

El núcleo metamórfico de Valuengo (Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico): Petrografía, Termobarometría y evolución Geodinámica

A. APRAIZ y L. EGUÍLUZ

Dpto. de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Euskal Herriko Unibertsitatea-Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.

Resumen: El núcleo de Valuengo es un domo migmatítico ubicado en la parte central de la Zona de Ossa Morena, en concreto en el flanco sur de la antiforma de Monesterio. Está compuesto por una serie detrítica con intercalaciones de carácter pelítico y volcanosedimentario. Estas rocas están afectadas por un episodio de metamorfismo hercínico que alcanza la facies de las anfibolitas de alta temperatura. Consecuencia de este metamorfismo es el desarrollo general de procesos de fusión parcial que dan origen a la formación de metatexitas, diatexitas y granitoides heterogéneos. A partir de un estudio petrológico y de la aplicación de diversas calibraciones geotermobarométricas se han calculado las condiciones de presión y temperatura del metamorfismo. Los resultados obtenidos con los distintos métodos empleados son homogéneos y reflejan una evolución de la presión y de la temperatura de tipo horario, con un máximo bórico de 1.000-1.200 MPa. a temperaturas de 600-650°C y un máximo térmico posterior de aproximadamente 700 °C bajo unas condiciones de presión de 800 MPa. Estos datos sugieren la formación de este domo migmatítico bajo gradientes geotérmicos de alrededor de 35 °C/km. Los datos estructurales y los resultados geotermobarométricos sugieren que la evolución metamórfica está relacionada con un proceso de engrosamiento cortical, al menos en parte relacionado con un cabalgamiento de escala crustal, y con el posterior desmantelamiento de la corteza engrosada mediante la acción de procesos erosivos y de una tectónica extensional.

Palabras clave: migmatitas, metamorfismo, evolución P-T, Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

Abstract: The Valuengo metamorphic core is a migmatitic dome located in the central part of the Ossa-Morena Zone, in the southern limb of the Monesterio antiform. It is constituted by a terrigenous succession with interbedded pelitic and volcanosedimentary rocks. These rocks underwent progressive metamorphism reaching the high-temperature amphibolite facies during the Hercynian orogeny. Metamorphism gave rise to generalized partial melting leading to the generation of metatexites, diatexites and inhomogeneous granitoids. A detailed petrologic study and the application of diverse geothermo-barometric calibrations enabled calculation of the pressure and temperature conditions prevailing during Hercynian metamorphism. The results obtained through the different techniques employed are consistent and depict a clockwise P-T evolution with a baric peak of 1.000-1.200 MPa at 600-650°C and a posterior thermal peak of 700°C under 800 MPa. These results suggest the formation of the migmatitic dome under geothermal gradients of 35°C/km. The metamorphic evolution is tentatively related to crustal thickening, on the grounds of structural field relationships and geothermobarometric data, due to crustal-scale thrust processes and to subsequent unroofing of the thickened crust via concomitant erosion and extensional tectonism.

Keywords: migmatites, metamorphism, P-T evolution, Ossa-Morena Zone, Iberian Massif.

Apraiz, A. y Eguíluz, L. (1996): El núcleo metamórfico de Valuengo: petrografía, termobarometría y evolución geodinámica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9(1-2): 29-49.

El complejo metamórfico o núcleo de Valuengo está ubicado al S de la provincia de Badajoz, dentro del término municipal de Jerez de los Caballeros. Desde el punto de vista geológico es un domo migmatítico de estructura antiformal (Coullaut Saez de Sicilia *et al.*, 1981) situado en el flanco sur de la antiforma de Monesterio, la cual recorre en dirección NW-SE la parte central de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Eguíluz, 1987). Presenta una forma ovalada (7 x 4 km), alargada en dirección N-S (Fig. 1). Está limitado siempre por contactos mecánicos.

Los materiales que afloran en el núcleo son mayoritariamente rocas migmatíticas originadas a partir de la fusión parcial de un protolito de probable carácter volcanosedimentario, como parece indicar la presencia de materiales de este tipo rodeando al núcleo migmatítico.

Los estudios realizados hasta la fecha, sobre esta zona, se han centrado fundamentalmente en temas de interés minero (Febrel, 1970a; Ruiz García, 1974; Dupont, 1979), debido a la presencia de importantes mineralizaciones conocidas desde tiempos antiguos. Entre las in-

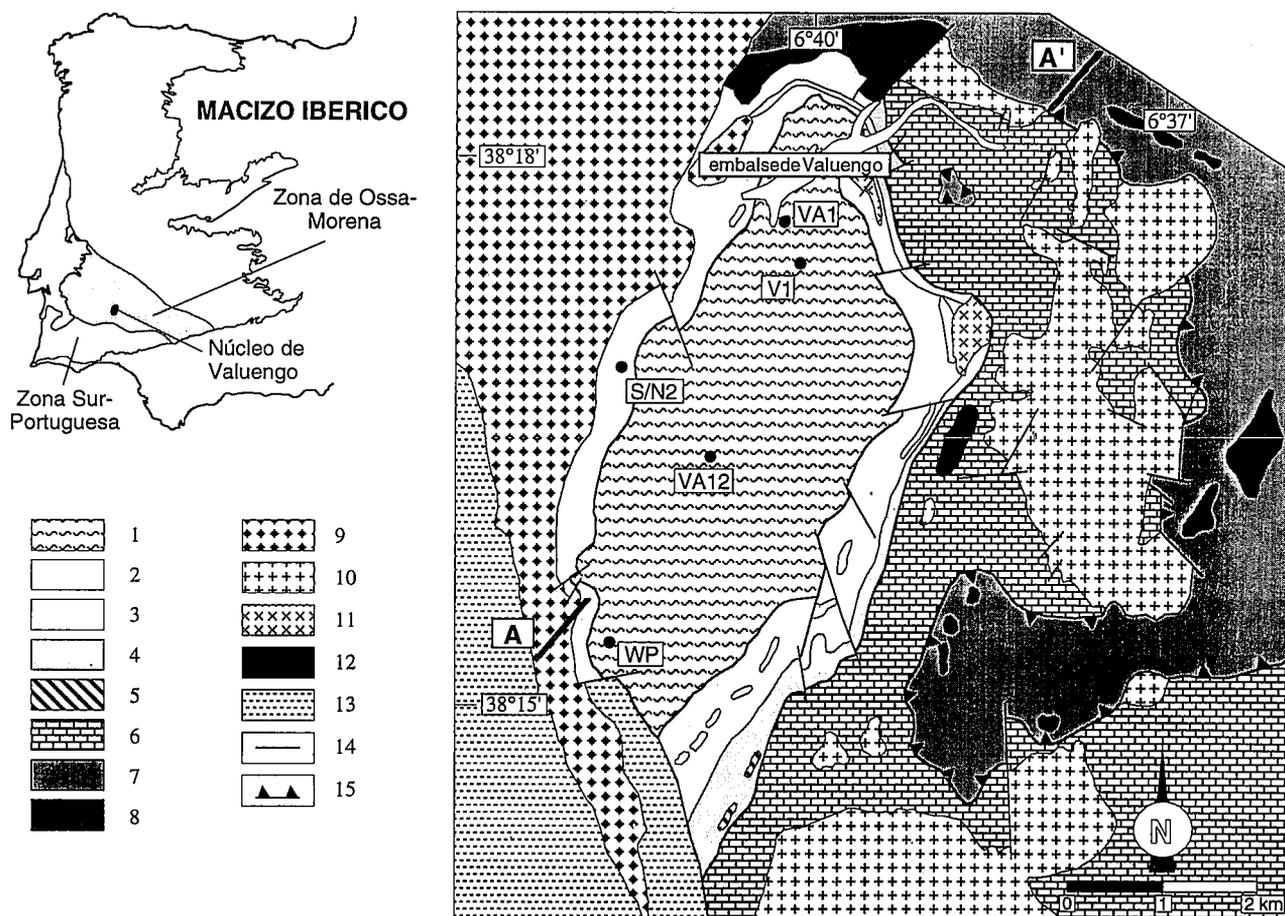


Figura 1.- Mapa geológico simplificado del núcleo de Valuengo y alrededores. 1.- Fm. gneisico-migmática de Valuengo; 2.- Fm. detrítica de las Mayorgas; 3.- Calizas mineralizadas; 4.- Serie volcanosedimentaria; 5.- Anfibolitas; 6.- Unidad carbonatada; 7.- Serie negra; 8.- Cuarzitas negras; 9.- Granito de Brovalos; 10.- Leucogranitos albiticos cataclásticos; 11.- Granitos anatócticos; 12.- Gabros; 13.- Esquistos grauváquicos o esquistos de Jerez; 14.- Contacto tectónico; 15.- Cabalgamiento. Las siglas representan la situación de las muestras sobre las que se ha realizado el estudio geotermobarométrico. A-A' dirección del corte estructural presentado en la figura 3.

vestigaciones de carácter geológico realizadas, destacan las de Alía (1963), Febrel (1970b), Samper (1970), Gutiérrez Elorza *et al.* (1971) y Coullaut Saez de Sicilia *et al.* (1981). Sin embargo, no existe un estudio detallado del metamorfismo del núcleo de Valuengo ni de sus características estructurales, siendo un problema el significado de este domo migmatítico dentro del contexto de la evolución tectono-metamórfica de la Zona de Ossa Morena.

En este trabajo se presenta una descripción mineralógica de los materiales aflorantes, se caracteriza el metamorfismo de alta temperatura observado y se aportan los resultados preliminares del estudio tectónico, con el objetivo de intentar integrar los datos obtenidos en un modelo geodinámico que explique la formación de este núcleo metamórfico.

El núcleo metamórfico de Valuengo: litoestratigrafía

Desde el punto de vista estratigráfico, en el núcleo de Valuengo se pueden distinguir las unidades siguientes:

- Formación gneisico-migmatítica de Valuengo (Coullaut Saez de Sicilia *et al.*, 1981). Es una sucesión de esquistos, cuarzoquistos y gneises migmatíticos que ocu-

pan el núcleo de la estructura. No se observan materiales infrayacentes por lo que no se puede establecer su potencia, aunque supera la centena de metros. Presenta raras intercalaciones decimétricas de carbonatos que, como el resto de la serie, muestran un alto grado de metamorfismo. También aparecen intercalaciones irregulares de rocas básicas transformadas en anfibolitas de alto grado.

- Formación de las Mayorgas (Coullaut Saez de Sicilia *et al.*, 1981). Rodeando a estos materiales aparece una serie con un marcado carácter detrítico, compuesta por la alternancia de bancos decimétricos de metaarcosas de grano medio-grueso y niveles pizarrosos centimétricos. Hacia la parte más alta de la serie vuelven a predominar los materiales pelíticos. Dentro de esta serie, además de la presencia de varios lentejones de rocas anfibólicas, se ha cartografiado un nivel carbonatado utilizado como nivel guía. Se trata de un paquete de unos pocos metros de potencia, compuesto por dolomías y calizas transformadas en rocas de silicatos cálcicos y skarns, situado próximo al techo de la serie. Este tramo se encuentra intensamente mineralizado y ha constituido un importante distrito minero en el que han sido explotados diversos yacimientos de magnetita y sulfuros. Todo el conjunto muestra una deformación penetrativa que se traduce en el de-

sarrollo de una foliación milonítica sobre la que se observa una lineación de estiramiento mineral.

