

ANFIBOLITAS GRANATÍFERAS DE SIERRA ALBARRANA (CÓRDOBA). TERMOBAROMETRÍA E IMPLICACIONES PARA EL DESARROLLO DEL METAMORFISMO REGIONAL

J.González del Tánago (1) y R.Arenas (1)

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 - MADRID

RESUMEN

Las anfibolitas granatíferas que afloran dentro de la formación de Micaesquistos de La Albariza - Bembezar (Sierra Albarrana), en condiciones propias de la zona de la estaurolita (+ distena), contienen una paragénesis principal (pico térmico) constituida por hornblenda + plagioclasa + almandino + cuarzo + ilmenita. En base a características texturales y a consideraciones quemográficas en el sistema SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - H_2O , puede deducirse que la paragénesis anfibolítica alcanzó equilibrio textural y químico durante su crecimiento, así como que esta situación fue poco modificada por reequilibrios retrógrados. Las condiciones de cristalización de la paragénesis de las anfibolitas han sido estimadas en $T = 537 \pm 15^\circ\text{C}$ y $P = 4.3 \pm 0.5$ kb (termometría de intercambio Fe - Mg / Fe - Mn y equilibrios granate - rutilo - ilmenita - plagioclasa - cuarzo /GRIPS/ y granate - hornblenda - plagioclasa - cuarzo /GHPS/); no se observa una diferencia significativa entre los valores obtenidos para centros y bordes de granates.

Las anfibolitas de Sierra Albarrana no muestran ninguna evidencia de una historia de mayor presión que la estimada para su paragénesis fundamental; la mineralogía conservada como inclusiones en porfidoblastos no difiere de la que aparece en la matriz, y la ausencia generalizada de rutilo permite estimar un límite bórico máximo para la trayectoria P - T de $P < 6.5$ kb (GRIPS). Por tanto, el máximo térmico debe ser esencialmente coincidente con el bórico, quedando ambos valores definidos por las condiciones P - T determinadas para la paragénesis anfibolítica; este hecho está a favor de un modelo de engrosamiento cortical homogéneo para el sector de cadena considerado. La evolución tectonometamórfica es similar a la que se registra en otros sectores del Macizo Ibérico en facies de las anfibolitas, aunque en la mayoría de los ejemplos comparables se alcanzaron tasas mayores de enterramiento. Teniendo en cuenta los valores P / T calculados, junto con el gradiente moderadamente elevado ligado al pico térmico ($35^\circ\text{C}/\text{km}$), el metamorfismo regional de Sierra Albarrana debe considerarse dentro del rango bórico menor del metamorfismo de presiones medias.

Palabras clave: Metabasitas de presión media, mineraloquímica y termobarometría, Sierra Albarrana, Zona de Ossa Morena, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

Garnet - bearing amphibolites outcropping within the La Albariza - Bembezar Mica Schist Formation (Sierra Albarrana), in the staurolite (+ kyanite) metapelite zone, contain a main assemblage (metamorphic peak conditions) constituted by hornblende + plagioclase + almandine + quartz + ilmenite. On the basis of textural characteristics and chemographic considerations in the SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - H_2O system, it can be deduced that textural and chemical equilibrium was attained during the crystallization of the amphibolitic assemblage, and similarly that this situation was only slightly modified by retrograde reactions. P - T equilibrium conditions of the peak assemblage have been estimated at $T = 537 \pm 15^\circ\text{C}$ and $P = 4.3 \pm 0.5$ kb (Fe - Mg / Fe - Mn exchange thermometry, and garnet - rutile - ilmenite - plagioclase - quartz /GRIPS/ and garnet - hornblende - plagioclase - quartz /GHPS/ equilibria). Significant differences between the obtained values for cores and rims of garnets were not observed.

The Sierra Albarrana amphibolites show no evidence of any metamorphic stage higher in pressure than that represented by the amphibolitic assemblage. The mineralogy included in porphyroblasts does not differ from that which appear in the matrix, and the general absence of rutile allows an estimation of $P < 6.5$ kb (GRIPS) for the baric limit of the P - T path. Therefore, the thermal and baric peaks must essentially coincide, keeping the same P - T values than those defined for the amphibolitic assemblage; this fact point to a model of homogeneous thickening of the crust for the part of the Iberian Massif in which Sierra Albarrana is included. The tectonometamorphic evolution is similar to that seen in other amphibolite facies areas of the Iberian

Massif, although the majority of comparable examples are characterized by higher pressure conditions. Taking into account the estimated P - T values, along with the moderately high gradient bound to the thermal peak (35°C/Km), the regional metamorphism of the Sierra Albarrana area must be considered within the lower baric range of the medium pressure metamorphism.

Key words: Medium pressure metabasites, mineral chemistry and thermobarometry, Sierra Albarrana, Ossa - Morena Zone, Iberian Massif.

González del Tánago, J. y Arenas, R. (1991): Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 251-269.

González del Tánago, J. and Arenas, R. (1991): Garnet bearing amphibolites from Sierra Albarrana (Córdoba). Thermobarometry and some implications for the development of the regional metamorphism. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 251-269.

1. INTRODUCCIÓN

Dentro de la facies de las anfibolitas, sobre todo en la parte de temperatura baja y media, las paragénesis de las metabasitas resultan poco variadas, debido a la ausencia prácticamente total de reacciones discontinuas (Labotka, 1987). Este hecho, unido al amplio campo de estabilidad de las asociaciones con hornblenda + plagioclasa cálcica + granate (Abbot, 1982), es la causa de que las anfibolitas sean consideradas generalmente como litologías menos apropiadas que las metapelitas para caracterizar el metamorfismo de temperatura media. Sin embargo, la posibilidad de contar desde épocas recientes con termobarómetros relativamente precisos aplicables a las anfibolitas, junto con la publicación de nuevos refinamientos termodinámicos, hace que las asociaciones minerales propias de las anfibolitas puedan aportar una información complementaria a la obtenida mediante el estudio de metapelitas, lo que permite un mejor conocimiento de las condiciones bajo las que tiene lugar el metamorfismo en la facies de las anfibolitas y en sus límites.

En Sierra Albarrana, Córdoba, un número considerable de anfibolitas (probablemente metadiabasas) afloran intercaladas en una potente secuencia de metasedimentos. Existen dos tipos fundamentales de anfibolitas, relacionadas con metasedimentos de diferentes composiciones y grado metamórfico. Las metabasitas más profundas se encuentran dentro de un conjunto de paragneises y cuarcitas (Gneises de la Albarrana), formando parte de una zona metamórfica regional con sillimanita + moscovita. Son anfibolitas de mineralogía relativamente banal (hornblenda + plagioclasa + cuarzo \pm biotita), donde la ausencia de granate dificulta la obtención de datos de cierta relevancia sobre su evolución.

El segundo tipo de anfibolitas, motivo del presente trabajo, aflora dentro de una formación esencialmente esquistosa y metapelítica (Micaesquistos de la Albariza - Bembezar), situada en condiciones propias de la parte inferior - media de la zona de la estaurolita (+ distena). Las metabasitas aparecen como masas subtabulares de 3 - 4 m de potencia y moderada continui-

dad, en las proximidades del Río Bembezar (Fig. 1). Su mineralogía es más compleja que la del grupo anterior, y está constituida por hornblenda + plagioclasa cálcica + granate + cuarzo + ilmenita. El estudio de estas anfibolitas permite obtener información sobre las condiciones a que tiene lugar en Sierra Albarrana el tránsito entre las zonas de la estaurolita (+ distena) y de la sillimanita. Por otra parte, su evolución metamórfica puede aportar datos de interés sobre el régimen geodinámico bajo el que tuvo lugar el metamorfismo regional, en una parte de la Zona de Cizalla de Badajoz - Córdoba que muestra una sucesión de zonas minerales bastante completa (Garrote, 1976; Garrote *et al.*, 1980; González del Tánago y Peinado, 1990).

2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE SIERRA ALBARRANA

La Sierra Albarrana, pequeña alineación montañosa al noroeste de la provincia de Córdoba, es el área tipo elegida por Chacón *et al.* (1974 y 1983) para definir el Dominio de Sierra Albarrana, uno de los sectores en que se ha subdividido la Zona de Ossa - Morena del Macizo Ibérico. No obstante, como señala Abalos (1990), la clásica subdivisión en dominios de la Zona de Ossa Morena encuentra el problema de que determinados materiales pueden aparecer en dominios diferentes, lo que justifica la utilización de la denominación más correcta de Grupo de Sierra Albarrana. Por otra parte, el Grupo de Sierra Albarrana se considera como parte de la Unidad Para - Autóctona de la Zona de Cizalla de Badajoz - Córdoba (Abalos, 1990; Abalos *et al.*, 1990), conjunto que engloba a los materiales que ocupan la posición tectonoestratigráfica inferior entre las fallas de Hornachos y Malcocinado.

Desde el punto de vista de su evolución tectono-metamórfica, Sierra Albarrana representa un domo térmico de dirección noroeste-sureste, dentro del cual los materiales de mayor grado metamórfico pertenecen a la parte de alta temperatura de la facies de las anfibolitas. Las litologías dominantes son metasedimentos de

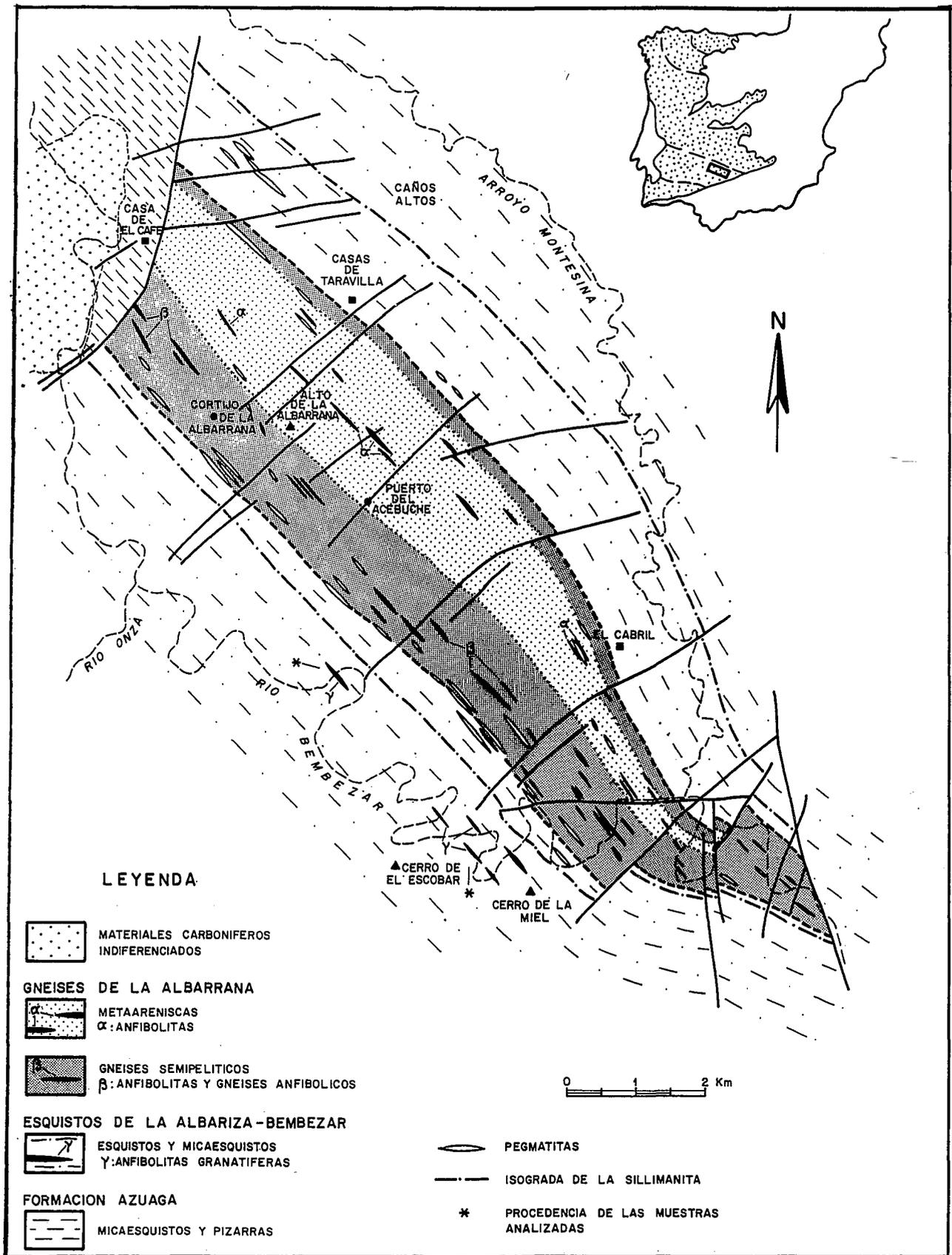


Fig. 1.-Mapa geológico simplificado de Sierra Albarrana.
 Fig. 1.-Simplified geological map of Sierra Albarrana.

