intracristalinas colmatadas). El cuarzo de carácter xenomorfo y dispuesto principalmente en bandas policristalinas, presenta texturas en damero y del tipo cintas de cuarzo con desarrollo de límites de subgranos. Por último, la sillimanita se presenta a modo de agregados fibrolíticos y cristales prismáticos orientados paralelamente a la esquistosidad.

En los micaesquistos, la *mica blanca* aparece como porfiroblastos (2-6 mm) y neoblastos (< 1 mm) que definen la esquistosidad principal de la roca. Los porfiroblastos ( $Ms_I$ ) presentan morfologías tabulares y contienen un elevado número de inclusiones de cuarzo, granate, estaurolita y cianita, así como agregados de estas tres últimas fases minerales en sus bordes (Fig. 2A). Los neoblastos de mica blanca ( $Ms_{II}$ ) presentes en la matriz de la roca carecen de inclusiones (Fig. 2B). Ambas generaciones de cristales presentan extinción ondulante y geometrías sigmoidales. La *biotita* aparece como cristales incluidos en granates precinemáticos ( $Bt_I$ ), y como biotitas retrógradas desarrolladas a partir de granate, mica blanca y estaurolita ( $Bt_{II}$ ). En el granate se pueden distinguir ópticamente varias generaciones. Los *granates* aparentemente más an-

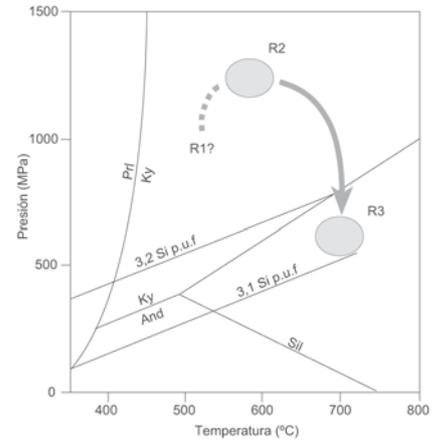
tiguos ( $Grt_I$ ) son xenomorfos, subsféricos e inequigranulares ( $\gg 3$  mm) y están rodeados siempre por la esquistosidad principal (Fig. 2C). Localmente presentan una zonación petrográfica delimitada por una parte central con escasas inclusiones de contorno subidiomórfico y una zona periférica xenomórfica rica en inclusiones de opacos y localmente de  $Bt_I$ . Un segundo tipo ( $Grt_{II}$ ), aparece a modo de pequeñas inclusiones ( $\gg 0,15$  mm) o alrededor de porfiroblastos de mica blanca (Fig. 2A). Debido a la inexistencia de una relación textural directa entre ambos tipos de granate que nos permita establecer una relación temporal entre ellos, se ha utilizado la similitud composicional entre los bordes de los  $Grt_I$  y los  $Grt_{II}$  en su establecimiento. De esta forma se ha considerado que los núcleos de los  $Grt_I$  son anteriores a los  $Grt_{II}$ , mientras que los bordes de los  $Grt_I$  y los  $Grt_{II}$  serían contemporáneos. Los granates  $Grt_{III}$  corresponden a porfiroblastos alargados dispuestos paralelamente a la esquistosidad, en los que se llega a observar la presencia de una esquistosidad interna. La *estaurolita* se encuentra como porfiroblastos de mayor tamaño ( $\gg 0,4$  mm) que la matriz y textura esquelética con inclusiones de minerales opacos que definen una esquistosidad interna. La *estaurolita* pueden estar boudinada y con fracturas de tensión (Fig. 2A). La *plagioclasa* forma grandes porfiroblastos elongados ( $Pl_I$ ) y pequeños neoblastos que constituyen la matriz de la roca ( $Pl_{II}$ ). Los cristales de *cianita* y *turmalina* se encuentran boudinados definiendo la lineación de estiramiento mineral de los micaesquistos. La cianita se encuentra en ocasiones parcialmente reemplazada por *sillimanita* dispuesta paralelamente a la esquistosidad principal (Fig. 2A). El *feldespato potásico*, que

aparece en muy pequeña proporción, no nos permite precisar su origen, siendo en todo caso precinemático al metamorfismo regional. Al igual que en las migmatitas, aparece en menor proporción que la plagioclasa formando grandes cristales xenomorfos, elongados paralelamente a la esquistosidad principal y, localmente, con geometrías sigmoidales.

**Geotermobarometría**

A la vista de las características petrográficas, cambios texturales y asociaciones minerales observadas (a: Grt + Bt + Ms + Pl + St + Ky + Qtz; b: Grt + Ms + Pl + Sil + Qtz ± Bt) se puede asumir la existencia de varios episodios de recristalización en las rocas de la Unidad de Yunquera. Con el fin de calcular las condiciones de P-T (Presión-Temperatura) acaecidas, se ha analizado la composición química de las asociaciones minerales de los micaesquistos mediante microsonda electrónica (CAMECA SX50, Universidad de Oviedo, haz de 5 mm, intensidad 15 nA y tensión 15 kV).