- Serie volcanosedimentaria. Esta serie comienza con un tramo, de unos 10 m de potencia, de riolitas y tobas cristalinas de colores rosados, entre las que destacan facies con grandes fenocristales de feldespato potásico (hasta 10 cm). Muestran una deformación milonítica acusada, en la que la componente rotacional es moderada. Este paquete se adelgaza de forma progresiva hacia el norte (2 m en el pantano de Valuengo), quedando truncado por diversas intrusiones de rocas plutónicas. Por encima de las tobas aparece una sucesión de metacineritas y calcoesquistos con numerosas intercalaciones de anfibolitas. Esta serie sólo aparece en el sector oriental y presenta una disminución apreciable del grado metamórfico respecto a los materiales infrayacentes.

- Unidad carbonatada. Es una potente serie, de aproximadamente 100-150 m, en la que se pueden reconocer, además de mármoles y calizas recristalizadas, intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos, que corresponden con toda probabilidad a tramos dolomíticos impuros. De cualquier forma, la presencia de numerosos cuerpos ígneos intrusivos y la baja calidad de los afloramientos no permiten establecer con certeza los límites entre estos materiales.

Sobre este paquete carbonatado se encuentran los materiales precámbricos del bloque superior del cabalgamiento de Monesterio.

El metamorfismo que afecta a los materiales de este núcleo produce en la zona central procesos apreciables de fusión parcial, formándose básicamente metatexitas, aunque también se pueden observar proporciones de fusión parcial superiores con desarrollo de diatexitas y pequeños

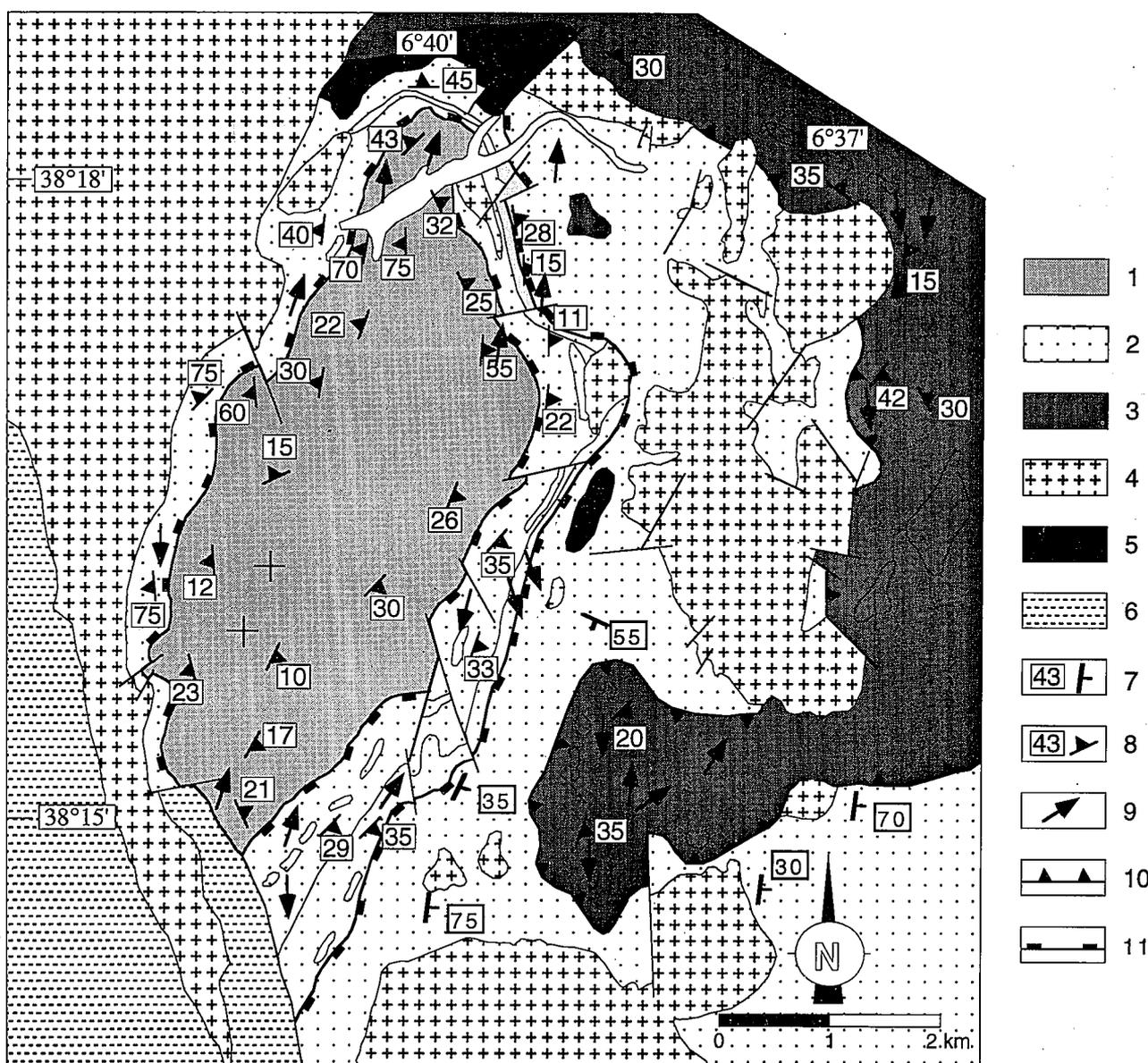


Figura 2.- Mapa tectónico simplificado del núcleo de Valuengo y alrededores. 1.- Bloque inferior; 2.- Bloque superior; 3.- Bloque alóctono, Serie negra; 4.- Granitos indiferenciados; 5.- Gabros; 6.- Esquistos grauwáquicos o esquistos de Jerez; 7.- Dirección y buzamiento de la estratificación; 8.- Dirección y sentido de buzamiento de la foliación principal; 9.- Dirección y buzamiento de las lineaciones de estiramiento; 10.- Contacto cabalgante; 11.- Fallas normales con poco buzamiento.

stocks de granitos heterogéneos. El grado metamórfico decrece rápidamente hacia las partes externas del núcleo, donde el metamorfismo es de grado medio-bajo.

El estudio de campo y petrográfico parece indicar que el protolito de las rocas metamórficas pudo estar compuesto por rocas volcano-sedimentarias de facies epiclásticas distales, correlacionables con el complejo Bodonal-Cala (Eguíluz *et al.*, 1992). La presencia de un nivel de carbonatos mineralizados, hacia el techo de la serie detrítica que rodea al núcleo, y de un nivel de tobas porfídicas por encima (Fig. 1), parece corroborar esta idea, debido a que han sido descritos niveles calcáreos análogos, asociados a los tramos basales del complejo Bodonal-Cala (Eguíluz *et al.*, 1983; Eguíluz, 1987).

Estructura

En el sector central de la Antiforma de Monesterio han sido reconocidos un ciclo de deformación y metamorfismo de edad finiproterozoica (Cadomiense) y otro posterior de edad Paleozoico superior (Hercínico). Las estructuras cadomienses se encuentran bien preservadas en los materiales precámbricos de la Serie Negra, donde se han diferenciado dos fases de deformación (Eguíluz, 1987). La primera fase de deformación origina pliegues decimétricos con fuerte aplastamiento de charnelas, que en las zonas más profundas lleva asociada una esquistosidad de plano axial, marcada por la orientación de filosilicatos y opacos. Por su parte, la segunda fase de deformación, que es la más visible en el campo, da lugar a la formación de pliegues asimétricos de orientación NW-SE y vergencias al SW, además de una esquistosidad de crenulación marcada por el microplegamiento de la esquistosidad asociada a la primera fase y la recristalización de biotita. En el área cartografiada (Fig. 1), la Serie Negra aflora al N y al E del núcleo. Estos materiales están muy afectados por las estructuras asociadas al cabalgamiento de Monesterio, de forma que en muchos puntos, la única estructura observable es la foliación milonítica asociada al cabalgamiento.

La orogenia hercínica da lugar también a dos fases de deformación. La primera origina grandes cabalgamientos con bandas de rocas miloníticas y deformación dúctil,

bien desarrollados en los materiales del zócalo precámbrico. Sin embargo, en la cobertera paleozoica da lugar al desarrollo de grandes pliegues tumbados que alcanzan su mayor desarrollo en el flanco meridional de la Antiforma de Monesterio. El cabalgamiento reflejado en la figura 1 corresponde a una estructura de este tipo y superpone los materiales de la Serie Negra sobre los del núcleo de Valuengo. La segunda fase hercínica origina pliegues abiertos de plano axial vertical o ligeramente vergentes al SW que pueden estar acompañados de una esquistosidad de crenulación espaciada y de desarrollo desigual.

En la zona estudiada se han reconocido las dos fases de deformación hercínicas. La primera fase queda reflejada por el cabalgamiento de los materiales de la Serie Negra (bloque alóctono; Fig. 2). Esta fase es la responsable de la formación de una esquistosidad (S_1), predominante en la zona estudiada, marcada principalmente por la orientación de filosilicatos (biotita y moscovita) y opacos. Así mismo, origina bandas de milonitas relacionadas con el cabalgamiento principal, en las cuales se puede observar una lineación de estiramiento mineral horizontal o con ligeros buzamientos hacia el sur o hacia el norte. Los pliegues sinesisquitosos con gran aplastamiento, que se pueden observar fundamentalmente en la formación de las Mayorgas, están asociados con esta fase de deformación.

La segunda fase de deformación origina una esquistosidad de crenulación (S_2) que repliega a las estructuras penetrativas de la primera fase, y está fundamentalmente marcada por la orientación de biotita y sillimanita. Estas estructuras están bien caracterizadas en las zonas de borde del conjunto migmatítico y en los materiales situados directamente sobre éstos, es decir, en la formación de las Mayorgas y en la serie volcanosedimentaria. Esta zona, de varios cientos de metros de espesor, muestra una deformación milonítica con desarrollo de una fábrica S-C (Berthé *et al.*, 1979; Lister y Snoke, 1984), que desaparece de forma progresiva, sin reflejar una translación a través de la franja milonítica, tanto hacia el interior como hacia el exterior del núcleo (Fig. 3). En esta zona deformada es evidente la existencia de un salto metamórfico apreciable y de un adelgazamiento de la secuencia sedi-

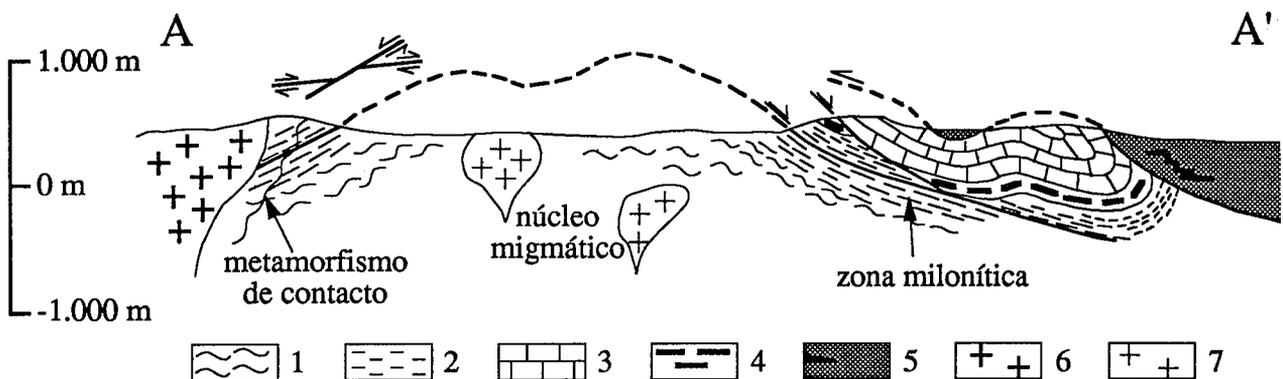


Figura 3.- Corte estructural del núcleo metamórfico de Valuengo. La dirección del corte aparece reflejada en la figura 1. 1.- migmatitas; 2.- fm. detrítica de las Mayorgas; 3.- unidad carbonatada; 4.- serie volcanosedimentaria; 5.- serie negra; 6.- granito de Brovales; 7.- leucogranitos anatócticos.