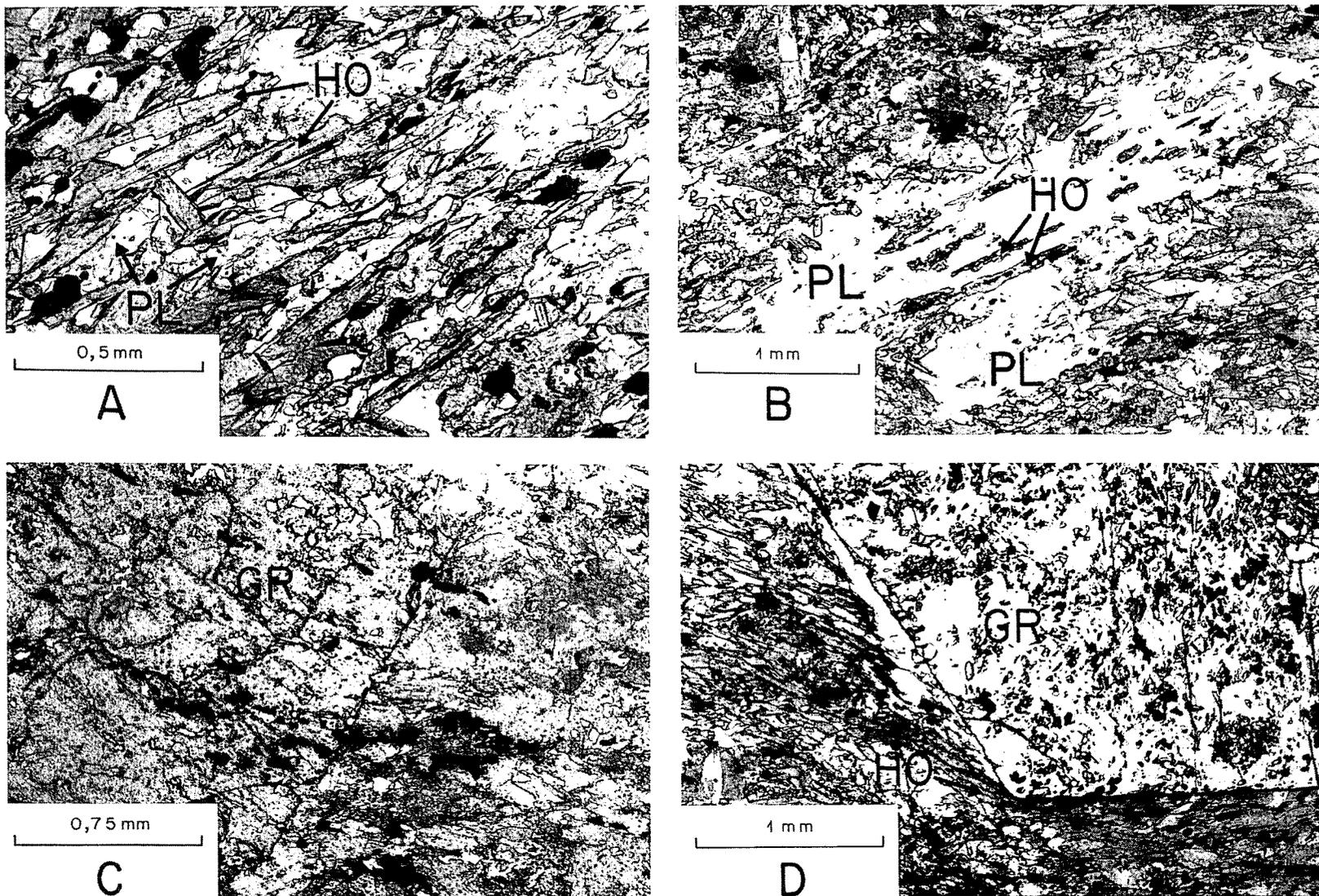


Fig. 2.-Características petrográficas de las anfíbolitas: A, alternancia de cristales de hornblenda (HO) y plagioclasa (PL) en la fábrica nematoblástica; B, plagioclasa porfidoblástica con inclusiones de hornblenda; C, continuidad entre Se y Si en un porfidoblasto de granate (GR); D, aspecto de las relaciones microestructurales entre la esquistosidad y los porfidoblastos de granate, que sugieren cristalización sintectónica.

Fig. 2.-Petrographic characteristics of the amphibolites: A, alternating hornblende (HO) and plagioclase (PL) crystals in the nematoblastic fabric; B, porphyroblastic plagioclase with inclusions of hornblende; C, concordance of Se and Si enclosed in a porphyroblast of garnet (GR); D, microstructural relationship between the schistosity and a porphyroblastic garnet suggesting syntectonic crystallization.

composiciones pelíticas, semipelíticas, arcóscas y cuarcíticas, junto con algunas intercalaciones de metabasitas. En momentos anteriores al desarrollo del pico metamórfico regional, una serie de cuerpos pegmatíticos subconcordantes se emplazaron en los niveles más profundos del sector (Fig.1). Por último, ya en etapas post-metamórficas, se produjo el emplazamiento de algunos diques de diabasas.

Los metasedimentos y metabasitas de Sierra Albarrana constituyen tres conjuntos diferentes, denominados de muro a techo estructural: Gneises de la Albarrana, Micaesquistos de la Albariza - Bembezar y Formación Azuaga (González del Tánago y Peinado, 1990). Estos conjuntos son parcialmente equivalentes a los definidos en el mismo sector por Delgado Quesada (1971) y Garrote *et al.* (1980).

— Los Gneises de la Albarrana están afectados por el metamorfismo regional más intenso. Constituidos mayoritariamente por paragneises metasamíticos y semipelíticos, intercalan ocasionalmente algunos niveles de anfibolitas de potencia métrica. Los términos más arenosos de esta formación, en la posición estructural inferior y con composiciones arcóscas predominantes, han sido denominados Cuarcitas de Sierra Albarrana (Delgado- Quesada, 1971).

— Los Micaesquistos de la Albariza - Bembezar afloran al sur y al norte de los Gneises de la Albarrana, en ambos flancos de la estructura domática. Están constituidos por esquistos y micaesquistos con algunas intercalaciones de cuarcitas y de anfibolitas granatíferas.

— La Formación Azuaga está constituida sobre todo por micaesquistos, filitas y pizarras, extendiéndose hacia el noreste hasta la Falla de Azuaga, y hacia el suroeste hasta la Falla de Malcocinado.

La edad de las litologías que afloran en Sierra Albarrana fue inicialmente asignada al Precámbrico (Delgado Quesada, 1971). No obstante, la ausencia de datos cronológicos absolutos impidió siempre confirmar esta edad, y ha permitido que edades ordovícicas (Laurent, 1974) o cambro - ordovícicas (Abalos, 1990) hayan sido también propuestas para el Grupo de Sierra Albarrana. Recientemente, Azor *et al.* (in press.) citan la presencia de diferentes tipos de icnofósiles en la Cuarcitas de Sierra Albarrana, que sugieren como probable una edad ordovícica.

La estructura de Sierra Albarrana no es conocida en detalle. Sin embargo, el domo térmico parece coincidir con un eje antiformal desarrollado durante una tercera fase de deformación de ámbito regional (F_3). Los pliegues de F_3 tienen planos axiales subverticales y su desarrollo sólo va acompañado localmente de recristalización y esquistosidad (S_3). Estos pliegues afectan a dos esquistosidades sinmetamórficas (S_1 y S_2), originadas durante otras tantas fases deformativas (F_1 y F_2), de las cuales es la segunda la que se manifiesta como la fábrica planar dominante en la región.

En la transversal de Sierra Albarrana el metamorfismo regional es de características barrovienses. Desde la Formación Azuaga hasta los Gneises de la Alba-

rrana, se encuentra una sucesión zonal progradada que incluye las zonas de la clorita, biotita, granate, estauroлита y sillimanita + moscovita. No hay una zona independiente de distena, pero este mineral se encuentra esporádicamente en pelitas y semipelitas desde la zona de la estauroлита (González del Tánago y Peinado, 1990). En los sectores más profundos también aparecen en ocasiones paragénesis con feldespato potásico + sillimanita + biotita \pm cordierita, sin moscovita primaria, que reflejan el pico térmico regional y tienen un desarrollo algo más reciente que las paragénesis pico de los niveles suprayacentes. El metamorfismo retrógrado dio lugar en un primer estadio a asociaciones con moscovita + biotita, que fueron posteriormente desplazadas por otras con moscovita + clorita. La historia metamórfica progradada es esencialmente coincidente con F_1 y F_2 en toda la región, mientras que F_3 tuvo lugar cuando todo el sector estaba registrando enfriamiento. El pico térmico se alcanzó al final o poco después de F_2 . No obstante, este esquema general admite algunas modificaciones en los sectores más profundos, donde la menor edad del máximo térmico le hace desplazarse hacia F_3 . El cambio a lo largo de la trayectoria P,T,t desde un régimen inicial con distena - sillimanita, a otro con sillimanita - cordierita, sugiere que el área de Sierra Albarrana ha sufrido tasas elevadas de exhumación durante su evolución metamórfica posterior al máximo bórico.

La edad del metamorfismo regional que afecta al Grupo de Sierra Albarrana no es conocida. No obstante, y aunque la falta de dataciones absolutas impide aclarar definitivamente este punto, el carácter monocíclico del metamorfismo (todas las paragénesis resultan compatibles dentro de una misma trayectoria P,T,t) está a favor de un único episodio de engrosamiento cortical. Este hecho parece sugerir una edad hercínica para el metamorfismo, ya que eventos de esta edad han sido reconocidos en las proximidades de Sierra Albarrana por García Casquero *et al.* (1988) (edades Rb - Sr y K - Ar variables entre 355 y 320 m.a. en ultramilonitas del Grupo de Azuaga, integrantes de la Unidad Alóctona de Abalos, 1990). La probable edad ordovícica de las Cuarcitas de Sierra Albarrana también apoya la edad hercínica de los procesos tectonometamórficos fundamentales en Sierra Albarrana (Azor *et al.*, in press.).