Los datos químicos puntuales obtenidos, así como los perfiles preliminares realizados, permiten comprobar la existencia de una variación importante en la composición de los granates. Se observa cómo los Grt<sub>I</sub> se caracterizan por presentar núcleos limpios ricos en Mn-Fe y pobres en Ca-Mg (Tabla I). El recrecimiento observado sobre estos núcleos de Grt<sub>I</sub> (Fig. 2C) presenta composiciones con altos contenidos en Ca-Mg y pobres en Mn-Fe (Tabla I). A su vez, los Grt<sub>II</sub> se caracterizan por tener concentraciones similares a las detectadas en los bordes de los Grt<sub>I</sub> donde son patentes los altos contenidos en calcio (e.g. 4-7 % CaO) (Tabla I). Los núcleos de los Grt<sub>III</sub> presentan composiciones comparables a los Grt<sub>II</sub>, y bordes empobrecidos en Ca-Fe y enriquecidos en Mg-Mn (Tabla I). En las micas blancas, al igual que en las plagioclasas, se puede observar una variación composicional entre los porfiroblastos y neoblastos que conforman la matriz de la roca. Los porfiroblastos de mica blanca son de naturaleza más fengítica (» Si<sub>3,2</sub>) que los neoblastos (» Si<sub>3,1</sub>). Los porfiroblastos de Pl<sub>I</sub> poseen composiciones variables



**Fig. 3.- Evolución P-T de la Unidad de Yunquera.**

*Fig. 3.- P-T evolution of the Yunquera Unit.*

(An<sub>24-42</sub>) con núcleos generalmente ricos en albita, mientras que los neoblastos presentan composiciones más homogéneas (An<sub>36-43</sub>), con contenidos más ricos en anortita que los anteriores.

En definitiva, los datos petrográficos y las variaciones de centro a borde de los granates, a la espera de la obtención de mapas detallados de zonados composicionales de los mismos, permiten distinguir varios estadios metamórficos a los que hemos denominado: metamorfismo inicial (R<sub>1</sub>), metamorfismo de altas presiones (R<sub>2</sub>) y etapa de descompresión (R<sub>3</sub>). A pesar de la escasez de fases minerales en equilibrio que pueden ser utilizadas en la determinación de las condiciones de recristalización de los micaesquistos de la Unidad, y de que el registro de las condiciones metamórficas más antiguas está sustituido parcialmente por la superposición de episodios metamórficos posteriores, se han calculado las condiciones de P-T para R<sub>2</sub> y R<sub>3</sub> mediante la aplicación de diversos geotermómetros y geobarómetros usuales en este tipo de rocas (Bt-Pl-Qtz: Hoisch, 1990; Grt-Ms: Hynes y Forest, 1988; Grt-Bt: Perchuck, 1991; Grt-St: Perchuck, 1991; Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Pl-Qtz: Holdaway, 2001).

La ausencia de fases minerales representativas de las condiciones de equilibrio relacionadas con la etapa R<sub>1</sub> impide conocer de forma precisa los valores de P y T durante dicha fase de recristalización. Los datos cualitativos para esta etapa se restringen básicamente a la presencia de granates con núcleos pobres en Ca y de las escasas inclusiones de cuarzo u opacos en los núcleos de algunos de dichos granates.

Las condiciones de P-T de la etapa R<sub>2</sub> están marcadas por el enriquecimiento en Ca de los bordes de los Grt<sub>I</sub>, la formación