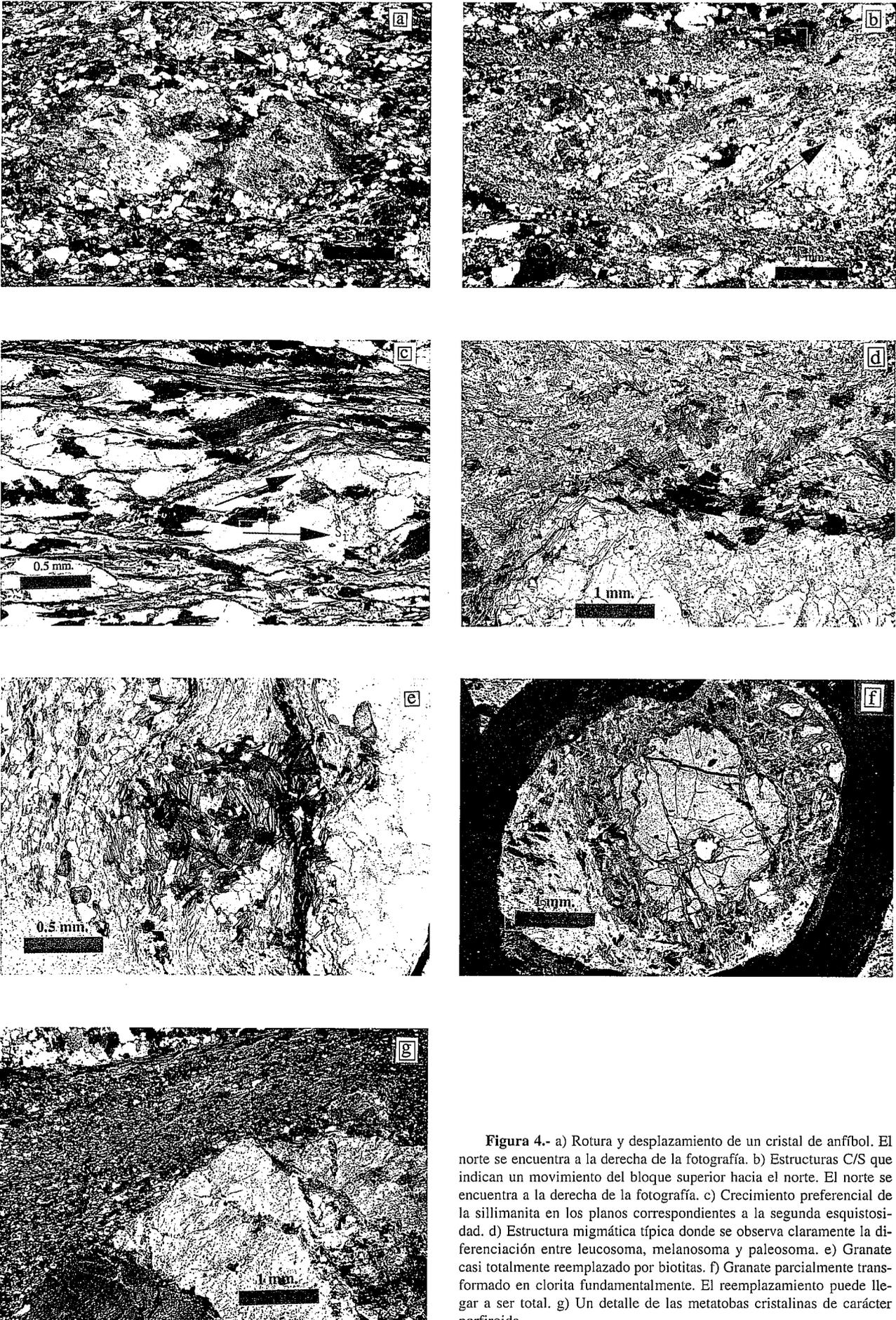


Figura 4.- a) Rotura y desplazamiento de un cristal de anfíbol. El norte se encuentra a la derecha de la fotografía. b) Estructuras C/S que indican un movimiento del bloque superior hacia el norte. El norte se encuentra a la derecha de la fotografía. c) Crecimiento preferencial de la sillimanita en los planos correspondientes a la segunda esquistosidad. d) Estructura migmatítica típica donde se observa claramente la diferenciación entre leucosoma, melanosoma y paleosoma. e) Granate casi totalmente reemplazado por biotitas. f) Granate parcialmente transformado en clorita fundamentalmente. El reemplazamiento puede llegar a ser total. g) Un detalle de las metatobas cristalinas de carácter porfiroide.

mentaria. El metamorfismo varía, dentro de esta banda, desde la facies de las anfibolitas de alta temperatura, hasta la facies de esquistos verdes, lo que sugiere la existencia de un accidente extensional. El buzamiento de los planos de foliación correspondientes a esta fase de deformación es aproximadamente concordante con los contactos litológicos y rodea a la parte central más metamórfica, dando lugar a la forma de domo. Las lineaciones relacionadas con esta segunda fase de deformación (lineaciones de estiramiento y minerales, ejes de crenulación y micropliegues) tienen una dirección homogénea NNE-SSW, paralela a la dirección de elongación del domo. Diversos criterios cinemáticos (relaciones angulares C/S, geometrías asimétricas alrededor de porfiroblastos; Passchier y Simpson, 1986) indican un sentido de movimiento del techo hacia el N (Fig. 4a, 4b). La evolución de este proceso extensional origina la aparición de crenulaciones extensionales, en materiales de composición adecuada, además de la deformación plástica de porfiroblastos de feldespato y biotita, la cloritización de la biotita y la recristalización dinámica del cuarzo. Estos datos sugieren que el núcleo de Valuengo es una ventana tectónica en la que aparecen materiales profundos a favor de un accidente extensional importante (Fig. 3).

La segunda fase de deformación es coetánea con los procesos de anatexia y el metamorfismo de alta temperatura característicos del núcleo metamórfico, como indican los neosomas formados durante este proceso que sólo presentan una fase de deformación penetrativa (S_2). La sillimanita, aunque forma parte tanto de los planos de la primera esquistosidad como de los de la segunda, está más desarrollada, tanto en proporción como en tamaño, en los planos de esquistosidad originados durante la segunda fase de deformación (Fig. 4c). Otro dato que refleja la relación entre los procesos de fusión parcial y la segunda fase de deformación, es que el bandeo que presentan las migmatitas estromáticas se orienta preferentemente paralelo a la foliación S_2 .

Petrografía

Formación gneíscico-migmática de Valuengo

Está mayoritariamente formada por metatexitas de estructura estromática (Mehnert, 1968, 1987). En estas rocas se distinguen tres zonas de composición diferenciada (Fig. 4d): (1) los leucosomas, de carácter pegmatítico y formados por asociaciones de cuarzo y feldespato; (2) los paleosomas, que conservan la textura granolepidoblástica previa a la migmatización; (3) los melanosomas, frontera entre las dos zonas anteriores y compuestos de biotita y sillimanita. Con cierta frecuencia, aparecen rocas con un grado mayor de fusión parcial (diatexitas), son más abundantes en la zona central del núcleo y presentan estructuras migmatíticas características de zonas de mayor grado metamórfico: estructuras nebulíticas, estructuras schlieren (Mehnert, 1968). Además, se observan pequeños cuerpos de granitos heterogéneos resultado de la cristalización de fundidos ligeramente desenraizados.

Metatexitas y diatexitas. Son rocas de textura lepidoblástica-granolepidoblástica en melanosomas y paleosomas, y de textura granoblástica en los leucosomas. La mineralogía habitual de estas rocas es la formada por Qtz-Kfs-Bt-Sil-Pg-Ilm (abreviaturas según Kretz, 1983), apareciendo esporádicamente granate y grafito. El cuarzo y el feldespato son los componentes mayoritarios en los leucosomas y forman un entramado granular en el que el tamaño de grano aumenta con el grado metamórfico. La plagioclasa es escasa en los leucosomas siendo mucho más frecuente en los paleosomas. La biotita presenta colores marrones con tonos rojizos, característicos del metamorfismo de alta temperatura, y un tamaño de grano que aumenta con el grado metamórfico. La biotita y la sillimanita, muy abundante en algunas muestras, forman la textura lepidoblástica-granolepidoblástica de melanosomas y paleosomas. El granate aparece en los materiales más pelíticos formando granos de pequeño tamaño (0,5 y 2 mm), que suelen presentar un grado de alteración muy avanzado (Fig. 4e). Estos granates suelen presentar gran cantidad de inclusiones, fundamentalmente de cuarzo, biotita e ilmenita. Como minerales de alteración son habituales la clorita y la moscovita.

Granitos heterogéneos. Bajo este nombre hemos incluido rocas que forman pequeños stocks y presentan textura granítica. Su mineralogía es idéntica a la de los leucosomas de las rocas migmatíticas, diferenciándose de ésta en base a una textura granoblástica generalizada, a un cambio en las proporciones entre minerales y a un mayor tamaño de grano. Los minerales leucocráticos son los más abundantes y los causantes de la textura granoblástica que presentan. Cuarzo, plagioclasa y feldespatos dan, normalmente, una composición granodiorítica a la roca. Las biotitas presentan un color más vivo y mayor proporción de halos metamórficos que en las migmatitas. La sillimanita forma agujas de mayor tamaño observándose esporádicamente algunos cristales de hábito prismático.

Formación de las Mayorgas

Aparece rodeando al núcleo metamórfico y alcanza su mayor desarrollo al SE de éste (Fig. 1). Está mayoritariamente formado por una serie de materiales detríticos (cuarcitas y metaarcosas) separados por delgadas capas de material pelítico (esquistos biotíticos). Intercalada en esta serie aparece una banda de calizas recristalizadas que ha sido utilizada como nivel guía. Incluidos en esta formación, pero sin una relación geométrica definida, se han observado cuerpos de forma lenticular y de potencia y extensión lateral escasa formados por anfibolitas y gneises anfibólicos con un grado de alteración muy elevado.