3. PETROGRAFIA DE LAS ANFIBOLITAS

Las anfibolitas con granate que afloran en las proximidades del Río Bembezar son rocas con textura nematoblástica o porfidoblástica. Las facies nematoblásticas ocupan preferentemente los bordes de los cuerpos subtabulares, mientras que los tipos porfidoblásticos más característicos tienden a ubicarse en las partes centrales. Las anfibolitas porfidoblásticas contienen una cantidad muy variable de metacristales idiomorfos o subidiomorfos de plagioclasa y, sobre todo, de granate, cuyo diámetro medio oscila en torno a 0,5 cm. El ras-

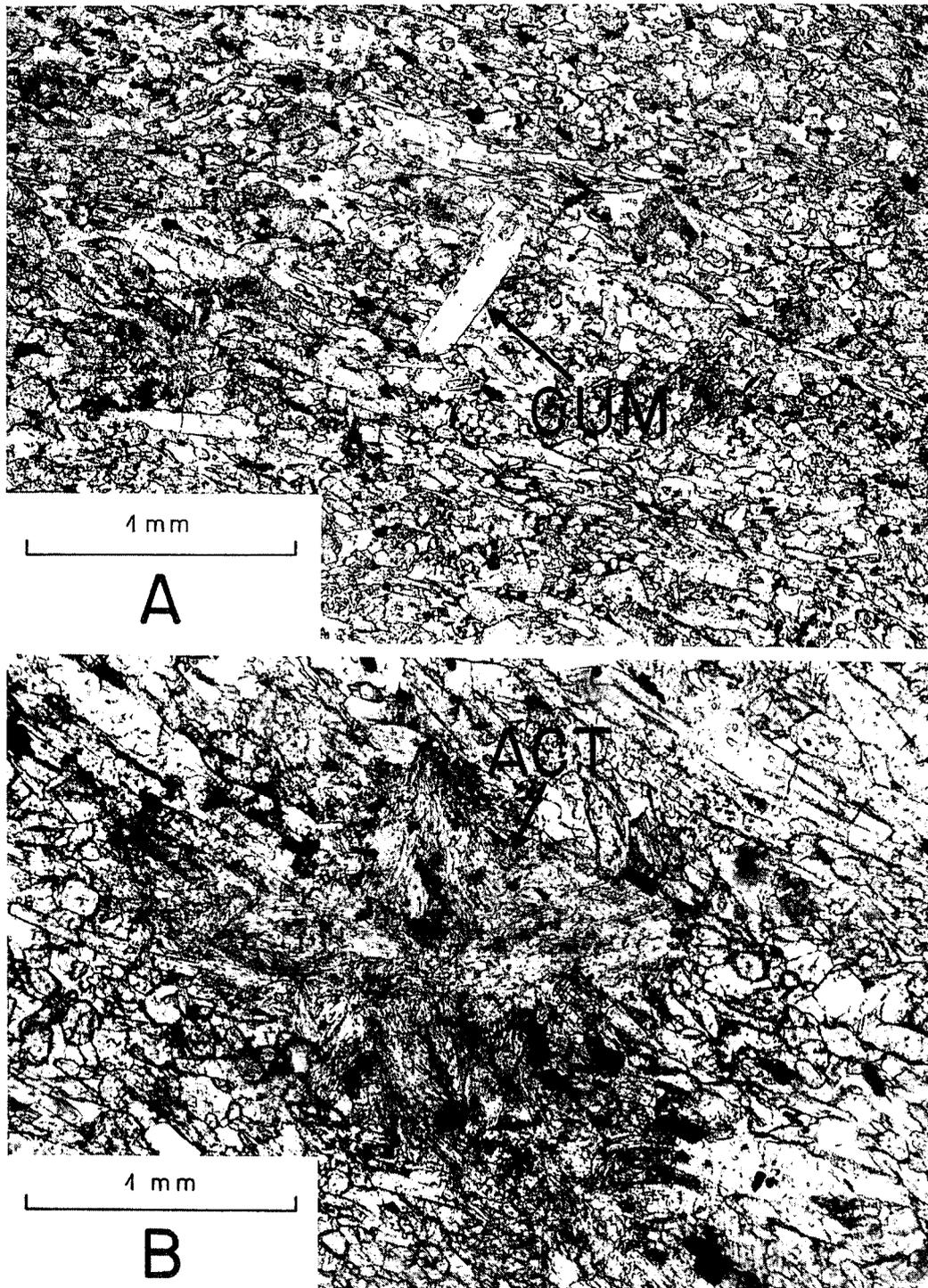


Fig. 3.-Criterios de cristalización retrógrada tardi - post tectónica: A, cristal de cummingtonita (CUM) oblicuo a la esquistosidad; B, agregado de cristales aciculares desorientados de actinolita (ACT).

Fig. 3.-Criteria of late - post - tectonic retrograde crystallization: A, cummingtonite crystal grown across the schistosity (CUM); B, misaligned aggregate of acicular actinolite crystals (ACT).

go estructural más importante de las metabasitas es su fábrica planar, definida por la orientación nematoblástica del anfíbol hornbléndico; los porfidoblastos de plagioclasa y granate han crecido durante el desarrollo de esa fábrica (Fig. 2). De acuerdo con la historia estructural que se reconoce en los metasedimentos encajantes de las metabasitas, la esquistosidad nematoblástica

corresponde a S_2 . Por otra parte, algunos minerales retrógrados, como la cummingtonita, adoptan una disposición algo orientada y ligeramente cruzada con S_2 , lo que debe interpretarse como una evidencia de que la recristalización también continuó en pequeña medida durante F_3 .

La composición mineralógica fundamental de las

anfíbolitas está constituida por hornblenda + plagioclasa + granate + cuarzo + ilmenita; también consta de cantidades accesorias de epidota - clinozoisita + sericita \pm cummingtonita \pm tremolita - actinolita \pm clorita \pm biotita. La cronología de la blastesis en relación a la deformación está indicada en la Fig. 4.

— La hornblenda es el mineral que alcanza el mayor contenido modal. Se encuentra en cristales de tamaño próximo a 1 mm. definiendo la S₂ (Fig. 2A). Su color verde permite identificarla como formada en la parte de baja - media temperatura de la facies de las anfíbolitas (Miyashiro, 1973; Robinson *et al.*, 1982).

— La plagioclasa se encuentra en cristales subidioblásticos pequeños y en porfidoblastos de tendencia idiomorfa. Las grandes plagioclasas pueden contener una S₁ definida por cristales diminutos de hornblenda y, en ocasiones, de biotita; esta S₁ es continua con la esquistosidad exterior, por lo que debe corresponder a un estadio inicial del desarrollo de S₂ (Fig. 2B). La presencia de pequeñas inclusiones de biotita es más bien puntual, ya que el filosilicato es una fase accidental en las anfíbolitas y sus contenidos modales son siempre muy bajos (menos del 5%).

— El granate crece en grandes porfidoblastos idiomorfos con abundantes microinclusiones de ilmenita y cuarzo, y más escasas de hornblenda y plagioclasa. Las inclusiones están orientadas de manera rectilínea o ligeramente curvada y son continuas con la S_e, que no obstante acaba envolviendo al mineral (Fig. 2C y 2D). Esta relación entre el porfidoblasto, sus inclusiones y la esquistosidad, indica que el crecimiento del granate responde al segundo tipo de blastesis sintectónica de Zwart (1962); es decir, los metacristales de granate son del tipo sintectónico no rotacional. La paragénesis relicta atrapada en el sector más interno de los granates (hornblenda + cuarzo + plagioclasa + ilmenita) es cualitativamente la misma que se observa en la matriz exterior. Por tanto, puede aceptarse que la variación de los factores intensivos durante el crecimiento del granate fue pequeña. La presencia de hornblenda entre las

microinclusiones, sugiere que antes del crecimiento del granate la metabasita estaba ya en condiciones propias de la facies de las anfíbolitas o, al menos, próximas a ellas (Laird, 1980; Turner, 1981). En este sentido también apunta la falta de inclusiones de epidota - clinozoisita y de clorita. El crecimiento del granate resulta, por consiguiente, algo tardío en relación a otras metabasitas barrovienses, donde el mineral aparece a menor temperatura, en condiciones similares a las de su formación en metapelitas (Wiseman, 1934; Robinson *et al.*, 1982) o incluso algo antes (Yardley, 1989).

— La cummingtonita se encuentra en individuos incoloros de hasta 1 mm de longitud. Sus cristales definen una orientación débil, algo oblicua con S₂ (Fig. 3A). Sólo forma parte de alguna de las muestras estudiadas, no superando nunca unos contenidos modales muy bajos. Más rara es la presencia de agregados aciculares desorientados de anfíbol incoloro - verde claro, de naturaleza tremolítica - actinolítica (Fig. 3B). Tanto estos anfíboles como los anfíboles ferromagnesianos tienen un carácter retrógrado, como sugieren sus relaciones texturales y la pequeña recrystalización que afecta a las anfíbolitas durante su crecimiento.

Teniendo en cuenta el conjunto de observaciones anteriores, la mineralogía de las anfíbolitas puede dividirse en tres paragénesis diferentes. De más antigua a más reciente, las paragénesis son (Fig. 4):

- 1 — hornblenda + plagioclasa + cuarzo + ilmenita \pm biotita
- 2 — hornblenda + plagioclasa + granate + cuarzo + ilmenita
- 3 — cummingtonita + tremolita — actinolita + epidota - clinozoisita + clorita + sericita + cuarzo + albita.

Las paragénesis 1 y 3 corresponden, respectivamente, a los estadios progrado y retrógrado de la trayectoria P-T-t. La segunda se equilibró muy probablemente durante el pico térmico, representando por tanto las condiciones termales más extremas a las que fue sometida la parte baja - media de la zona de la estauroлита (+ distena) en Sierra Albarrana. Los minerales pertenecientes a esta paragénesis se encuentran en equilibrio textural, sin que se observen tampoco reemplazamientos de importancia por fases retrógradas de las que integran la asociación mineral 3.

4. GEOQUÍMICA DE LOS MINERALES

La composición de los minerales ha sido determinada sobre 4 muestras representativas, pertenecientes a los dos afloramientos señalados en la Fig. 1. Las características de estas muestras coinciden con las que se han descrito en el apartado de petrografía para el conjunto de las anfíbolitas. Los análisis fueron realizados con una microsonda CAMEBAX SX50, equipada con tres espectrómetros, en la Universidad de Oviedo. Las condiciones de trabajo fueron: tiempo de integración =

	F ₂	F ₃	Post F ₃
hornblenda	—		
plagioclasa			— — — —
granate	—		
cuarzo		—	— — — —
ilmenita			
biotita	—		
cummingtonita		— —	
trem. - actin.			—
epido. - clinzo			—
clorita			—
sericita			—

Fig. 4.-Diagrama de relaciones cristalización - deformación.
Fig. 4.-Diagram of crystallization - deformation relationship.

	1C2	1B2	2C2	2B2	3-3	4-3	5C4	5B4
SiO ₂	43.37	43.05	42.96	47.64	42.62	42.36	42.64	42.32
TiO ₂	0.56	0.41	0.56	0.39	0.60	0.34	0.60	0.68
Al ₂ O ₃	14.34	14.02	13.42	9.24	15.67	15.07	14.48	14.81
FeO	17.57	17.42	17.08	16.48	19.10	17.37	17.74	18.18
MgO	7.64	7.69	7.82	10.22	7.91	8.40	7.80	7.49
MnO	0.38	0.32	0.09	-	0.26	0.37	0.21	0.41
CaO	10.77	11.40	11.64	11.33	10.44	10.72	11.68	10.88
Na ₂ O	0.86	1.07	0.84	0.54	1.36	1.33	0.98	1.03
K ₂ O	0.21	0.19	0.42	0.33	0.30	0.25	0.42	0.29
Total	95.70	95.57	94.83	96.17	98.26	96.21	96.55	96.09
Si	6.48	6.50	6.56	7.05	6.19	6.28	6.39	6.33
Al ^{IV}	1.52	1.50	1.44	0.95	1.81	1.72	1.61	1.67
Al ^{VI}	1.00	0.99	0.97	0.67	0.87	0.91	0.94	0.93
Ti	0.06	0.05	0.06	0.04	0.07	0.04	0.07	0.08
Fe ³⁺	0.67	0.37	0.22	0.40	1.12	0.90	0.42	0.75
Mg	1.69	1.72	1.78	2.25	1.71	1.85	1.74	1.67
Fe ²⁺	1.53	1.83	1.96	1.64	1.20	1.25	1.80	1.52
Mn	0.05	0.04	0.01	-	0.03	0.05	0.03	0.05
Ca	1.72	1.84	1.90	1.79	1.62	1.70	1.87	1.74
Na(M4)	0.25	0.16	0.10	0.16	0.38	0.30	0.13	0.26
Na(A)	-	0.16	0.15	-	-	0.08	0.16	0.03
K	0.04	0.04	0.08	0.06	0.06	0.05	0.08	0.06
Total	15.01	15.20	15.23	15.01	15.06	15.13	15.24	15.09

cationes = 13 (excluidos Ca, Na, K)
C = centro; B = borde

Tabla 1.- Análisis químicos representativos de anfíboles cálcicos.
Table 1.- Representative chemical analyses of calcic amphiboles.