Mineral	Bt <sub>1</sub>	Ms <sub>1</sub>	Ms <sub>2</sub>	Ms <sub>3</sub>	Grt <sub>1</sub>	Grt <sub>2</sub>	Grt <sub>3</sub>	Grt <sub>4</sub>	Grt <sub>5</sub>	Grt <sub>6</sub>	Grt <sub>7</sub>	Pl <sub>1</sub>	Pl <sub>2</sub>	Pl <sub>3</sub>
Muestra	sa-112XZ	sa-95YZ	sa-95XZ	sa-95XZ	sa-95XZ	sa-95XZ	sa-95	sa-95	sa-112	sa-112	sa-95YZ	sa-95YZ	sa-105XZ	
	4.3-Mat	3.2-Por	3.3-Por	3.6-Mat	11-Por/C	11-Por/B	1,3-Inc	7,2-Inc	3-Por/C	3-Por/B	6,2-Por/C	6,1-Por/C	4,2-Mat	
SiO <sub>2</sub>	35,36	50,06	49,17	48,86	37,25	39,31	38,34	38,24	37,45	37,56	61,68	61,41	58,40	
TiO <sub>2</sub>	1,61	0,94	0,84	0,77	0,02	0,06	0,14	0,06	0,08	0,05	0,00	0,00	0,00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,6	33,76	34,30	35,19	20,67	21,24	21,08	21,57	21,02	21,19	23,87	24,37	25,73	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1	0,01	0,01	0,00	0,07	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,04	0,09	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,09	0,09	0,00	0,00	0,00
FeO	17,66	1,30	1,24	1,15	32,90	29,15	29,57	29,97	31,09	35,49	0,00	0,05	0,00	
MgO	9,13	1,42	1,22	0,83	1,98	4,21	4,24	4,51	4,23	5,02	0,00	0,00	0,00	
MnO	0,07	0,00	0,09	0,01	5,61	0,27	0,36	1,72	0,36	0,57	0,00	0,06	0,04	
CaO	0,26	0,00	0,00	0,00	1,45	6,58	6,95	4,47	5,98	1,73	5,81	6,74	8,79	
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,98	1,08	0,91	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04	0,10	8,15	7,87	6,55	
K <sub>2</sub> O	8,24	9,27	9,10	9,61	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,11	0,12	
Total	91,13	97,84	97,05	97,34	99,94	100,86	100,74	100,61	100,25	101,79	99,64	100,60	99,66	
Si	2,84	3,21	3,18	3,16	3,03	3,07	3,00	3,00	2,96	2,94	2,74	2,72	2,62	
Al <sup>IV</sup>	1,16	0,79	0,82	0,84	-	-	-	-	0,04	0,06	1,25	1,27	1,36	
Al <sup>VI</sup>	0,61	1,77	1,80	1,83	1,98	1,96	1,95	2,00	1,91	1,89	-	-	-	
Ti	0,1	0,05	0,04	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	< 0,01	0,04	0,04	-	0,08	0,11	-	-	-	
Fe <sup>2+</sup>	1,16	0,07	0,07	0,06	2,22	1,87	1,89	1,97	1,97	2,21	-	< 0,01	-	
Mg	1,06	0,14	0,12	0,08	0,24	0,49	0,49	0,53	0,50	0,59	-	-	-	
Ni	< 0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	< 0,01	-	-	
Mn	< 0,01	-	-	-	0,39	0,02	0,02	0,11	0,02	0,04	-	-	-	
Ca	0,02	-	-	-	0,13	0,55	0,58	0,38	0,51	0,15	0,28	0,32	0,42	
Na	< 0,01	0,12	0,14	0,11	-	-	-	-	< 0,01	< 0,01	0,70	0,67	0,57	
K	0,84	0,76	0,75	0,79	-	-	-	-	-	-	< 0,01	< 0,01	< 0,01	

**Tabla I.- Análisis químicos y fórmulas estructurales representativas de los principales minerales de los micaesquistos de la Unidad de Yunquera. Las proporciones catiónicas y las relaciones Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> han sido calculadas por balance de cargas y regresión (De Bruyin et al., 1983; Droop, 1987) asumiendo 11 oxígenos (Biotita-Bt y Muscovita-Ms), 8 cationes y 12 oxígenos (Granate-Grt), 8 oxígenos (Plagioclase-Pl); Mat: cristal de la matriz de la roca; Por: Porfiroblasto; /C: centro; /B: borde; Inc: inclusión.**

*Table I.- Representative chemical analyses and structural formulae of the main minerals of mica schists from the Yunquera Unit. Cationic proportions and Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> ratios calculated by regression and charge balance constraints (De Bruyin et al., 1983; Droop, 1987) considering 11 oxygens (Biotite-Bt and Muscovite-Ms), 8 cations and 12 oxygens (Plagioclase-Pl); Mat: crystal from the matrix of the rock; Por: Porphyroblast; /C: center; /B: rim; Inc: inclusion.*

de los pequeños granates Grt<sub>II</sub> más o menos coroníticos, el desarrollo generalizado de Grt<sub>III</sub> con núcleos ricos en Ca y la presencia de inclusiones de estauroilita y cianita en porfiroblastos de mica blanca, o bien su desarrollo a modo de coronas reaccionales alrededor de estos últimos. Debido al menor coeficiente de difusión del Ca en los granates, y a que su fraccionación implica necesariamente una reacción de transferencia (Grt-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Pl), la rápida variación con formación de bordes enriquecidos en dicho elemento podría ser interpretada como un indicador de aumento de presión (Martignole y Pouget, 1993; Jones y Brown, 1990). Para la cuantificación de las condiciones de recristalización se han tenido en cuenta los análisis de granate con mayores contenidos en Ca (núcleos de Grt<sub>III</sub> o Grt<sub>II</sub>), las plagioclasas más albiticas analizadas (An<sub>24</sub>) y los porfiroblastos de mica blanca más fengíticos (Si<sub>3,23</sub>). Las presiones y temperaturas calculadas están comprendidas entre 1200-1300 MPa y 560-695 °C. Evidentemente, el contenido en Si de la fengita sólo reflejaría, en el mejor de los casos, unas condiciones de presión mínimas, debido a la ausencia de feldespatos potásico en la asociación mineral (Massonne y Schreyer, 1987).