Cuarcitas y metaarcosas. Son rocas de textura granoblástica y tamaño de grano pequeño. Pueden estar formadas únicamente por cuarzo recristalizado desarrollando un entramado con gran cantidad de puntos triples. Lo habitual en cambio, es la presencia de proporciones variables de plagioclasa y feldespato y la aparición esporádica de algunas micas. La biotita de pequeño tamaño y hábito

tabular tiene un color marrón verdoso y suele aparecer muy cloritizada

Esquistos biotíticos. La paragénesis de estas rocas es la formada por Bt-*Ms*-Qtz-Pg-Kfs-Tur-Ilm-Sil. La biotita, de hábito tabular y tamaño pequeño (< 0,5 mm), aparece orientada y es el componente mayoritario de la roca. La moscovita primaria es escasa y forma pequeños cristales paralelos a los de la biotita. Mucho más frecuente es la moscovita de carácter secundario que forma grandes placas sin ningún tipo de orientación. La cantidad de sillimanita disminuye muy rápidamente al alejarnos del núcleo migmático. En las zona más próximas al núcleo aparece orientada según los planos de la segunda esquistosidad, mientras que al distanciarnos del núcleo su presencia se restringe a la aparición de pequeñas agujas en el interior de algunos granos de cuarzo. Próximos a la base de la formación y en relación a zonas deformadas aparecen algunos granates de gran tamaño (2-8 mm) que presentan bordes reaccionales formados por clorita (Fig. 4f). Por otra parte, es importante reseñar la gran cantidad de turmalina e ilmenita que presentan las muestras de este tipo de rocas, lo que parece confirmar el origen volcánoderivado de éstas.

Calizas recristalizadas. Este nivel carbonatado discontinuo está frecuentemente skarnizado y mineralizado. La mineralización ferrífera aparece en bancos de mineral masivo separados por intercalaciones de gneises anfibólicos y piroxénicos y por lentejones calcáreos (Dupont, 1979). La mineralización está formada esencialmente por magnetita con cantidades subordinadas de pirita, calcopi-

rita y pirrotina. En los gneises, además de anfíbol y piroxeno aparecen otros minerales como grosularia, cuarzo, plagioclasa, clorita, esfena, apatito y epidota.

Serie volcanosedimentaria

Metatobas cristalinas. Están fundamentalmente compuestas por feldespato, a veces de carácter porfídico (>3 cm), incluidos en una matriz de grano muy fino formada por cuarzo, feldespato y proporciones variables de micas (Fig. 4g). En la matriz sobresalen algunos granos de cuarzo de tamaño intermedio (0,5 mm) y formas redondeadas. El metamorfismo y la deformación que afectan a estos materiales produce una recristalización que origina un aumento importante del tamaño de grano de la matriz, además de la formación de bandas de cuarzo, la orientación de micas y la formación de sombras de presión en los porfiroblastos.

Metacineritas. Son rocas de grano muy fino compuestas principalmente de moscovita, cuarzo, plagioclasa, feldespato y opacos, apareciendo en menor medida cristales tanto de biotita, como de clorita.

Anfibolitas. Es frecuente la presencia, dentro de las metacineritas, de intercalaciones de cuerpos anfibólicos. Estas anfibolitas están compuestas por anfíbol verde, plagioclasa, cuarzo e ilmenita, apareciendo en proporciones menores esfena y clorita. Presentan una estructura bandeada con una alternancia de bandas con textura nematoblástica formadas por anfíbol e ilmenita y bandas con textura granoblástica formadas principalmente por plagioclasa y cuarzo. Estos cuerpos anfibólicos presen-

Tabla I.- Análisis químicos representativos de los granates del núcleo de Valuengo.

Muestra	Granate normalizado sobre 12 átomos de oxígeno							
	VA12b				V12a			
	núcleo	> borde			núcleo	> borde		
Si	3,002	2,975	3,006	2,987	2,927	2,992	2,988	2,983
Al	2,017	1,999	2,071	2,010	2,033	2,007	2,016	2,004
Fe	1,841	1,991	2,241	2,213	2,272	2,255	2,293	2,078
Mg	0,129	0,130	0,178	0,312	0,357	0,285	0,253	0,195
Ca	0,581	0,529	0,411	0,117	0,123	0,220	0,294	0,239
Mn	0,412	0,361	0,072	0,359	0,273	0,230	0,150	0,500
Suma de óxidos	102,4	103,1	99,0	100,7	101,3	100,9	100,2	99,3
Fe/(Fe+Mg)	0,934	0,939	0,926	0,876	0,864	0,888	0,901	0,914

Muestra	Granate normalizado sobre 12 átomos de oxígeno								
	S/N2			WP			V1a		
	núcleo	> borde		núcleo	> borde		núcleo	> borde	
Si	2,938	2,903	2,939	2,976	3,013	3,034	2,952	2,952	3,007
Al	2,041	2,045	2,029	1,973	2,008	1,997	2,003	2,030	2,065
Fe	1,950	2,139	2,323	2,091	2,207	2,240	2,391	2,447	2,303
Mg	0,134	0,174	0,308	0,235	0,403	0,356	0,471	0,347	0,300
Ca	0,543	0,458	0,265	0,349	0,179	0,195	0,085	0,071	0,066
Mn	0,378	0,268	0,121	0,135	0,156	0,168	0,087	0,147	0,247
Suma de óxidos	102,3	101,3	100,6	101,9	101,5	100,4	102,7	99,3	100,8
Fe/(Fe+Mg)	0,936	0,925	0,883	0,899	0,846	0,863	0,835	0,876	0,885

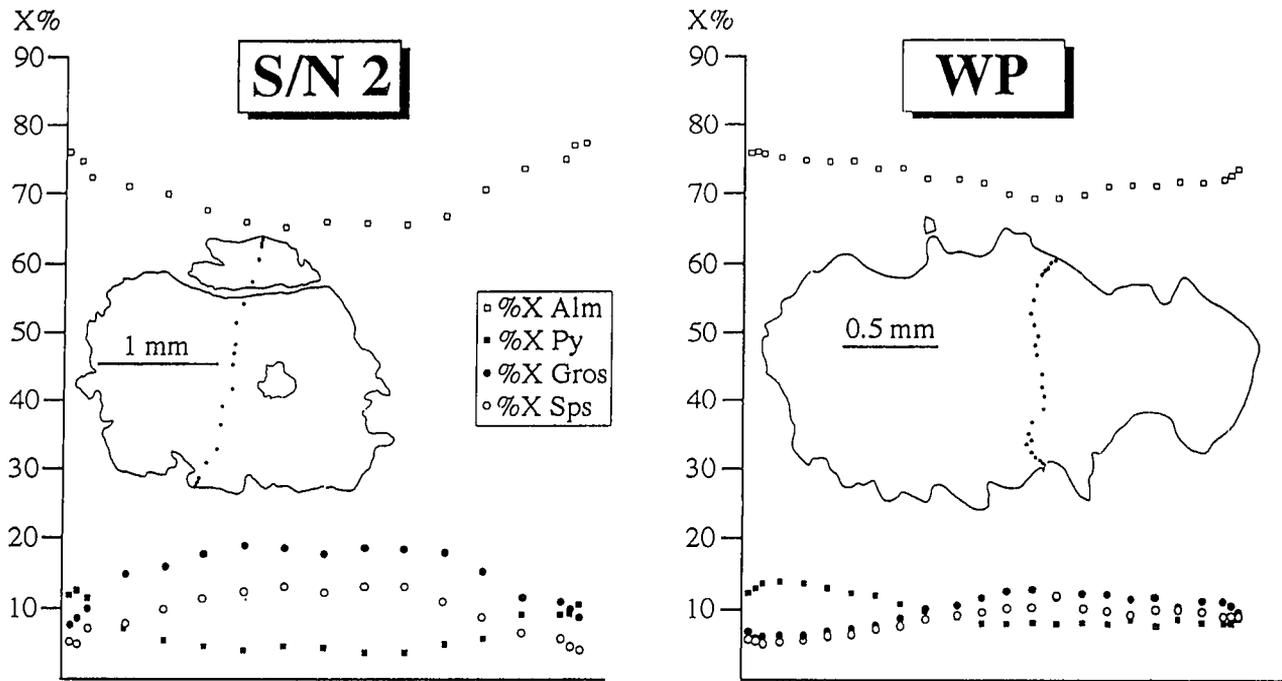


Figura 5.- Perfiles composicionales de los granates con zonados de crecimiento.

tan criterios cinemáticos (Fig. 4a) que indican la existencia de movimientos del bloque superior hacia el N.

Por encima de estos materiales aparece una potente serie carbonatada (100-150 m), que hacia techo presenta niveles impuros transformados en rocas de silicatos cálcicos.

Quimismo mineral

El carácter cuarzofeldespático predominante en las rocas del núcleo de Valuengo restringe en gran manera el desarrollo de un estudio pormenorizado del quimismo mineral, válido para un posterior tratamiento geotermobarométrico. Un primer problema es la escasa aparición de granate, y cuando aparece, su alto grado de alteración.

Un segundo problema es el predominio de plagioclasas de composición casi exclusivamente albítica. A pesar de esto, se han encontrado varias muestras con paragénesis adecuadas sobre las que se ha realizado un estudio detallado. Estas muestras corresponden a migmatitas que presentan grados de fusión parcial muy diferentes. La situación geográfica de las muestras estudiadas aparece sobre la figura 1.

Los análisis representativos de las fases mayores de estas rocas se presentan en las tablas I-III. Estos análisis se han realizado en la microsonda electrónica CAMEBAX del Centre de Mésures Physiques de la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia). En su realización se han utilizado los patrones del BRGM y se ha seguido el procedimiento de correcciones ZAF. El error analítico se

Tabla II.- Análisis químicos representativos de las biotitas del núcleo de Valuengo.

Muestra	VA12				V1a		S/N2		WP	
	incl.	matriz	ady	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	incl.	matriz
Si	5,325	5,359	5,336	5,233	5,316	5,347	5,470	5,309	5,226	5,225
Al	3,517	3,430	3,389	3,484	3,477	3,602	3,339	3,323	3,872	3,507
Ti	0,139	0,340	0,245	0,365	0,379	0,231	0,208	0,240	0,068	0,428
Fe	2,768	2,756	2,871	2,956	2,855	2,729	2,630	2,945	1,802	2,676
Mg	1,867	1,610	1,783	1,606	1,476	1,695	1,947	1,851	2,811	1,745
Ca	0,003	0,000	0,000	0,017	0,016	0,000	0,016	0,013	0,022	0,002
Mn	0,033	0,030	0,023	0,037	0,026	0,012	0,013	0,023	0,007	0,009
Na	0,024	0,056	0,009	0,000	0,029	0,030	0,029	0,038	0,107	0,018
K	2,013	1,902	1,957	1,746	1,946	1,825	1,852	1,902	1,756	1,937
Suma óxidos	94,24	95,96	96,13	94,21	97,39	95,70	96,32	96,94	97,17	97,38
Fe/(Fe+Mg)	0,597	0,631	0,617	0,648	0,659	0,617	0,575	0,614	0,391	0,605