ANFIBOLES CALCICOS (TIPO A)

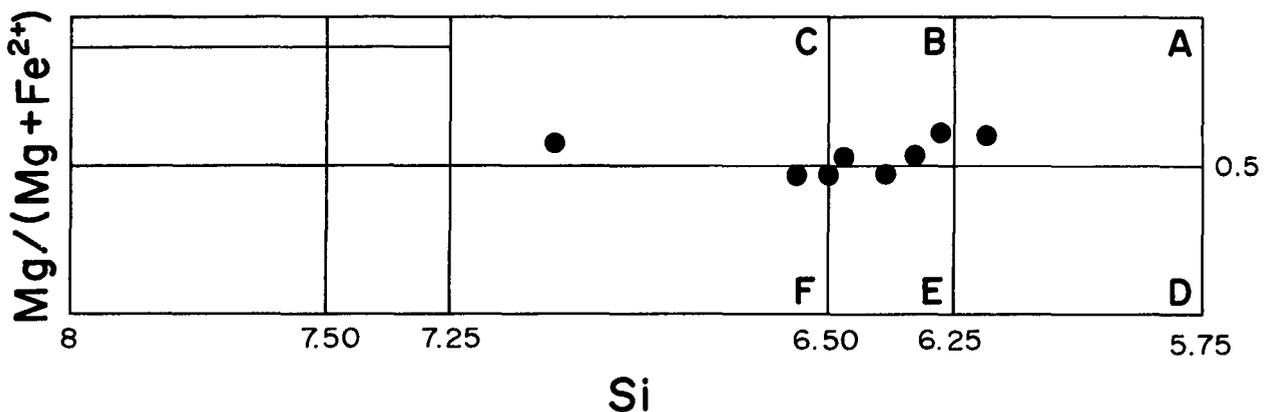


Fig. 5.-Clasificación de los anfíboles cálcicos. A, tschermakita; B, hornblenda tschermakítica; C, magnesio - hornblenda; E, hornblenda ferro - tschermakítica; F, ferro - hornblenda.

Fig. 5.-Classification of the calcic amphiboles. A, tschermakite; B, tschermakitic hornblende; C, magnesio - hornblende; E, ferro - tschermakitic hornblende; F, ferro - hornblende.

	1-1	2-1
SiO ₂	53.28	53.20
TiO ₂	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	0.59	0.42
FeO	28.81	28.27
MgO	14.79	15.31
MnO	0.79	0.82
CaO	0.71	0.65
Na ₂ O	0.11	0.09
K ₂ O	-	-
Total	99.10	98.82
Si	7.88	7.86
Al ^{IV}	0.10	0.07
Fe ³⁺	0.02	0.07
Ti	-	0.01
Fe ³⁺	0.09	0.09
Mg	3.25	3.37
Fe ²⁺	1.66	1.53
Fe ²⁺	1.79	1.80
Mn	0.10	0.10
Ca	0.11	0.10
Na(A)	0.03	0.03
K	-	-
Total	15.03	15.03
cat. = 15 (exc. Na, K)		

Tabla 2.- Análisis químicos representativos de anfíboles ferromagnesianos.

Table 2.- Representative chemical analyses of iron - magnesium amphiboles.

10 s, potencial de aceleración = 15 KV y corriente del haz = 15 nA. Como patrones se utilizaron los del BRGM francés y se siguió el procedimiento de correcciones ZAF. El error analítico medio para la mayoría de los elementos mayores se considera análogo al estimado en otros equipos similares, donde se ha revelado inferior al 2% (p.e. Clermont - Ferrand y Montpellier).

En las Tablas 1 a 5 se recogen los análisis químicos representativos de los minerales más importantes. La mayoría de estos análisis han sido seleccionados a partir de un número mayor de determinaciones realizadas en cada muestra. En las tablas, el primer número hace referencia al mineral, mientras que el segundo indica la muestra que le contiene; las letras C y B señalan aquellas determinaciones realizadas en el centro o en el borde, respectivamente, de los cristales.

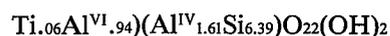
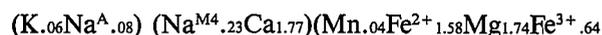
4.1. Anfíboles

De los tres tipos de anfíboles existentes en las anfíbolitas, se han realizado análisis químicos de las hornblendas verdes que definen la fábrica nematoblástica, y de las cummingtonitas que forman parte de la paragénesis retrógrada (Tablas 1 y 2, respectivamente).

4.1.1. Anfíboles cálcicos

Las determinaciones en el centro y en el borde de los cristales, indican que no existe un zonado composicional significativo. Únicamente en uno de los anfíboles analizados (análisis n.º 2), se encontró un incremento apreciable en el borde del contenido en Si y una disminución correlativa del Al. Este hecho sugiere que algunos cristales fueron afectados por un reequilibrio posterior al pico térmico.

Las fórmulas estructurales han sido calculadas asumiendo 13 cationes (excluidos Ca, Na y K), opción que produce la mejor repartición de elementos en los anfíboles estudiados. Las relaciones Fe³⁺/Fe³⁺ + Fe²⁺ calculadas tienen un valor medio algo menor de 0.3. Esta proporción resulta algo elevada si se compara con la obtenida en el trabajo experimental de Spear (1981), donde anfíboles similares sintetizados bajo fO₂ moderada (Tampón QFM), presiones de oxígeno análogas a las que se deducen para las anfíbolitas consideradas, tienen unas relaciones Fe³⁺/Fe(t) próximas a 0.12. No obstante, pequeños errores en la estimación de la proporción de Fe³⁺, debido a los problemas de cálculo que se plantean en los anfíboles analizados por microsonda, suelen tener únicamente efectos poco significativos en el cálculo de las fórmulas estructurales (Thieblemont *et al.*, 1988). La fórmula media que se obtiene para los anfíboles cálcicos que definen la fábrica nematoblástica, contemporáneos con el máximo termal (paragénesis n.º 2), es la siguiente:



El grado de ocupación en A es relativamente bajo, ya que nunca se supera el 25% de su capacidad. Por el contrario, casi todos los anfíboles alcanzan la cantidad teórica de 2 cationes en M4 (sólo dos análisis muestran valores ligeramente menores, con 1.95 y 1.97 cationes respectivamente; Tabla 1), lo que viene a confirmar la validez de la opción empleada para el cálculo de las fórmulas. El contenido en Na(M4) varía entre 0.10 y 0.38. Teniendo en cuenta estos datos y utilizando la clasificación de Leake (1978), los anfíboles cálcicos pueden identificarse como tschermaquitas, hornblendas tschermaquíticas y ferrotschermaquíticas, Fe-hornblendas y Mg-hornblendas (Fig. 5). Esta relativa dispersión de términos debe estar motivada por la proximidad de las relaciones Mg/Mg + Fe²⁺ a 0.5, lo que hace que la nomenclatura del grupo sea muy sensible a la incertidumbre en el cálculo de las relaciones

	1C1	1B1	2C2	2B2	3C3	3B3	4C4	4B4
SiO ₂	37.91	37.67	36.88	36.80	37.26	37.13	37.26	37.10
TiO ₂	0.06	0.04	0.29	0.37	0.09	0.02	0.27	0.13
Al ₂ O ₃	21.12	21.77	20.48	20.79	21.53	21.64	20.74	20.71
Cr ₂ O ₃	-	0.04	-	-	-	0.01	0.07	0.05
FeO	30.78	30.24	27.77	29.04	28.84	30.02	27.38	29.29
MgO	2.19	2.28	1.84	2.02	2.39	2.27	1.82	2.06
MnO	4.61	4.56	5.10	5.13	4.37	3.97	6.83	4.58
CaO	5.56	5.44	6.59	6.24	5.53	5.11	6.29	6.28
Na ₂ O	-	0.02	-	-	-	0.05	-	-
K ₂ O	0.01	-	-	0.02	-	-	0.09	0.10
Total	102.24	102.06	98.95	100.41	100.01	100.22	100.75	100.30
Si	2.99	2.97	2.99	2.96	2.98	2.97	2.98	2.98
Ti	-	-	0.02	0.02	0.01	-	0.02	0.01
Al	1.96	2.02	1.96	1.97	2.03	2.04	1.96	1.96
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.03	1.99	1.89	1.95	1.93	2.01	1.83	1.97
Mg	0.26	0.27	0.22	0.24	0.28	0.27	0.22	0.25
Mn	0.31	0.30	0.35	0.35	0.30	0.27	0.46	0.31
Ca	0.47	0.46	0.57	0.54	0.47	0.44	0.54	0.54
Na	-	-	-	-	-	0.01	-	-
K	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Total	8.02	8.01	8.00	8.03	8.00	8.01	8.02	8.03
Alm	65.07	64.37	60.97	61.84	63.47	66.12	58.81	62.98
Pir	8.69	9.16	7.58	8.18	9.87	9.38	7.33	8.31
Esp	10.39	10.41	11.94	11.81	10.25	9.32	15.64	10.50
Gro	10.53	10.34	13.79	12.08	11.12	9.86	12.53	12.68
And	5.32	5.23	5.72	6.08	5.29	5.28	5.47	5.37
Uva	-	-	-	-	-	-	-	-

O = 12
C = centro; B = borde

Tabla 3.- Análisis químicos representativos de granates.
Table 3.- Representative chemical analyses of garnets.

Fe³⁺/Fe²⁺. Tan sólo el análisis 2B2 se aparta claramente del resto de las determinaciones por su contenido en Si (7.05), lo que se explica por el carácter algo retrógrado de este anfíbol.

De acuerdo con Spear (1981) y Robinson *et al.* (1982), partiendo de la fórmula de la tremolita (\square Ca₂Mg₅Si₈O₂₂(OH)₂), pueden considerarse diferentes mecanismos de sustitución en los anfíboles. Expresados de manera abreviada:

- 1 - Edenita: Na(A) + Al(IV)
- 2 - Tschermakita: 2Al(IV) + 2Al(VI)
- 3 - Ferritschermakita: 2Al(IV) + 2Fe³⁺(VI)
- 4 - Glaucófana: 2Na(M4) + 2Al(VI)
- 5 - Riebeckita: 2Na(M4) + 2Fe³⁺(VI)
- 6 - Richterita: Na(A) + Na(M4)
- 7 - Ti-Tschermakita: 2Al(IV) + Ti(VI)
- 8 - Pargasita: Na(A) + Al(VI) + 2Al(IV)

De estas sustituciones, únicamente 5 pueden considerarse como linealmente independientes, siendo la sustitución de tipo 8 (pargasita) una combinación de las de tipo 1 y 2.