La etapa de recristalización R<sub>3</sub> está marcada por la transformación de cianita en sillimanita. Las condiciones de recristalización se han calculado a partir de los menores contenidos de Ca y Fe, y los mayores de Mg de los bordes de los Grt<sub>III</sub> y las composiciones de las biotitas (Bt<sub>II</sub>), micas blancas (Ms<sub>II</sub>) y plagioclasas de la matriz (Pl<sub>II</sub>). Los valores de P-T obtenidos se sitúan en torno a 600 MPa y 700 °C, lo que indica un aumento de la temperatura durante la descompresión del conjunto metapelítico.

### Conclusiones

Los resultados del estudio petrográfico, estructural y geotermobarométrico de la Unidad de Yunquera han permitido determinar la evolución en las condiciones de P-T re-

gistradas por dicha unidad y sugieren que: (i) en una etapa, posiblemente subsecuente a un periodo inicial de recristalización mal definido, la unidad alcanzó profundidades de aproximadamente 40 km y temperaturas del orden de 575 °C, teniendo lugar probablemente el desarrollo de la esquistosidad interna observada en algunos porfiroblastos de granate; (ii) a este pico bórico, le siguió una trayectoria de descompresión con aumento de temperatura, con la que relacionamos la formación de la esquistosidad principal, y que también puede haber producido una fusión parcial responsable de las intercalaciones migmatíticas observadas, desarrolladas a profundidades del orden de 18 km y 700 °C. Esto es, los datos obtenidos permiten establecer una evolución metamórfica con, al menos, dos etapas bien definidas: a) altas presiones, que pueden relacionarse con un episodio de engrosamiento cortical y b) una etapa de descompresión con aumento de temperatura, que puede asociarse a la exhumación. Las escasas dataciones radiométricas realizadas en la Unidad de Yunquera han dado edades en torno a 19,3 Ma para el metamorfismo regional de la misma (Monié *et al.*, 1994), lo que, a la vista de lo expuesto, correspondería a la edad de la exhumación Alpina de dicha Unidad. La evolución tectono-térmica descrita para la Unidad de Yunquera sería comparable a la propuesta para otras unidades tectónicas que conforman el Complejo Alpujarride (Tubía *et al.*, 1997; Balanyá *et al.*, 1997; Azañón *et al.*, 1998; Argles *et al.*, 1999).

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación BTE 2001-0634 (Ministerio de Ciencia y Tecnología) y "Grupos consolidados de investigación" de la UPV/EHU.

### Referencias

Argles, T., Platt, J.P. y Waters, D.J. (1999). *Journal of the Geological Society (London)*, 156, 149-162.

- Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Goffé, B. (1998). *Tectonophysics*, 285, 231-252.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (1997). *Tectonics*, 16, 226-238.
- De Bruijn, H., van der Westhuizen, W.A. y Schoch, A.E. (1983). *Journal of Trace and Microanalysis Techniques*, 1, 399-413.
- Del Olmo Sanz, A., Moreno Serrano, F., Campos Fernández, J., Estévez, A. García-Dueñas, V., García Rosell, L., Martín Algarra, A., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1981). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1051 (Ronda)*. IGME.
- Droop, G.T.R. (1987). *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Dürr, S.H. (1963). *Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalousien)*. Tesis Doctoral Univ. de Bonn, 134 p.
- Esteban, J.J. (2003). *Evolución estructural de los macizos ultramáficos de Carratraca (Málaga): influencia de la serpentización*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 322 p.
- Hoisch, T.D. (1990). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 225-234.
- Holdaway, M.J. (2001). *American Mineralogist*, 86, 1117-1129.
- Hynes, A. y Forest, R.C. (1988). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 297-309.
- Jones, K.A. y Brown, M. (1990). *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 551-578.
- Martignole, J. y Pouget, P. (1993). *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 177-185.
- Massonne, H-J. y Schreyer, W. (1987). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 212-224.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. y García-Casco, A. (1994). *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- L.L. Perchuck, (1991). En: *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology* (Perchuck L.L., Ed.). Cambridge University Press, 93-111.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. y Gil Ibarra, J.I. (1997). *Tectonophysics*, 279, 227-253.