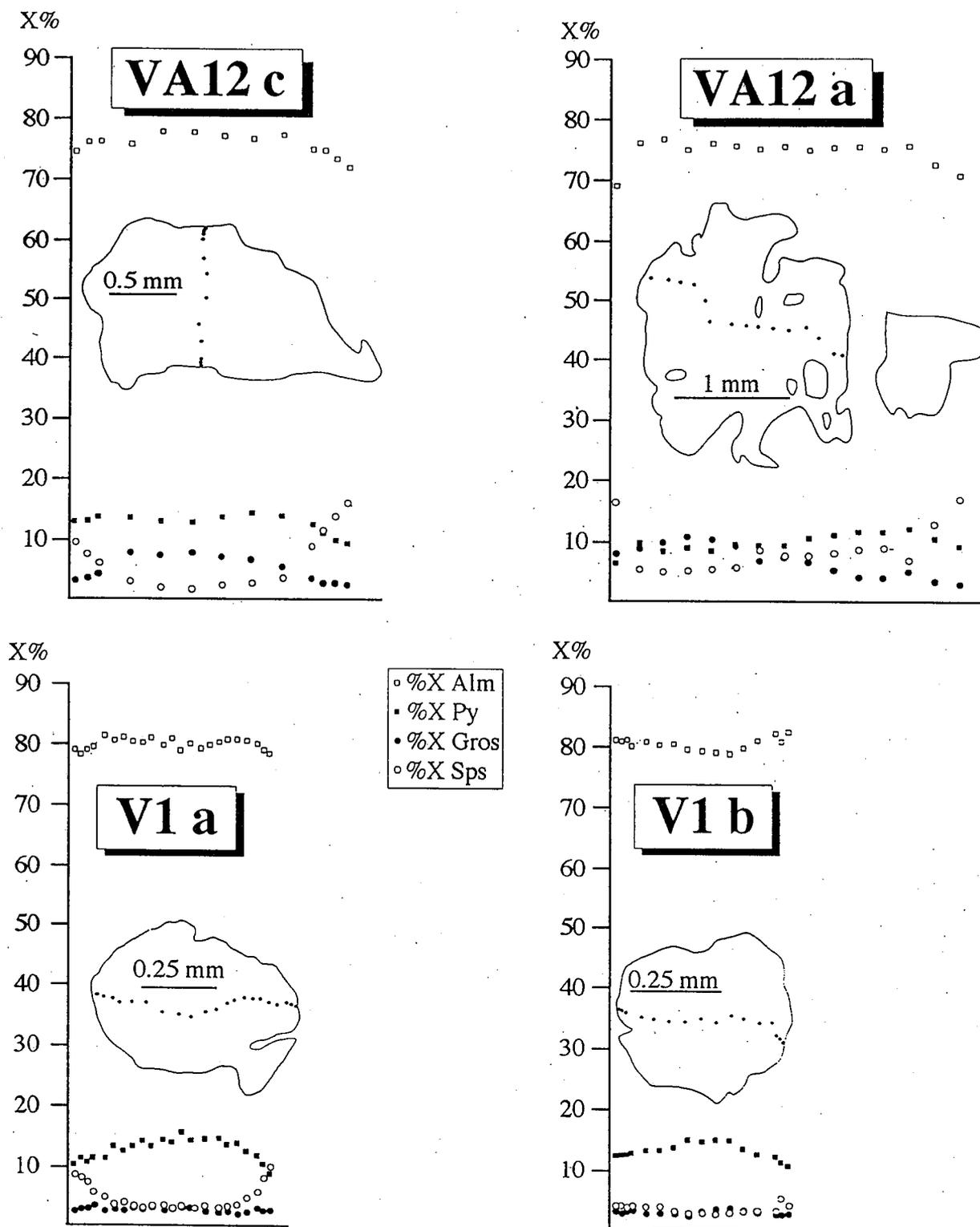


Figura 6.- Perfiles composicionales de los granates con zonación inversa.

puede considerar inferior al 2% en la mayor parte de los elementos mayores (Boivin, 1982).

Granate

Un estudio químico detallado ha puesto de manifiesto la existencia de dos grupos de granates, entre los cuales se aprecian diferencias tanto composicionales, como en los tipos de perfiles de zonación (ver Tabla I). Estas dife-

rencias están en relación directa con la ubicación y tipo de roca sobre la que se ha desarrollado el granate.

El primer grupo de granates aparece dentro de los materiales deformados situados en las zonas de borde del núcleo de Valuengo, en los materiales del bloque superior más próximos al contacto. Son rocas migmáticas pero con un grado de fusión parcial incipiente entre las que se intercalan esquistos y gneises biotíticos. Los granates que pre-

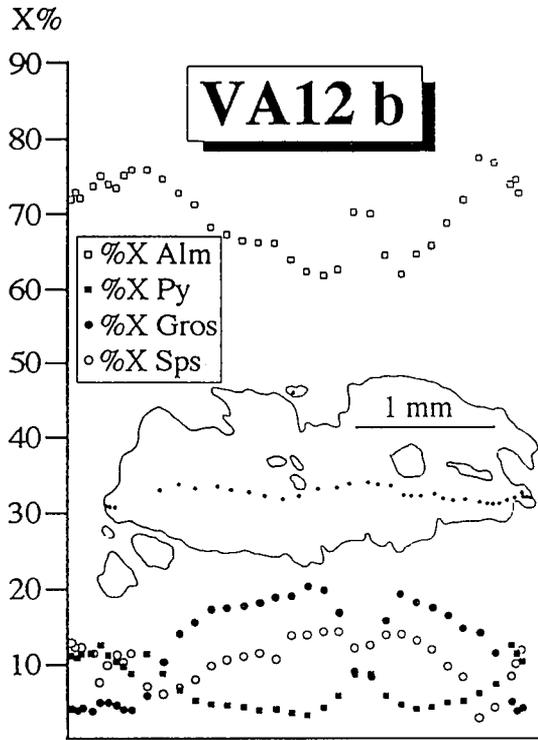


Figura 7.- Perfil composicional complejo, con una zona interna que presenta un zonado de crecimiento y otra zona externa con zonado inverso. Los análisis centrales que rompen la tendencia evolutiva lógica son consecuencia de la unión de dos núcleos durante el crecimiento del granate (ver fig. 9).

sentan estas rocas (S/N2, WP) son de gran tamaño (2-8 mm) y suelen presentar un grado de alteración importante, normalmente representado por la existencia de un borde reaccional clorítico (Fig. 4f). Sus perfiles composicionales están caracterizados por un aumento en la proporción de almandino (X_{Alm}) y de piropo (X_{Py}) del centro hacia el borde, y un descenso en la proporción de grosularia (X_{Gros}) y espesartita (X_{Sps}) en el mismo sentido (Fig. 5).

El segundo grupo de granates aparece en muestras de la parte central del domo migmático, por tanto situadas dentro del bloque inferior. Los granates se han muestreado tanto sobre metatexitas (VA12) como sobre diatexitas (V1) y aunque habitualmente presentan un proceso de desestabilización muy avanzado, siendo sus-

tituidos por una asociación mineral compuesta de micas, cuarzo y plagioclasa (Fig. 4e), se han encontrado algunos bien preservados. El perfil composicional en estos granates está caracterizado por un descenso en X_{Alm} , X_{Py} y X_{Gros} y un aumento de X_{Sps} desde el centro hacia el borde de los granates (Fig. 6). Es muy significativa además, la existencia de un granate (VA12b), el de mayor tamaño, con un perfil composicional complejo, mezcla de los dos anteriores. Está compuesto de una parte central con un perfil similar al del primer grupo de granates, pero esta tendencia varía, al acercarnos hacia los bordes, adquiriendo la forma de los perfiles del segundo tipo de granates (Fig. 7).

Biotita

El porcentaje X_{Mg} de las biotitas es variable, pero lo habitual es que oscile entre 0,37 y 0,43. Los valores más elevados suelen corresponder a las biotitas incluidas en los granates alcanzando proporciones X_{Mg} de hasta 0,62. Estas mismas biotitas son las que presentan menor cantidad de Ti (< 0,25 c.f.u.), cationes por fórmula unidad, mientras que las biotitas de la matriz son más ricas en este componente (0,30-0,45 c.f.u.). El número de cationes Fe^{3+} no sobrepasa nunca el límite de 0,2 c.f.u. El porcentaje X_{Mg} de las biotitas próximas a granates es algo superior al de las biotitas de la matriz alejadas de minerales ferromagnesianos. Los resultados analíticos se presentan en la Tabla II.

Plagioclasa

Las plagioclasas con los contenidos más altos en anortita son las incluidas en los granates ($X_{An} = 0,24-0,25$). Todas las demás tienen contenidos en anortita inferiores, siendo habitual la presencia generalizada de plagioclasas de composición albitica (Fig. 8). Las plagioclasas con contenidos en anortita superiores al 0,15 son minoritarias, sobretudo en las muestras correspondientes al bloque superior, estando algunas de ellas exclusivamente compuestas por albita, lo que hace inviable la realización de un estudio barométrico sobre ellas. El porcentaje del componente potásico es muy bajo (< 1,5%), por tanto, la composición de las plagioclasas corresponde a soluciones albita-anortita prácticamente ideales. Los resultados analíticos se presentan en la Tabla III.

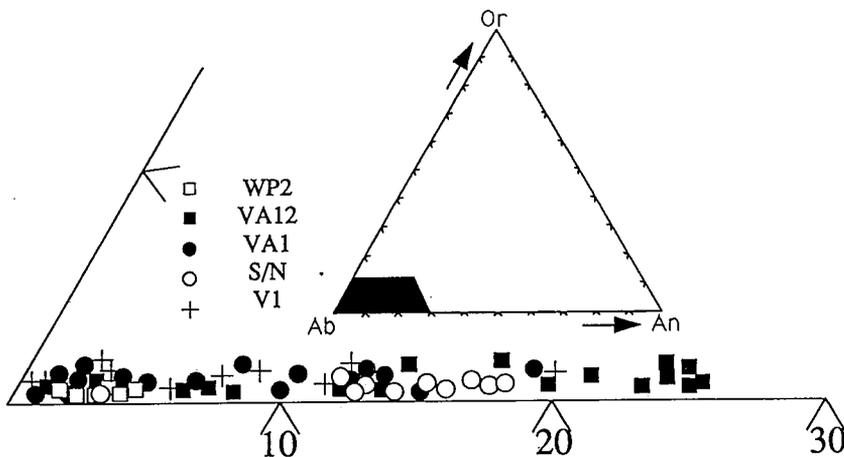


Figura 8.- Composición de las plagioclasas analizadas.

Tabla III.- Análisis químicos representativos de las plagioclasas del núcleo de Valuengo.

Muestra	VA12				V1a		S/N2		WP	
	centro	borde	incl.	incl.	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
Si	2,765	2,769	2,766	2,766	2,787	2,887	2,823	2,854	2,945	2,967
Al	1,241	1,239	1,231	1,228	1,220	1,136	1,187	1,143	1,076	1,040
Ca	0,222	0,227	0,234	0,237	0,198	0,130	0,166	0,155	0,040	0,026
Na	0,746	0,730	0,733	0,730	0,774	0,759	0,779	0,834	0,897	0,941
K	0,016	0,011	0,005	0,007	0,007	0,005	0,007	0,004	0,006	0,004
Suma óxidos	98,08	96,65	98,97	97,72	96,95	98,47	100,25	100,31	100,02	99,13
X _{An}	0,226	0,235	0,241	0,243	0,200	0,149	0,174	0,156	0,042	0,027

Plagioclasa normalizada sobre 8 átomos de oxígeno

Ilmenita

Las ilmenitas incluidas en los granates presentan normalmente proporciones inferiores de Fe que las ilmenitas de la matriz. En las anfibolitas, la ilmenita puede aparecer totalmente rodeada de un borde reaccional de esfena. La formación de esfena a partir de la ilmenita es una de las evidencias propuestas por Moody *et al.* (1983), que establece la transición de facies anfibolíticas a facies esquistos verdes en rocas máficas. Este tipo de reacción se relaciona con procesos de descenso de la temperatura (Spear, 1981).