Si se tiene en cuenta que el Al^{IV} participa en cuatro de las sustituciones más simples (1,2,3 y 7), además de en la de tipo 8, una proyección del Al^{IV} frente a ((Na+K)^A + 2Ti + Al^{VI} + Fe³⁺) puede aportar información acerca del carácter simultáneo o no de estas cuatro sustituciones. En la Fig. 6 puede observarse como las composiciones de los anfíboles definen una línea de pendiente próxima a 1 (0.818), lo que indica que las sustituciones de tipo 1,2,3 y 7 deben haber actuado en conjunto y con carácter acoplado. No obstante, la relación entre la línea que definen los datos y la línea Al^{IV} = (Na+K)^A + 2Ti + 2Al^{VI} + Fe³⁺, sugiere que parte de los cationes representados en el eje de abscisas deben par-

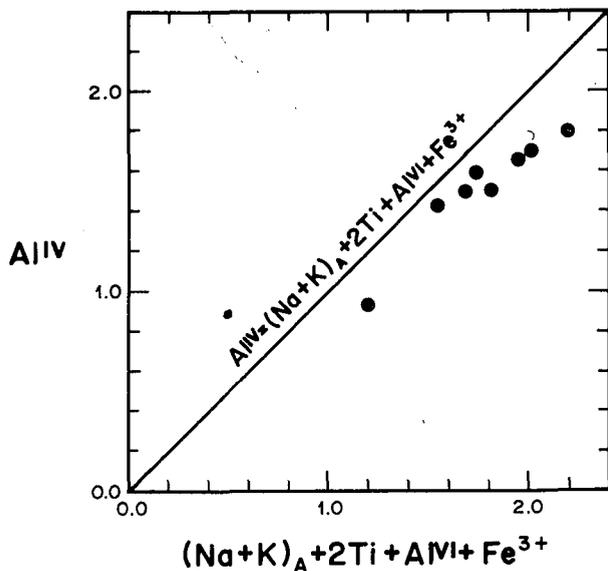


Fig. 6.-Diagrama Al^{IV} - $((Na+K)_A + 2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+})$ mostrando el papel de las sustituciones de los tipos 1, 2, 3 y 7.

Fig. 6.- Al^{IV} - $((Na+K)_A + 2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+})$ diagram illustrating the influence of type 1, 2, 3 and 7 substitutions in the chemistry of the Ca - amphiboles.

ticipar también en otras sustituciones, tales como glaucofana, richterita o riebeckita. A partir de las proyecciones de la Fig. 7 puede descartarse la participación de sustituciones de los tipos 4 y 6, mientras que la buena correlación de los datos en el diagrama $Na(M4) - Fe^{3+}$ indica que la sustitución de tipo riebeckita también resultó operativa. Por tanto, puede concluirse que el quimismo observado en los anfíboles cálcicos se debe a la actuación conjunta de sustituciones de los tipos 1,2,3,5 y 7. La no intervención de sustituciones de los tipos glaucofana y richterita, puede ser tentativamente correlacionada con la cristalización de los anfíboles en un régimen de presiones moderadas.

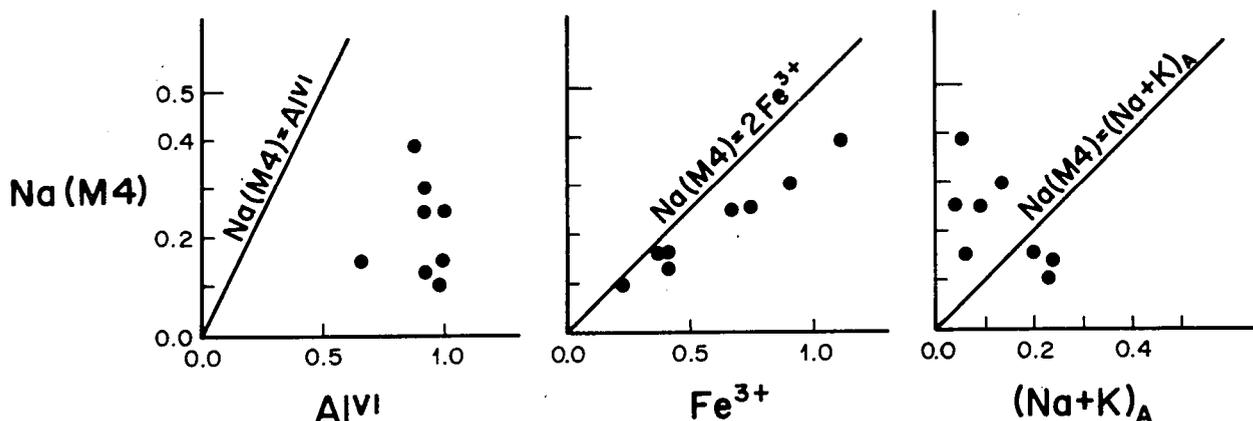
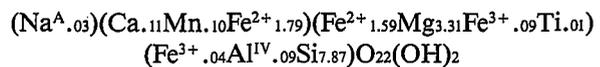


Fig. 7.-Proyecciones para valorar el papel de las sustituciones de tipo glaucofana ($Na(M4) - Al^{VI}$), riebeckita ($Na(M4) - Fe^{3+}$ (VI)) y richterita ($Na(M4) - (Na+K)_A$).

Fig. 7.-Plots to evaluate the influence of the glaucophane ($Na(M4) - Al^{VI}$), riebeckite ($Na(M4) - Fe^{3+}$ (VI)) and richterite ($Na(M4) - (Na+K)_A$) type substitutions in the chemistry of the Ca - amphiboles.

4.1.2. Anfíboles ferromagnesianos

Los análisis de los anfíboles ferromagnesianos han sido formulados asumiendo una suma de cationes igual a 15 (excluidos Na y K), opción que conduce generalmente a una correcta repartición de los cationes en este tipo de anfíboles (Robinson *et al.*, 1982). Las relaciones $Mg/Mg + Fe^{2+}$ son próximas a 0.5, lo que permite clasificar a estos anfíboles como cummingtonitas (Leake, 1978). La ocupación de la posición A es bastante reducida, limitándose a 0.03 cationes en los dos anfíboles analizados (Tabla 2). Una ocupación tan baja de A resulta compatible con unas temperaturas de equilibrio algo inferiores a las que caracterizan a la facies de las anfíbolitas (Robinson *et al.*, 1982). La fórmula estructural media de las cummingtonitas es la siguiente:



4.2. Granates

Los análisis químicos de cuatro granates idioblásticos están recogidos en la tabla 3. Los términos finales han sido calculados mediante el método descrito por Knowles (1987), basado en un cálculo empírico de las relaciones Fe^{3+}/Fe^{2+} . Las composiciones resultan características de almandinos de la facies de las anfíbolitas ($Alm = 58.81 - 66.12$ moles%), con contenidos de CaO próximos al 6% (Miyashiro, 1973). La proporción molecular de piropo no supera los 10 moles%, mientras que la de espesartita alcanza 15.64 moles% en uno de los análisis y se mantiene por debajo de 12 moles% en el resto (9.32 - 11.94).

Para examinar la naturaleza del zonado se han realizado determinaciones en el centro y en el borde de los cristales, las últimas dentro de las primeras 10 - 20 μm . Dos de los granates destacables por su tamaño e idio-

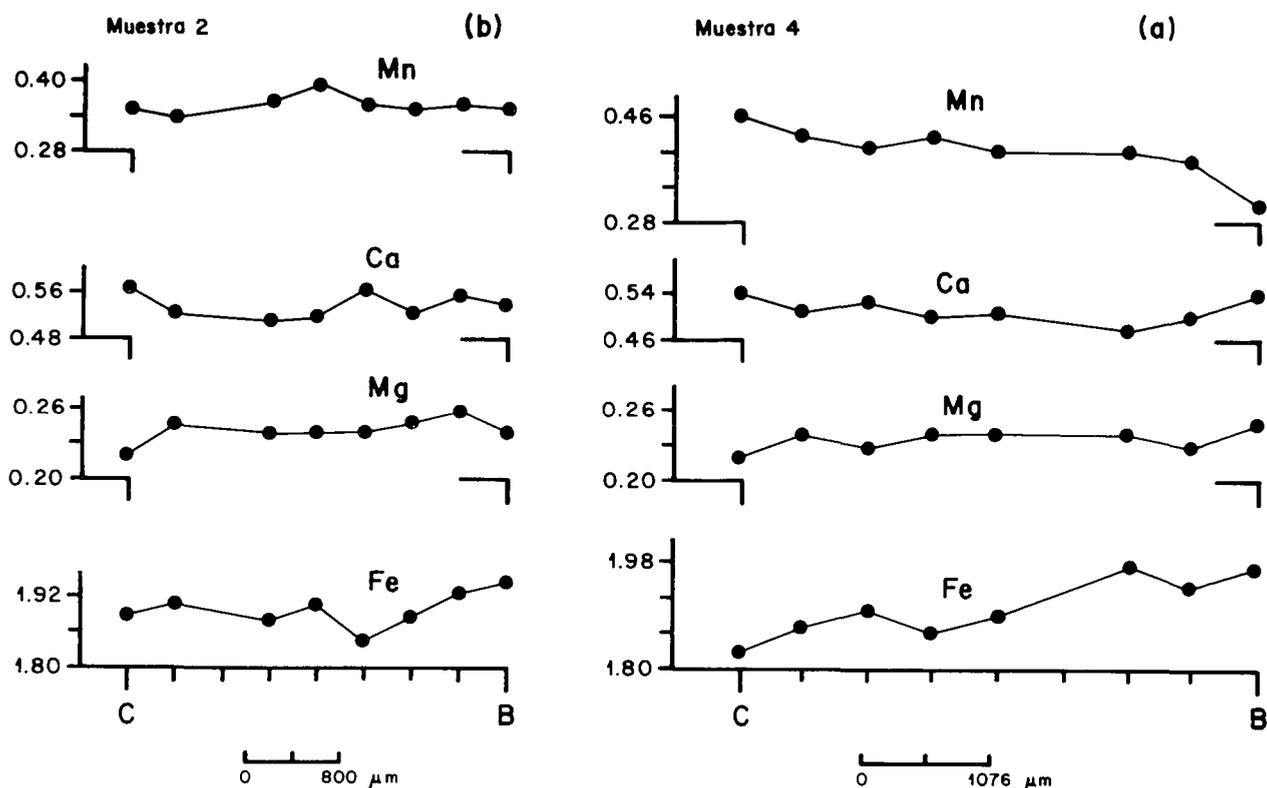


Fig. 8.-Perfiles composicionales centro - borde a través de dos porfidoblastos de granate. a, granate débilmente zonado; b, granate sin zonado regular.

Fig. 8.-Core - rim composition profiles of two porphyroblastic garnets. a, slightly zoned garnet; b, garnet without regular zoning

morfismo fueron estudiados más detalladamente, obteniéndose perfiles composicionales radiales entre el centro y el borde (Fig. 8). A partir de los datos disponibles, parece deducirse la existencia de dos tipos de granates: 1, granates con zonado regular poco intenso y 2, granates sin zonado o con zonado irregular; un ejemplo de cada uno de estos granates se presenta en la Fig. 8a y 8b, respectivamente. Los granates con zonado regular exhiben, de centro a borde, un incremento bastante continuo del Fe y una disminución también sistemática del Mn. Estas tendencias se mantienen a lo largo de todo el cristal, no habiéndose encontrado alteración alguna de esta pauta en las 10 - 20 μm más externas. El contenido en Ca y Mg es bastante constante. Teniendo en cuenta las características del zonado del Fe y Mn, su desarrollo continuo a través de todo el cristal y la ausencia de una inversión de la ley del Mn en la parte más externa de los cristales, resulta posible relacionar esta pauta con el crecimiento del granate (zonado continuo de crecimiento de Tracy, 1982). La mayoría de los granates de este tipo se caracterizan también por un descenso progresivo hacia el borde de la relación Fe/Mg. Esta pauta es, no obstante, diferente a la que se reconoce en los granates de las anfíbolitas consideradas, donde la proporción Fe/Mg se incrementa hacia el borde o no muestra una variación considerable.

En opinión de los autores, el incremento débil de la relación Fe/Mg se debe a una característica propia del desarrollo de la reacción multivariante que contro-

la el crecimiento del mineral. Otra explicación posible sería que el zonado descrito no fuese de hecho un zonado continuo de crecimiento, sino un zonado difusional, generado ya sea durante un estadio progrado o retrógrado posterior al crecimiento de los cristales (Ghent, 1988), o bien durante un episodio retrógrado subsiguiente a la homogeneización de los mismos (Tracy *et al.*, 1976). Además de que los modelos difusionales no resultan coherentes con el marcado idiomorfismo de los granates, la segunda posibilidad resulta en cualquier caso fácilmente descartable, tanto por el descenso del Mn hacia el borde de los cristales (contrariamente al aumento que cabría esperar en este tipo de zonados), como por las temperaturas de equilibrio de la paragénesis de la anfíbolita, sensiblemente inferiores a las que se consideran necesarias para la homogeneización de los granates (T más de 650°C ; Tracy, 1982; Ghent, 1988). La eliminación de la primera posibilidad resulta más problemática, aunque no existe evidencia petrográfica alguna de que el mineral haya sido reactante en reacciones desarrolladas después de su crecimiento.

4.3. Plagioclasas

Las composiciones de las plagioclasas corresponden a soluciones albita - anortita prácticamente ideales, con contenidos de ortosa próximos al 1% (Tabla 4). Varían entre An_{54} y An_{83} , aunque estos valores no

coexisten en la misma sección, ya que en una de las dos muestras donde la plagioclasa fue analizada ésta oscila entre An₅₄ y An₅₆, mientras que en la otra lo hace entre An₇₂ y An₈₃, correspondiendo la composición algo más básica al borde de los cristales. Sin embargo, si se tiene en cuenta la homogeneidad composicional y mineralógica de las metabasitas estudiadas, no parecen existir inconvenientes para aceptar la coexistencia de los dos tipos de plagioclasas dentro de las anfibolitas.

Existen dos posibilidades principales para explicar la coexistencia de los dos tipos de plagioclasas. Ambas composiciones resultarían compatibles si la plagioclasa más básica correspondiese en realidad a un fenocristal ígneo no reequilibrado con la matriz, en cuyo caso la plagioclasa más ácida mostraría la composición estable durante el pico térmico. La otra alternativa parte de considerar la existencia de un "gap" composicional en la serie de solución sólida Ab - An a las condiciones termobáricas alcanzadas por las anfibolitas, en cuyo caso las dos plagioclasas habrían coexistido en equilibrio durante el máximo termal. Otras alternativas, como que la plagioclasa más ácida pueda tener una naturaleza retrógrada, no se sustentan a partir de la observación petrográfica, además de que una composición única de bitownita resultaría excesivamente básica para el rango de temperaturas bajas - medias de la facies de las anfibolitas (Winkler, 1979; Spear, 1981).

La verosimilitud de la primera alternativa ha quedado bien documentada a partir del trabajo experimental de Moody *et al.* (1983) en la transición esquistos verdes - anfibolitas. Estos autores encontraron que en una parte de los experimentos realizados, algunas plagioclasas ígneas (presentes en el material de partida) no alcanzaron el equilibrio químico con la matriz, y retienen composiciones similares a las iniciales. No obstante, teniendo en cuenta que las plagioclasas analizadas por nosotros muestran intercrecimientos con la matriz, y que con frecuencia atrapan inclusiones de anfíbol, lo más probable es que todos los cristales tengan una naturaleza blástica o ígnea completamente reequilibrada. La segunda posibilidad ha sido propuesta por Spear (1982) para explicar la coexistencia de andesina y bitownita en metabasitas de Vermont (grado de distena - estaurolita). En este supuesto, el más probable también para las anfibolitas de Sierra Albarrana, ambas plagioclasas coexistirían en equilibrio durante el máximo termal. La presencia de este vacío de miscibilidad está de acuerdo con la topología general para relaciones de fases entre plagioclasas propuesto por Smith (1972).

4.4. Óxidos de Fe - Ti

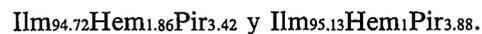
Las determinaciones analíticas realizadas en los minerales opacos, indican que en las anfibolitas sólo existe una fase mineral perteneciente al sistema TiO₂ - FeO - Fe₂O₃. Las composiciones de estos óxidos permiten identificarlos como ilmenitas prácticamente ideales (Tabla 5).

	1-3	2-3	3-4	4C4	4B4
SiO ₂	52.83	52.90	50.03	49.51	47.23
TiO ₂	0.03	0.04	0.11	0.16	0.12
Al ₂ O ₃	29.51	29.91	30.92	31.09	32.86
FeO	0.15	0.13	0.12	0.04	0.07
MgO	-	-	0.02	0.02	0.01
MnO	-	-	-	-	0.02
CaO	11.27	11.72	14.79	14.93	16.98
Na ₂ O	5.33	5.06	3.01	2.97	1.83
K ₂ O	0.03	0.03	0.18	0.16	0.18
Total	99.15	99.79	99.18	98.88	99.30
Si	2.41	2.40	2.30	2.29	2.19
Ti	-	-	-	0.01	-
Al	1.59	1.60	1.68	1.69	1.79
Fe	0.01	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-
Mn	-	-	-	-	-
Ca	0.55	0.57	0.73	0.74	0.84
Na	0.47	0.45	0.27	0.27	0.16
K	-	-	0.01	0.01	0.01
Total	5.03	5.02	4.99	5.01	4.99
Ab	46.08	44.12	26.73	26.47	15.84
An	53.92	55.88	72.28	72.55	83.17
Or	-	-	0.99	0.98	0.99

o = 8
C = centro; B = borde

Tabla 4.-Análisis químicos representativos de plagioclasas.
Table 4.-Representative chemical analyses of plagioclasses.

Los análisis de estas ilmenitas han sido normalizados a 2 cationes y formulados en términos de los miembros finales ilmenita (Ilm) - hematites (Hem) - pirofanita (Pir). El método utilizado para estimar las relaciones Fe³⁺/Fe²⁺ es el mismo que describe Rumble (1973). El contenido en Ilm varía entre 91.84 y 97.98 moles%, alcanzando un valor medio de Ilm 94,97 moles%; el porcentaje medio de Hem es muy bajo (Hem = 1.32 moles%), siendo algo mayor el del término pirofanita (Pir = 3.70 moles%). No existen diferencias significativas entre las ilmenitas incluidas en los porfidoblastos de granate (análisis 2, 6 y 8; Tabla 5) y las que forman parte de la matriz. Las composiciones medias respectivas de ambos tipos de ilmenitas son



Si se tiene en cuenta que durante el máximo termal la paragénesis estable en las metabasitas es propia de la parte de baja - media T de la facies de las anfibolitas (500 - 600°C), y que la ilmenita en equilibrio tiene una composición muy próxima al término final FeTiO₃, puede deducirse que esta paragénesis se equilibró a unas condiciones de fO₂ moderadamente bajas. De acuerdo con los trabajos experimentales de Buddington y Lindsley (1964) y Spencer y Lindsley (1981), el valor más probable de la presión parcial de oxígeno al final del crecimiento del granate (pico térmico), debió ser algo menor de 10⁻²⁰. Más difícil resulta estimar el valor de fO₂ durante el estadio inicial de la cristalización del granate, es decir en la etapa ligeramente anterior al pico térmico. No obstante, considerando que no existen diferencias composicionales significativas entre las

	1-1	2-1	3-2	4-2	5-3	6-3	7-4	8-4
SiO ₂	-	-	0.21	0.03	-	0.01	0.04	0.02
TiO ₂	50.50	51.40	51.65	52.73	49.79	50.66	52.61	53.64
Al ₂ O ₃	-	-	0.03	-	-	-	-	-
FeO	47.51	46.53	44.32	42.70	44.96	44.78	45.96	43.28
MgO	0.03	0.15	0.18	0.02	-	0.10	0.37	0.35
MnO	1.28	0.79	1.80	3.06	1.27	1.64	1.17	1.79
CaO	-	0,04	0.62	1.31	0.08	0.01	0.28	0.18
Total	99.32	98.91	98.81	99.85	96.10	97.20	100.43	99.26
Si	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Ti	0.97	0.98	0.98	0.99	0.98	0.98	0.99	1.03
Al	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.06	0.03	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.94	0.96	0.94	0.90	0.95	0.90	0.97	0.92
Mg	-	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.01
Mn	0.03	0.02	0.04	0.07	0.03	0.04	0.02	0.04
Ca	-	-	0.02	0.04	-	-	0.01	-
Ilm	94.00	96.48	95.88	92.78	95.00	91.84	97.98	95.83
Hem	3.00	1.51	-	-	2.00	4.08	-	-
Pir	3.00	2.00	4.12	7.22	3.00	4.08	2.02	4.17
cationes = 2								

Tabla 5.- Análisis químicos representativos de óxidos de Fe - Ti.
Table 5.- Representative chemical analyses of Fe - Ti oxides.

ilmenitas atrapadas en el grante y las de la matriz, que la blastesis del almandino se produjo en un régimen progrado, y que las isopleetas de XFeTiO₃ tiene una pendiente positiva en los diagramas fO₂-T (Spencer y Lindsley, 1981), lo más probable es que durante la cristalización del granate el valor de fO₂ se mantuviese más o menos constante o con ligera tendencia a aumentar.

5. ANÁLISIS GRÁFICO

El análisis gráfico de metabasitas presenta algunas dificultades por la complejidad de los sistemas químicos de referencia, de los que forman parte casi todos los elementos mayoritarios. No obstante, existen un número considerable de representaciones que hacen posible este análisis (Robinson y Jaff, 1969; Stout, 1972; Harte y Graham, 1975; Laird, 1980; Robinson *et al.*, 1982; Spear, 1982). Estas proyecciones son de tipo tetraédrico y tienen importantes ventajas sobre las representaciones triangulares convencionales (p.e. sobre el clásico diagrama ACF), permitiendo la representación de un mayor número de fases y de sus relaciones FeO/MgO, al tratar generalmente a los dos últimos óxidos como componentes independientes (Abbot, 1982).

En una primera aproximación, las anfibolitas pueden ser representadas por el sistema SiO₂ - Al₂O₃ - FeO - MgO - CaO - Na₂O - H₂O. De él se han excluido los óxidos Fe₂O₃, MnO, TiO₂ y K₂O, cuyos contenidos en metabasitas son bastante minoritarios y sirven sobre todo para estabilizar fases accesorias, como óxidos de Fe - Ti, biotita y espesartita en solución sólida en almandino (Spear, 1982; Robinson *et al.*, 1982). Si las anfibolitas contienen cuarzo, lo que resulta una situación bastante común y es el caso también de las anfibolitas consideradas, una proyección desde este mineral permite eliminar el componente SiO₂ del sistema de referencia. Una consideración análoga permite eliminar también el componente H₂O, siempre que se acepte que es un componente perfectamente móvil, con potencial químico fijado externamente. Por tanto, a efectos de su tratamiento quemográfico, las anfibolitas pueden ser correctamente representadas por el sistema de cinco componentes Al₂O₃ - FeO - MgO - CaO - Na₂O.

Teniendo en cuenta que las anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana contienen una paragénesis en equilibrio textural constituida por hornblenda + granate + plagioclasa + cuarzo + ilmenita, un análisis quemográfico de esta paragénesis puede aportar datos acerca de su estado de equilibrio químico, lo que resulta previo a la realización de un estudio termobaromé-

trico de la misma. La proyección desde plagioclasa, cuarzo y H₂O de Robinson y Jaffe (1969) y Stout (1972) es la más apropiada para este fin, ya que muestra satisfactoriamente las relaciones de las fases consideradas.