Interpretación del zonado de los granates

Los perfiles composicionales que presentan los granates incluidos en la zona de cizalla (WP, S/N2) son definidos por gran cantidad de autores en relación a una zonación normal o de crecimiento (Harte y Henley, 1966;

Tracy, 1982; Jones y Brown, 1990; Hébert y Balleve, 1993). El descenso del componente espesartítico hacia los bordes se relaciona con el crecimiento del granate durante el metamorfismo progresivo (Dietvorst, 1981; Schreurs, 1985), en condiciones de facies anfibolíticas (Schreurs y Westra, 1986). Los granates de este grupo presentan un ligero aumento en la proporción de Mn hacia el borde, pero mucho menos acentuado del que presentan los granates del segundo grupo (núcleo migmatítico), lo que sugiere la existencia de proporciones de disolución y de difusión intracristalina variables. El descenso de centro a borde de la proporción Fe/(Fe+Mg) que presentan estos granates está relacionado con un aumento de la temperatura (Spear *et al.*, 1991). Estas variaciones composicionales sugieren que el crecimiento de estos granates está en relación con un episodio metamórfico progrado. Las condiciones que originan su formación bien pudieran ser, como sugieren Reinhardt y Kleemann (1994), un calenta-

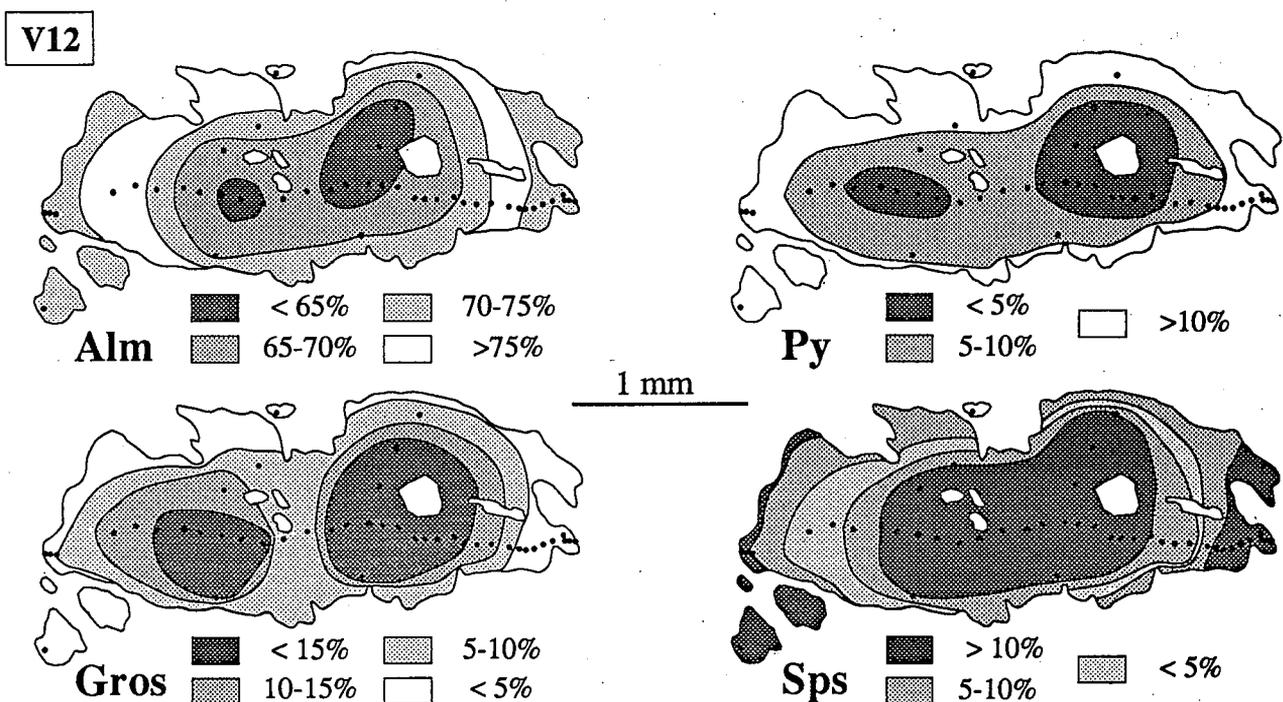


Figura 9.- Zonación composicional del granate VA12b. Se observa claramente como este granate engloba dos núcleos durante su crecimiento.

miento conductivo desde los materiales del bloque inferior mientras tiene lugar su exhumación a favor de un accidente normal, además de la posibilidad de una adición de calor bien desde cuerpos graníticos adyacentes o bien por la disipación de calor desde la zona de cizalla.

Los granates que aparecen dentro del núcleo migmatítico presentan una zona interna esencialmente homogénea, que hacia los bordes presenta un enriquecimiento en Mn y un descenso en las cantidades de Fe, Mg y Ca. La presencia de un núcleo homogéneo sugiere que estos granates han sufrido una reequilibración durante el último evento metamórfico. Por otra parte, la zonación que se observa hacia los bordes es de tipo inverso y se interpreta como el resultado de un reequilibrio entre fases coexistentes por intercambio de cationes durante las últimas fases de la evolución metamórfica (Gardien *et al.*, 1990), que culmina con la reabsorción de estos granates. El aumento de Mn es debido a la inexistencia de fases minerales que acepten el manganeso en su estructura (Hollister, 1977, 1978; Selverstone y Hollister, 1980, Indares y Martingole, 1989). El descenso de Ca por su parte, está relacionado con un descenso en la presión de confinamiento (Ghent, 1976; Crawford, 1977).

Mención especial merece el tipo de zonación que presenta el granate VA12b (Fig. 7). Este tipo de perfil mixto, con una parte interna que desarrolla un zonado normal o de crecimiento y una parte externa con zonado

inverso puede ser consecuencia de dos factores diferenciadores respecto a los granates de la misma muestra, por una parte el tamaño de grano y por otra su situación dentro de la muestra. Los otros granates analizados en esta muestra (Fig. 6) son de tamaño inferior y han sufrido una homogeneización que no ha alcanzado a este granate de mayor tamaño, por lo que guarda en su interior el perfil composicional correspondiente a su crecimiento, mientras que hacia los bordes el perfil adquiere la tendencia de los otros granates. Por otra parte, la razón por la que los procesos de intercambio catiónico no afectan de la misma manera a este granate puede deberse a su presencia dentro de un leucosoma migmatítico. Esta posición, relativamente alejada de minerales ferromagnesianos, dificultaría los procesos de difusión catiónica, preservándose de esta forma el zonado de crecimiento.

Todas estas consideraciones sobre la composición química de los granates permiten realizar una primera aproximación sobre las condiciones de temperatura que han podido afectar a estas rocas. Las muestras con los granates del primer grupo (S/N2, WP) no han debido de alcanzar temperaturas superiores a los 600°C, estando por tanto preservadas de la acción de procesos difusionales generalizados que puedan causar la homogeneización del granate (Florence y Spear, 1991; Spear *et al.*, 1991). Por su parte, los granates del segundo grupo (VA12a, b, c) han debido de sufrir temperaturas máximas entre

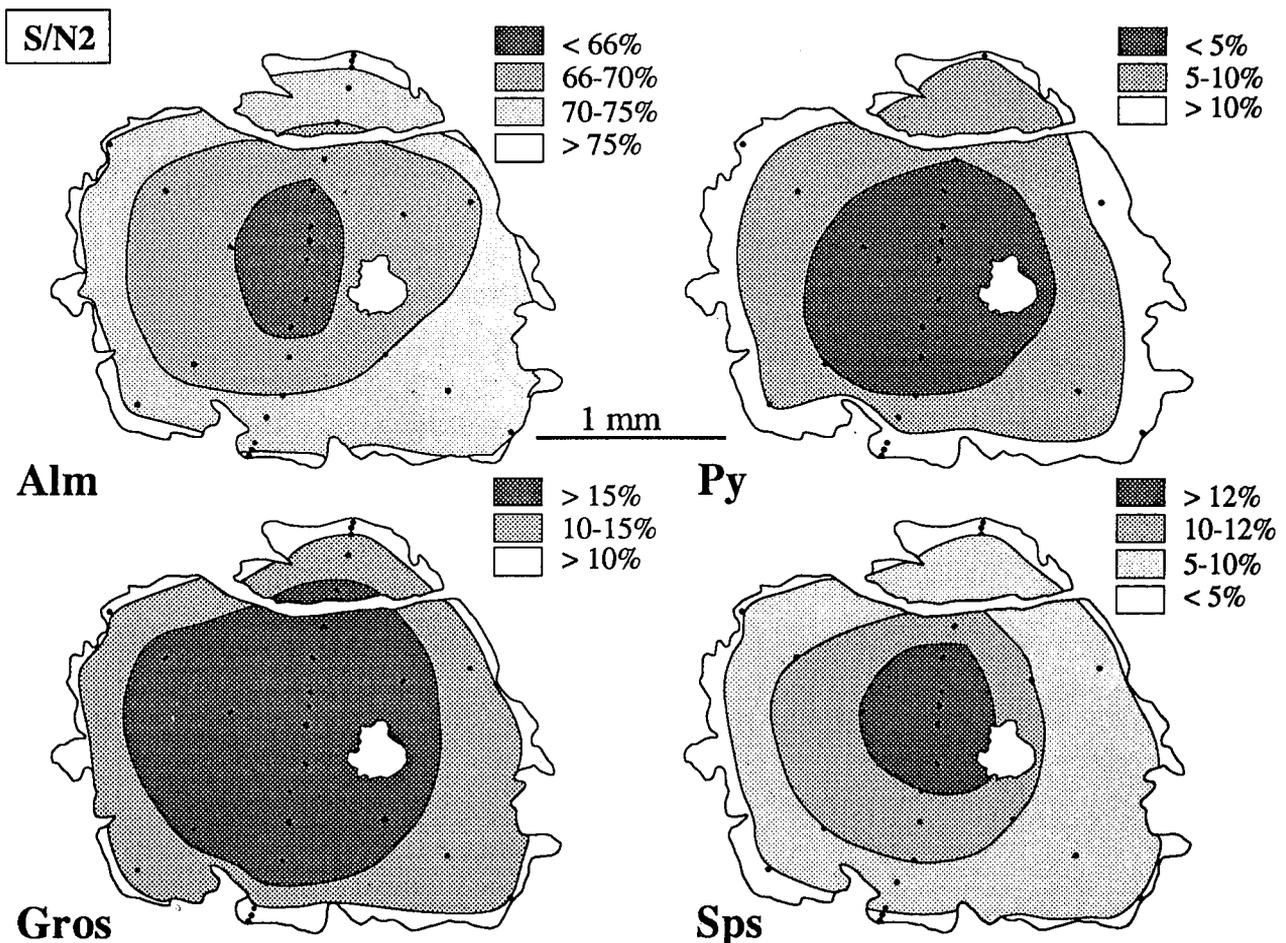


Figura 10.- Zonación composicional de crecimiento reflejada por el granate S/N2.