La proyección de los análisis de hornblenda se ha realizado asumiendo FeO = FeO(t). Esta elección se justifica por la incertidumbre existente en el cálculo por balance de cargas de las relaciones Fe³⁺/Fe²⁺ en anfíboles, lo que origina con frecuencia una sobreestimación de los valores de Fe³⁺. Además, como sugieren Graham y Powell (1984), una de las características de las hornblendas coexistentes con granate es su bajo valor de la relación Fe³⁺/Fe²⁺, por lo que la asunción FeO = FeO(t) no debe influir significativamente en la proyección. En la Fig. 9 se han representado tres pares hornblenda - granate de las anfibolitas; los análisis de granates corresponden al borde de los cristales. Las disposiciones de las líneas de unión ("tie lines") son regulares y bastante sistemáticas, sin que aparezcan líneas cruzadas. Este hecho sugiere que la paragénesis se encuentra en equilibrio químico, y ha sido equilibrada bajo las mismas condiciones de P, T y potencial químico de los componentes que se proyectan (Zen, 1963; Robinson *et al.*, 1982).

En el sistema de referencia SiO₂ - Al₂O₃ - FeO - MgO - CaO - Na₂O - H₂O, la paragénesis con las cinco fases - hornblenda + granate + plagioclasa + cuarzo + H₂O - resulta cuadvariante con respecto a P, T,

μH₂O y relación composicional entre hornblenda y granate. Esta elevada varianza sugiere que la paragénesis puede existir en un amplio rango de condiciones, lo que queda confirmado por los estudios petrográficos generales, que sitúan su campo de estabilidad a través de la mayor parte de las facies de las anfibolitas (Winkler, 1979; Turner, 1981).

6. TERMOBAROMETRÍA

Las técnicas termobarométricas de utilización corriente en rocas metamórficas se han diseñado para obtener las condiciones del máximo termal alcanzado por la trayectoria P,T,t correspondiente (Spear *et al.*, 1984). La aplicación de estas técnicas al establecimiento de las historias progradas y retrógradas encuentra problemas, tanto por el frecuente "overprinting" de las paragénesis pre - pico, como por el equilibrio local y en mosaico que se asocia a la mayor parte de las paragénesis retrógradas. No obstante, para ambos casos se han publicado numerosas aproximaciones tanto teóricas como prácticas (Spear y Selverstone, 1983; Selverstone, 1985; St-Onge, 1986; Arenas, 1991).

En las anfibolitas granatíferas de Sierra Albarraña, la paragénesis fundamental representa con seguridad el máximo termal alcanzado por las metabasitas. Esta paragénesis se encuentra en equilibrio textural y químico y esta sólo localmente afectada por reempla-

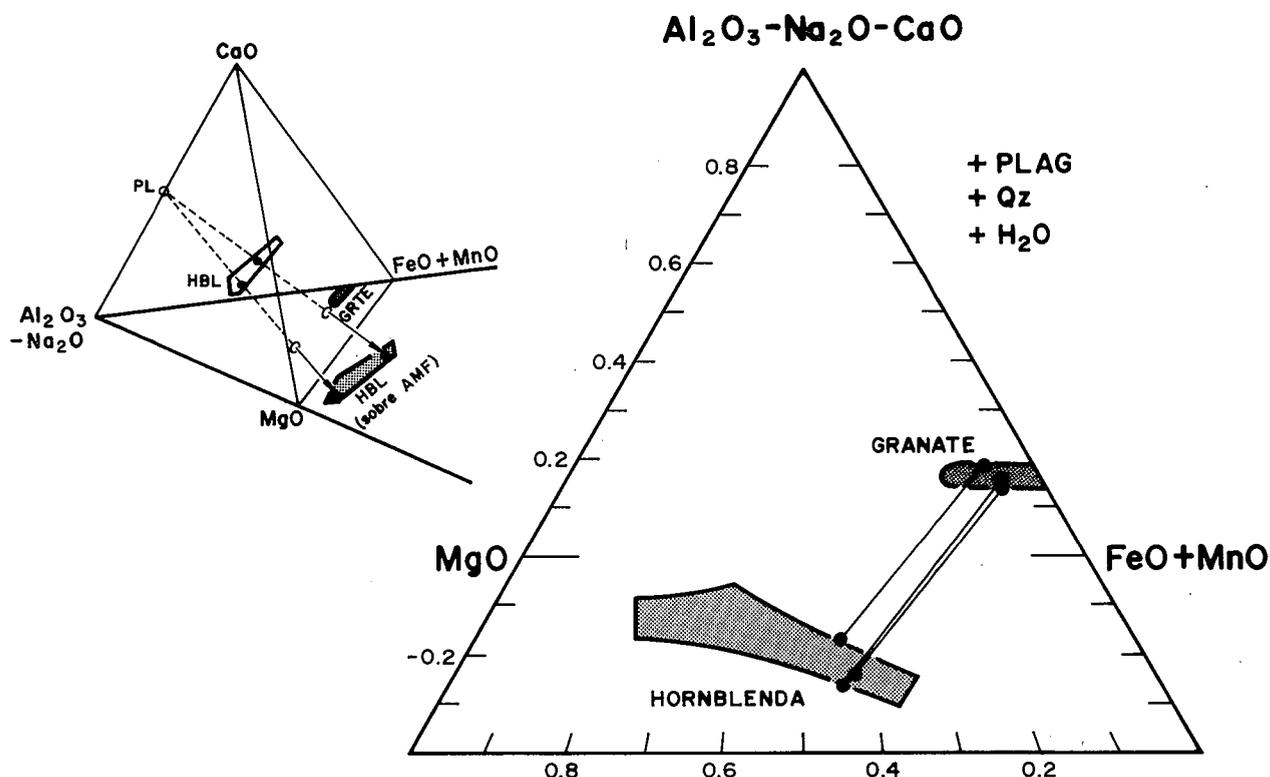


Fig. 9.-Proyección desde plagioclasa, cuarzo y H₂O (Robinson y Jaffe, 1969; Stout, 1972) para tres pares granate - hornblenda.

Fig. 9.-Projection from plagioclase, quartz and H₂O (Robinson and Jaffe, 1969; Stout, 1972) for three garnet - hornblende pairs of the amphibolitic assemblage.

zamientos retrógrados, por lo que resulta bastante adecuada para deducir las condiciones del pico metamórfico mediante métodos termobarométricos. La asociación de referencia (Ho + Pl + Gr + Qz + Il) tiene un rango de estabilidad teórica muy amplio, que abarca casi todo el espacio P-T de la facies de las anfibolitas. Este hecho es especialmente relevante en el caso de la presión, ya que teniendo en cuenta los trabajos experimentales de Spear (1981) y Moody *et al.* (1983), su límite bórico inferior se sitúa en torno a unos 3.5 Kb, llegando el límite superior hasta los 12 - 14 kb (Abbot, 1982; Bohlen y Liotta, 1986). Por tanto, habida cuenta de la inutilidad de consideraciones topológicas, la aplicación de termometría de intercambio y de barometría de reacciones sólido - sólido resulta imprescindible para conocer las condiciones de equilibrio de la paragénesis de las anfibolitas.

6.1. Termometría

Para deducir la temperatura de equilibrio se han utilizado los geotermómetros granate - hornblenda (Graham y Powell, 1984) y granate - ilmenita (Pownceby *et al.*, 1987). Ambos métodos se basan en reacciones de intercambio (Fe - Mg y Fe - Mn, respectivamente) con un incremento del volumen bastante pequeño, por lo que resultan termómetros ideales, virtualmente independientes de la presión.

Los mejores resultados se obtienen con la ecuación de Graham y Powell (1984), utilizando en las hornblendas $Fe^{2+} / Fe^{2+}(t)$ como los propios autores sugieren. Los bordes de los granates se equilibraron con el anfíbol a una temperatura variable entre 527 y 547°C, con un valor medio en torno a 533°C. Las temperaturas que se deducen para el centro de los cristales de granate no varían apenas en relación a las de los bordes ($T = 523-550^\circ C$, con valor medio de 534°C), aunque el granate que presenta la zonación más regular (muestra n.º 4; Fig. 8) proporciona temperaturas con ligera tendencia a aumentar desde el centro hasta el borde (537/C - 547/B°C). Parece por tanto que los valores térmicos que se obtienen para el equilibrio granate - hornblenda son bastante homogéneos y sistemáticos, lo que resulta una nueva prueba de la existencia de equilibrio químico en la asociación mineral característica de las anfibolitas de Sierra Albarrana. La media de todas las estimaciones de temperatura realizadas con este termómetro es de $T = 535^\circ C$ ($n = 20$), mientras que el intervalo $T = 537 \pm 15^\circ C$ recoge la totalidad de los valores obtenidos.

La calibración de Pownceby *et al.* (1987) conduce a valores de temperatura muy altos y dispersos, claramente desprovistos de significado geológico (media en torno a 740 °C). Tan sólo algunas de las ilmenitas incluidas en granate proporcionan resultados más próximos a los del termómetro anterior ($T = 550^\circ C$ para la ilmenita n.º 2), pero tampoco pueden considerarse significativos por su aleatoriedad. Probablemente, como Pownceby *et al.* (1987) sugieren, estos datos deben

indicar que el reparto Fe - Mn entre granate e ilmenita (muy sensible en muestras naturales) ha sido algo modificado con posterioridad a la temperatura de bloqueo de la reacción de intercambio original. Procesos difusionales en la ilmenita relacionados con reajustes retrógrados, deben ser la causa de la escasa utilidad de este termómetro.

6.2. Barometría

Algunos barómetros que resultan aplicables a las anfibolitas son los que se basan en los equilibrios granate - rutilo - ilmenita - plagioclasa - cuarzo (GRIPS), granate - hornblenda - plagioclasa - cuarzo (GHPS) y el contenido en componente crossítico del anfíbol cálcico. El último de estos métodos (Brown, 1977) es semicuantitativo y no perfectamente aplicable a las anfibolitas de Sierra Albarrana, ya que en la paragénesis fundamental de estas rocas no figuran fases como clorita, albita y magnetita, imprescindibles para que el componente crossítico (NaM4) sea estrictamente dependiente de la presión (Brown, 1977). No obstante, el rango de presiones que proporciona para las hornblendas consideradas, que varía entre 3 y 7 kb, puede contemplarse como un régimen bórico de referencia.

Para la utilización del barómetro basado en la paragénesis GRIPS (Bohlen y Liotta, 1986), hay que tener en cuenta que el rutilo no forma parte de la mineralogía de las anfibolitas, por lo que en este caso y asumiendo $aTiO_2 = 1$ (saturación en rutilo), lo que se obtiene es un límite máximo para la presión de equilibrio de la paragénesis de referencia (Ghent y Stout, 1984; Bohlen y Liotta, 1986). El cálculo de la constante de equilibrio de la reacción sólido - sólido correspondiente (grossularia + 2 almandino + 6 rutilo = 6 ilmenita + 3 anortita + 3 cuarzo), se ha realizado utilizando los modelos de actividad - composición de Hodges y Spear (1982) y Hodges y Royden (1984), para granates y plagioclasas respectivamente, así como un modelo de mezcla ideal para la ilmenita ($aIlm = XIIm$). De este modo se deduce que la paragénesis de las anfibolitas se ha equilibrado bajo unas condiciones de $P < 6.5 \pm 0.5$ kb (T con granate - hornblenda), sin que se observe una variación significativa entre los valores proporcionados por centros y bordes de granates. Teniendo en cuenta que las ilmenitas son términos casi ideales (Hem + Pir < 8.5 moles%), estos resultados deben estar muy poco influidos por los reajustes retrógrados que han debido afectar a la mayoría de los Fe-Ti óxidos.

El equilibrio granate - hornblenda - plagioclasa - cuarzo, calibrado empíricamente por Kohn y Spear (1989), resulta el barómetro más adecuado para las anfibolitas de Sierra Albarrana. El cálculo se ha realizado con los mismos modelos de actividad - composición para granate, plagioclasa y anfíbol que utilizaron Kohn y Spear (1989) en el desarrollo del método, así como con una estimación de la temperatura mediante termometría granate - hornblenda (Graham y Powell, 1984). Las presiones que se obtienen varían entre 3.8 y 4.9 kb,

con un valor medio en torno a 4.3 kb; por consiguiente, unas condiciones de $P = 4.3 \pm 0.5$ kb resultan las más probables para las anfibolitas. Los valores calculados son bastante similares en centros y bordes de granates, no encontrándose variaciones sistemáticas ni que por su magnitud puedan considerarse significativas.