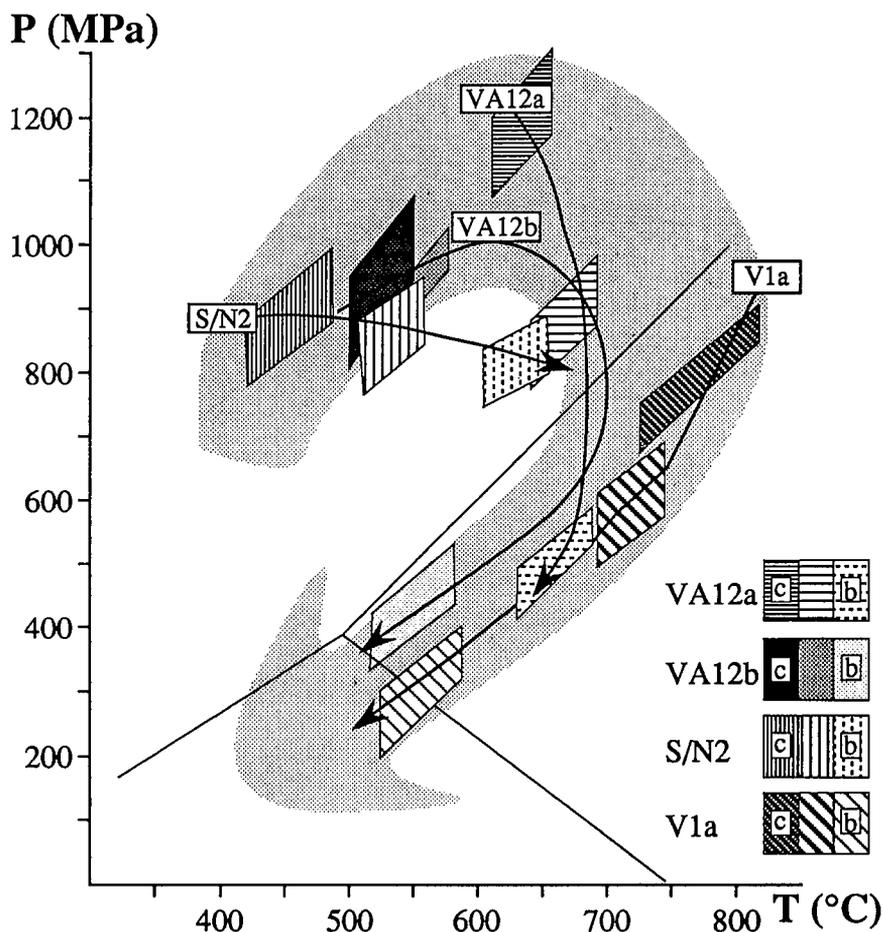


Figura 12.- Evolución metamórfica deducida del estudio geotermobarométrico. i: obtenido a partir de la composición del centro del granate e inclusiones en su interior; c: a partir del centro de los granates y biotitas y plagioclasas alejadas de minerales ferromagnesianos; cb: a partir de análisis de zonas intermedias del granate y biotitas y plagioclasas alejadas de minerales ferromagnesianos; b: a partir de análisis del borde de los granates y biotitas y plagioclasas adyacentes.

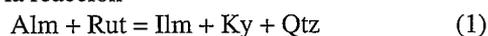
plagioclasas incluidas en los granates, y preservadas por tanto, de los procesos de disolución, conservan los contenidos más elevados en Ca. Durante la evolución retrometamórfica, los procesos de reabsorción del granate hacen que éste se empobrezca en Ca y tiene lugar la formación de pequeñas plagioclasas, esencialmente cálcicas, alrededor de los granates.

Condiciones de P y T en el núcleo metamórfico de Valuengo

Malla petrogenética

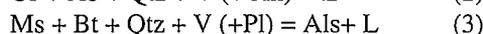
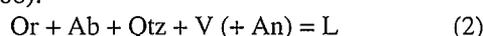
La malla petrogenética que se muestra en la figura 11 es una representación parcial modificada de la realizada por Vielzeuf y Holloway (1988) para pelitas con composiciones X_{Mg} intermedias, con o sin presencia de fluidos en el sistema KFMASH. En la malla se reflejan el inicio de la fusión en el sistema granítico (Johannes, 1984) y distintas reacciones que sirven para explicar las observaciones realizadas durante el estudio petrológico.

La aparición de rutilo incluido en granate o en la matriz, parcial o totalmente transformado en ilmenita, representa un mínimo en lo que respecta al máximo de presión alcanzado por estas rocas, en relación a las isopletas de la reacción



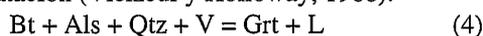
creadas por Bohlen *et al.* (1983). Las rocas sufren procesos anatéticos que probablemente comienzan en el cam-

po de la distena. La fusión inicial pudo haber ocurrido para sólidos saturados en H_2O , dependiendo del tipo de roca, siguiendo alguna de estas reacciones, representadas en la figura 11 (Johannes, 1984; Vielzeuf y Holloway, 1988):



La segunda de ellas es la más probable, debido a la presencia de sillimanita en la mayoría de las muestras estudiadas.

Como consecuencia de los procesos de fusión se originan fundidos saturados en H_2O . Estos fundidos son los precursores de las metatexitas con estructura estromática mayoritarios en el núcleo de Valuengo. La inexistencia de ortopiroxeno indica que las temperaturas no han alcanzado valores suficientes para su formación. La presencia de pequeños granates con zonas internas de composición homogénea en los neosomas migmáticos de las zonas de mayor metamorfismo del núcleo, indica que se ha alcanzado la siguiente reacción de fusión por deshidratación (Vielzeuf y Holloway, 1988):



De esta forma se explica la existencia de granates correspondientes al grupo 2 definido previamente. Un problema que se plantea al utilizar esta malla petrogenética es la omisión del Na_2O en el modelo del sistema KFMASH. La adición del componente albítico variaría la posición de las curvas de fusión, originando un des-

censo de la temperatura de aproximadamente 100°C (Vielzeuf y Holloway, 1988). La alta proporción de albita observada en todas las muestras analizadas apoya la idea de que los procesos de fusión se hayan producido a temperaturas inferiores a las reflejadas en la figura 11.

La inexistencia de cordierita en las muestras estudiadas y la formación de biotita, sillimanita y cuarzo en relación a la desestabilización de los granates del segundo grupo, sugieren que el proceso de descompresión no ha alcanzado el campo de formación de la cordierita. De esta forma el granate se descompone a través de la misma reacción que lo originó.

El último tramo de la evolución ha sido deducido a partir de la existencia de procesos de cloritización en biotitas, de procesos de transformación de feldespato en moscovita y cuarzo y de la inexistencia en las muestras estudiadas de andalucita, lo que sugiere que la sillimanita desaparece a favor de la reacción:



Estos procesos están relacionados con una última fase de enfriamiento en la que la asociación mineral estable está compuesta de $\text{Chl} + \text{Ms} + \text{Ab} + \text{Qtz} \pm \text{Bt}$.

La figura 11 muestra la evolución de la presión y temperatura, deducida a partir del estudio petrológico, para las rocas del bloque inferior. Las condiciones de temperatura de estas rocas en el campo P-T resultan quizás un poco elevadas a tenor de los resultados geotermométricos que posteriormente citaremos. Pero como hemos mencionado previamente, esto puede deberse a que en la malla petrogenética no se tiene en cuenta el componente sódico, el cual produciría un notable descenso de las temperaturas de fusión de estas rocas (100°C).

Geotermometría y geobarometría

Las condiciones de temperatura deducidas para asociaciones en equilibrio dentro del núcleo de Valuengo están basadas en las calibraciones de Holdaway y Lee (1977), Ferry y Spear (1978) y Perchuck (1989) del geotermómetro Grt-Bt. Se han utilizado, con un propósito comparativo, otras calibraciones como las de Ganguly y Saxena (1984), Hodges y Crowley (1985), Indares y Martingole (1985) y Hoinkes (1986), pero su relativa falta de coherencia y homogeneidad, nos han llevado a obviar sus resultados. La calibración de Hoinkes (1986) aporta temperaturas con una variabilidad mínima entre los resultados obtenidos a partir del centro y el borde de los granates, aspecto que no concuerda con todas las demás calibraciones. Por su parte, tanto la calibración de Ganguly y Saxena (1984), como la de Hodges y Crowley (1985), proporcionan temperaturas excesivamente elevadas, mientras que con la de Indares y Martingole (1985) ocurre lo contrario; obteniéndose temperaturas que no concuerdan con las paragénesis observadas. Las presiones se han deducido a partir del geobarómetro GASP utilizando las calibraciones de Newton y Haselton (1981), Powell y Holland (1988) y Koziol y Newton (1989). Para la elección de las distintas calibraciones hemos tenido en cuenta estudios termobarométricos recientes realizados sobre paragénesis semejantes (Mezger *et al.*, 1990; González del Tánago y Peinado, 1990; Gardien *et al.*, 1990; Jones y Brown, 1990; Mercier *et al.*, 1992).

La elaboración del path metamórfico de la figura 12, además de estar configurada con los resultados de estas calibraciones, se basa en criterios de disequilibrio en la roca (inclusiones en porfiroblastos, texturas de reemplazamiento, zonación mineral), que son reflejo de la evolución geodinámica sufrida por estas rocas y registran la