Los cálculos basados en el equilibrio GHPS indican por tanto que la paragénesis característica de las anfibolitas se ha equilibrado a $P = 4.3 \pm 0.5$ kb. Este resultado es compatible con los otros obtenidos con el componente crossítico del Ca - anfíbol ($3 \text{ kb} < P < 7 \text{ kb}$) y con el equilibrio GRIPS ($P < 6.5 \pm 0.5 \text{ kb}$).

7. DISCUSIÓN

Como es conocido, es norma en la mayoría de los terrenos metamórficos regionales que el pico térmico no se alcance hasta que no se producen ciertas tasas de exhumación. O lo que es lo mismo, que el máximo bórico y el térmico no coincidan en el tiempo y sea el primero el que antes se produce en la trayectoria P-T. El desarrollo de casos extremos en esta situación general es función del modelo de engrosamiento cortical que caracterice al cinturón metamórfico. Así, la mayor separación entre el máximo enterramiento y el calentamiento principal, se producirá donde el engrosamiento esté originado por el emplazamiento de pocas y potentes láminas alóctonas (engrosamiento por "thrusting"); por el contrario, un engrosamiento nivel a nivel, generalmente motivado por el desarrollo de pliegues tumbados (engrosamiento homogéneo), dará lugar a la menor separación (England y Thompson, 1984; Thompson y England, 1984). La evolución metamórfica que han seguido las anfibolitas con granate de Sierra Albarrana, sugiere que este sector del Macizo Ibérico resulta más afín al segundo de los modelos considerados.

En efecto, las anfibolitas no muestran ninguna evidencia de una historia de mayor presión que la estima-

da para su paragénesis fundamental. Las inclusiones que se encuentran en los grandes porfidoblastos de granate son de la misma naturaleza que la mineralogía de la matriz; la ausencia generalizada de rutilo (tampoco presente como microinclusiones) permite fijar un límite máximo para la presión de 6.5 kb (equilibrio GRIPS). Por consiguiente, el pico térmico debe ser esencialmente coincidente con el bórico, quedando ambos valores definidos por las condiciones P-T determinadas mediante la paragénesis fundamental de las anfibolitas. La región de Sierra Albarrana ha sufrido una historia metamórfica típicamente mesocortical, durante la que formó parte de un sector de cadena sometido posiblemente a engrosamiento homogéneo.

En conjunto, la evolución tectonotermal que puede deducirse para las metabasitas estudiadas y para el sector en el que afloran, es bastante similar a la que se registra en diferentes áreas metamórficas (a menudo domáticas) en facies de las anfibolitas en el Macizo Ibérico (Martínez y Rolet, 1988; Martínez *et al.*, 1988; Macaya *et al.*, 1991; Arenas, 1991). No obstante, la mayoría de estas áreas han alcanzado tasas mayores de enterramiento que las registradas en Sierra Albarrana. Teniendo en cuenta las condiciones de presión y temperatura calculadas para las anfibolitas, junto con el gradiente moderadamente alto ligado al pico térmico (unos $35^\circ\text{C}/\text{km}$), el metamorfismo regional de Sierra Albarrana debe encuadrarse dentro del rango bórico menor del metamorfismo de presiones medias. Una prueba adicional de este tipo de régimen se encuentra en las características de la blastesis del granate almandino, que no se produce hasta que la trayectoria P-T se encuentra dentro de la facies de las anfibolitas, en las proximidades del máximo termal. Esta cristalización resulta algo tardía en relación a la que se encuentra en otras regiones barrovienses con un gradiente de presión mayor (Wiseman, 1934; Turner, 1981; Labotka, 1987; Yardley, 1989), donde la aparición del almandino en metabasitas suele coincidir con su misma isograda en metapelitas, dentro de la zona de temperaturas medias o medias-altas de la facies de los esquistos verdes.

BIBLIOGRAFÍA

- Abalos, B. (1990): *Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz - Córdoba*. Tesis. Univ. del País Vasco, 430 p.
- Abalos, B., Eguiluz, L. y Apalategui, O. (1990): Constitución tectono - estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz - Córdoba: nueva propuesta de subdivisión. *Geogaceta*, 7: 71-73.
- Abbot, R.N.Jr. (1982): A petrogenetic grid for medium and high grade metabasites. *Amer. Miner.*, 67: 865-876.
- Arenas, R. (1991): Opposite P,T,t paths of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (northwest of the Iberian Massif). *Tectonophysics.*, 191: 347-364.
- Azor, A., González-Lodeiro, F., Marcos, A. y Simancas, J.F. (in press.): Edad y estructura de las rocas de Sierra Albarrana (SW del Macizo Hespérico). Implicaciones regionales. *Geogaceta*.
- Bohlen, S.R. y Liotta, J.J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Jour. Petrol.*, 27: 1025-1034.
- Brown, E.H. (1977): The crossite content of Ca - amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Jour. Petrol.*, 18: 53-72.
- Buddington, A.F. y Lindsley, D.H. (1964): Iron - titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Jour. Petrol.*, 5: 310-357.
- Chacón, J., Delgado-Quesada, M. y Garrote, A. (1974): Sobre la existencia de diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvás - Badajoz - Córdoba (Macizo Hespérico Meridional). *Bol. Geol. Min.*, 85: 713-717.

- Chacón, J., Oliveira, V., Ribeiro, A. y Oliveira, J.T. (1983): La estructura de la Zona de Ossa - Morena. In: *Libro Geología de España*, I: p. 490-504. IGME, Madrid.
- Delgado-Quesada, M. (1971): Esquema geológico de la hoja n.º 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 82: 277-286.
- England, P.C. y Thompson, A.B. (1984): Pressure - Temperature - Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Jour. Petrol.*, 25: 894-928.
- García-Casquero, J.L., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A. y Chacón, J. (1988): Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz - Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, 77: 483-489
- Garrote, A. (1976): Asociaciones minerales del Nucleo Metamórfico de Sierra Albarrana (Córdoba). Sierra Morena Central. *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 82: 17-39.
- Garrote, A., Ortega-Huertas, M. y Romero, J. (1980). Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba). Sierra Morena. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, 4: 145-168.
- Ghent, E.D. (1988): A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: *Eclogites and eclogite - facies rocks*. D.C. Smith (edit.). Developments in Petrology 12: p. 207-235. Elsevier.
- Ghent, E.D. y Stout, M.Z. (1984): TiO₂ activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 248-255.
- González del Tánago, J. y Peinado, M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Min.*, 101: 18-40.
- Graham, C.M. y Powell, R. (1984): A garnet - hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Jour. Metamorphic Geology*, 2: 13-31.
- Harte, B. y Graham, C.M. (1975): The graphical analysis of greenschist to amphibolites facies mineral assemblages in metabasites. *Jour. Petrol.*, 16: 347-370.
- Hodges, K.V. y Spear, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Maasilauke. New Hampshire. *Amer. Miner.*, 67: 1118-1134.
- Hodges, K.V. y Royden, L. (1984): Geologic thermobarometry of retrograde metamorphic rocks: An indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 7077-7090.
- Knowles, C. (1987): A basic program to recast garnet end members. *Computer Geosci.*, 13: 655-658.
- Kohn, J. y Spear, F.S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Amer. Miner.*, 74: 77-84.
- Lobotka, T.C. (1987): The garnet + hornblende isograd in calcic schist from an andalusite - type regional metamorphic terrain, Panamint Mountains, California. *Jour. Petrol.*, 28: 323-354.
- Laird, J. (1980): Phase equilibria in mafic schist from Vermont. *Jour. Petrol.*, 21: 1-37.
- Laurent, P. (1974): *Structure et Pétrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz - Córdoba a l'ouest d'Azuaga*. Thèse 3eme cycle. Univ. Montpellier: 105 p.
- Leake, E.B. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, 63: 1023-1052.
- Macaya, J., González-Lodeiro, F., Martínez-Catalán, J.R. y Alvarez-Lobato, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and back folding in the basement of the Hercynian orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in Spanish Central System. *Tectonophysics*, 191: 291-309.
- Martínez, F.J. y Rolet, J. (1988): Late Palaeozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. In: *The Caledonian - Appalachian Orogen* (A.L.Harris y D.J.Fetes, Eds.), Geological Soc. Spec. Pub., 38: 611-620.
- Martínez, F.J., Julivert, M., Sebastián, A., Arboleya, M.L. y Gil-Ibarguchi, J.I. (1988): Structural and thermal evolution of high - grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Amer. Jour. Sci.*, 288: 969-996.
- Miyashiro, A. (1973): Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen & Unwin*: 492 p.
- Moody, J.B., Meyer, D. y Jenkins, J.E. (1983): Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems. *Amer. Jour. Sci.* 283: 48-92.
- Pownceby, M.I., Wall, V.J. y O'Neill, H.S.C. (1987): Fe - Mg partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97: 116-126.
- Robinson, P. y Jaffe, H.W. (1969): Chemographic exploration of amphibole assemblages from central Massachussets and southwestern New Hampshire. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper*, 2: 251-274.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. y Doolan, B.L. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrences and theory. In: *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* (D.R.Veblen y P.H.Ribbe, Edts.). Reviews in Mineralogy, 9B: p. 1-227. Min. Soc. Amer.
- Rumble, D., III (1973): Fe - Ti oxide minerals from regionally metamorphosed quartzites of eastern New Hampshire. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 181-195.
- Selverstone, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps. *Tectonics*, 7: 687-704.
- Smith, J.V. (1972): Critical review of synthesis and occurrence of plagioclase feldspars and a possible phase diagram. *Jour. Geol.*, 80: 505-525.
- Spear, F.S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. Jour. Sci.*, 281: 697-734.
- Spear, F.S. (1982): Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Mt. Cube quadrangle, Vermont. *Jour. Petrol.*, 23: 383-426.
- Spear, F.S. y Selverstone, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 348-357.
- Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. y Hodges, K.V. (1984): P-T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12: 87-90.
- Spencer, K.J. y Lindsley, D.H. (1981): A solution model for coexisting iron - titanium oxides. *Amer. Miner.*, 66: 1189-1201.
- St-Onge, M.R. (1986): Zoned poikiloblastic garnets: P-T paths and syn - metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmany Orogen, Canada. *Jour. Petrol.*, 28: 1-21.
- Stout, J.H. (1972): Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *Jour. Petrol.*, 13: 99-146.
- Thieblemont, D., Triboulet, C. y Godard, G. (1988): Mineralogy, petrology and P-T path of Ca-Na amphibole assemblage, Saint Martin des Noyeus formation, Vendée, France. *Jour. Metamorphic Geology*, 6: 697-715.
- Thompson, A.B. y England, P.C. (1984): Pressure-Temperature - Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrol.*, 25: 929-955.

- Tracy, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. (J.M. Ferry, Ed.). Min. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*, 10: 355-397.
- Tracy, R.J., Robinson, P. y Thompson, A.B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *Amer. Miner.*, 61: 762-775.
- Turner, F.J. (1981): *Metamorphic petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects*. Mc. Graw-Hill: 522 p.
- Winkler, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag: 348 p.
- Wiseman, J.D.H. (1934): The central and southwest highland epidiorites: a study in progressive metamorphism. *Q. Jour. Geol. Soc. London*, 90: 354-417.
- Yardley, B.W.D. (1989): *An introduction to Metamorphic Petrology*. Longman: 248 p.
- Zen, E.-an (1963): Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks. *Amer. Jour. Sci.*, 261: 929-942.
- Zwart, H.J. (1962): On the determination of polymorphic mineral associations and its applications to the Bosost area (central Pyrenees). *Geol. Rundschau*, 52: 38-65.

Recibido el 29 de abril de 1991
Aceptado el 6 de septiembre de 1991