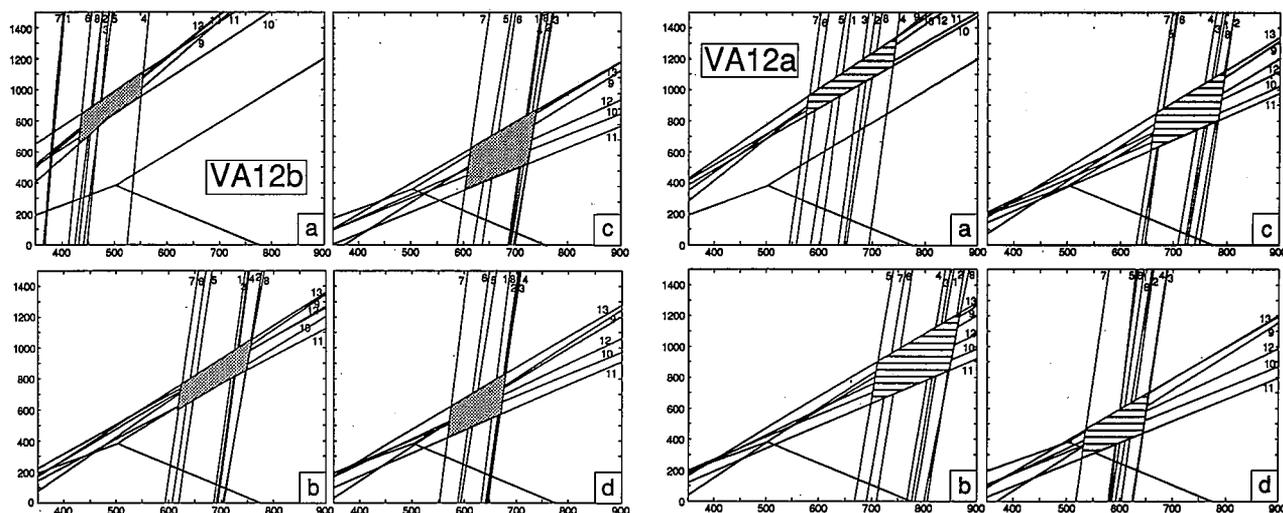


Figura 13.- Gráficos resultado de la aplicación del programa informático de Spear y Peacock (1990) sobre análisis de la muestra VA12. Se han empleado todas las calibraciones del geotermómetro Grt-Bt (1-8) y del geobarómetro GASP (9-13) propuestas por los autores, para limitar los campos P (MPa)-T (°C). 1.- Ferry y Spear (1978); 2.- Hodges y Spear (1982); 3.- Ganguly y Saxena (1984, sym); 4.- Ganguly y Saxena (1984, asym); 5.- Perchuck y Lavrent'eva (1983); 6, 7.- Indares y Martingole (1985); 8.- Ferry y Spear con datos termodinámicos de Berman (1990); 9.- Newton y Haselton (1981); 10.- Hodges y Spear (1982); 11.- Ganguly y Saxena (1984); 12.- Hodges y Crowley (1985); 13.- Koziol y Newton (1988). La calibración de Indares y Martingole (1985) ofrece dos resultados debido a que emplea dos modelos de mezcla diferentes para el granate. La evolución en el campo P-T que reflejan los distintos gráficos (a-e), se han deducido de manera similar a la figura anterior. Los gráficos con las siglas (a) son el resultado de análisis de centros de granates y biotitas y plagioclasas alejadas de minerales ferromagnesianos. Para los gráficos (b) y (c) se han utilizado análisis de granates cada vez más próximos al borde junto con las plagioclasas y biotitas utilizadas previamente, mientras el gráfico (d) se ha obtenido a partir de los análisis del borde de los granates y biotitas y plagioclasas adyacentes a estos.

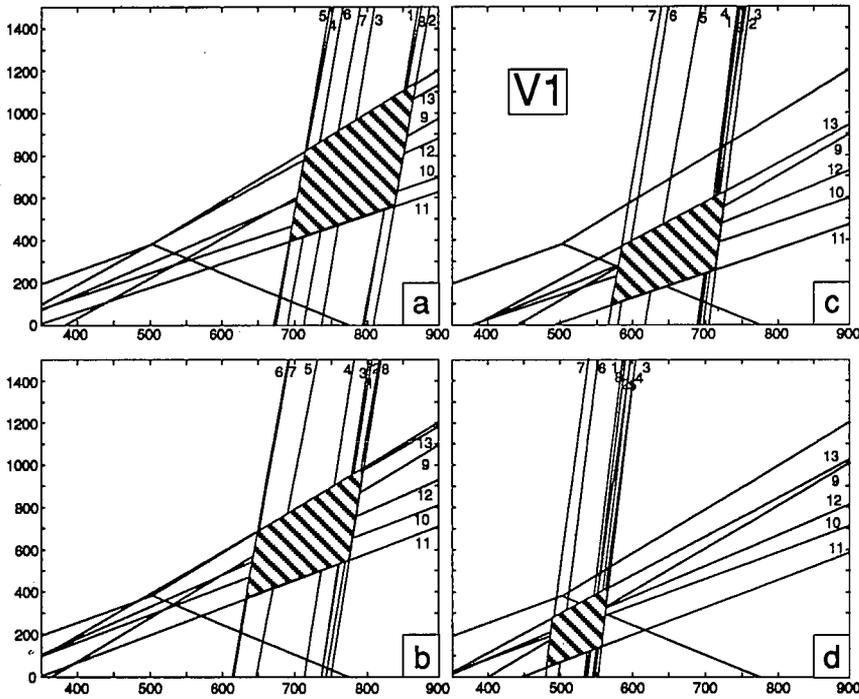


Figura 14.- Gráficos resultado de la aplicación del programa informático de Spear y Peacock (1990) sobre análisis de la muestra V1. Más referencias en la figura 12.

variación de las condiciones de presión y temperatura (Brown, 1993). De la misma forma, hemos supuesto que las biotitas de la matriz, alejadas de otros minerales ferromagnesianos, retienen las composiciones en equilibrio con el núcleo de los granates obtenidas bajo condiciones de temperatura máximas (Indares y Martingole, 1985), debido a que la difusión en las biotitas es inversamente proporcional a su distancia de los granates (Indares y Martingole, 1989). Las composiciones de los bordes de los granates y de las biotitas adyacentes a éstos se han utilizado para calcular los últimos episodios de la evolución termobárica. Así mismo, se han utilizado las composicio-

nes de biotitas y plagioclasas incluidas en granates para conocer las condiciones de la evolución progradada del metamorfismo. A pesar de los problemas que plantean estas consideraciones, a causa de la simplicidad de las condiciones asumidas (Spear, 1991), de la posibilidad de que las inclusiones estén afectadas por procesos de intercambio catiónico tardío, y/o por la utilización generalizada de la zonación en granates sin realizar un cálculo de la constante de equilibrio (Spear *et al.*, 1991), creemos que los resultados obtenidos son coherentes y próximos a la realidad. Se han considerado los márgenes de error propuestos por Essene (1989) para todos los resultados.

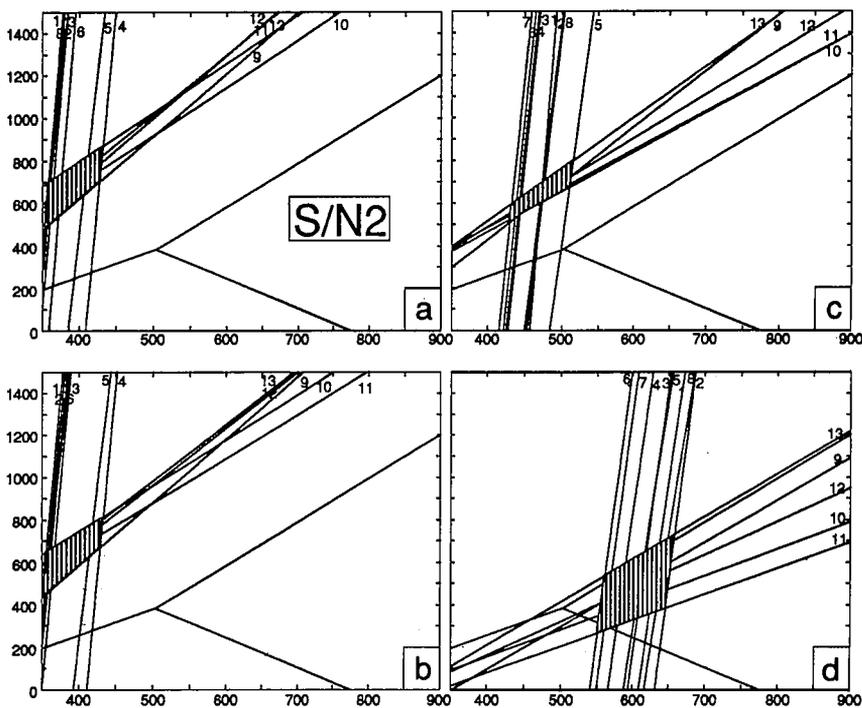


Figura 15.- Gráficos resultado de la aplicación del programa informático de Spear y Peacock (1990) sobre análisis de la muestra S/N2. Más referencias en la figura 12.

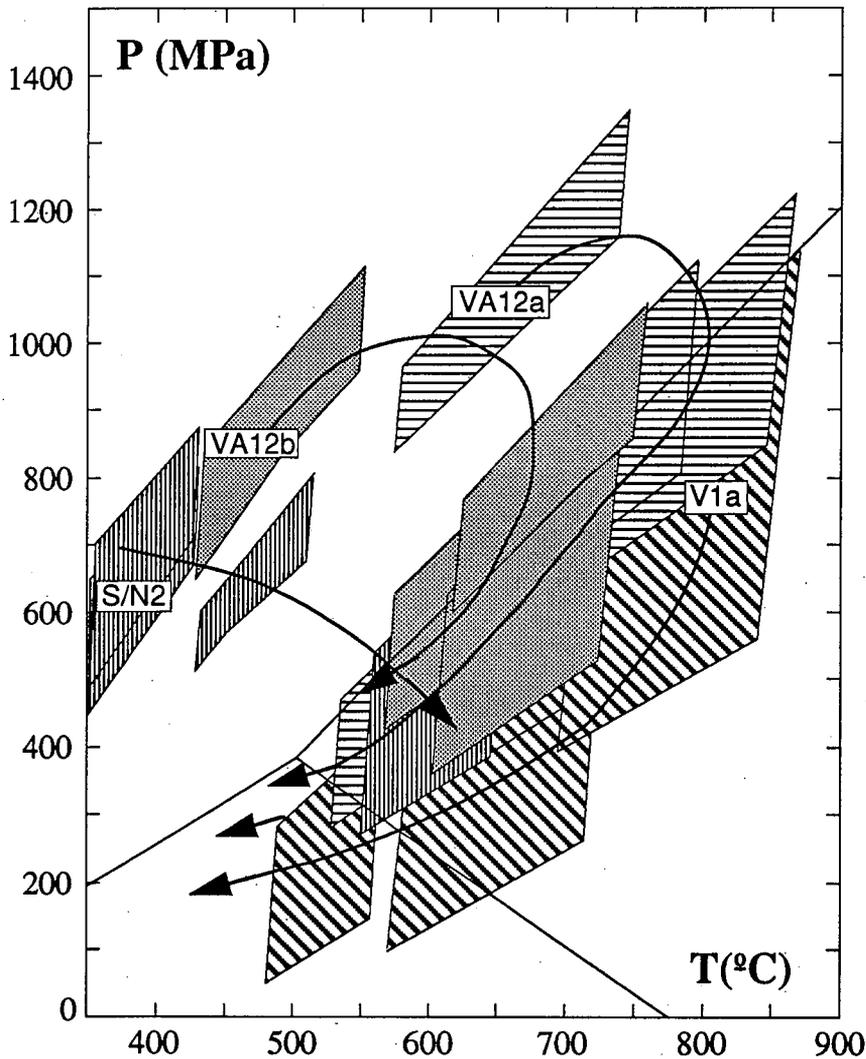


Figura 16.- Diagrama P-T que refleja los resultados de las 3 figuras anteriores, mostrando la evolución deducida para cada muestra.

Las trayectorias de presión y temperatura de la figura 12 muestran los resultados obtenidos a partir de la zonación de granates de diversas muestras, según las condiciones mencionadas. Es evidente la relación entre el tipo de zonado de cada granate y su posición en el campo P-T. Por una parte, se observa un path de sentido horario con un primer episodio en el que el descenso de la presión se asocia a un ligero aumento de temperatura, para con posterioridad evolucionar hacia un descenso continuo, tanto de la presión como de la temperatura. Esta trayectoria correspondería a las muestras del bloque inferior, y está caracterizada por un máximo bórico de 1.050 ± 100 MPa, bajo condiciones de temperatura de $625 \pm 50^\circ\text{C}$ y por un máximo térmico posterior, para el que las condiciones estimadas son de $750 \pm 50^\circ\text{C}$ bajo presiones de 750 ± 100 MPa. La trayectoria obtenida para muestras del bloque superior muy próximas a la zona de contacto, está caracterizada por un aumento de la temperatura asociado a un ligero descenso de la presión. Las presiones obtenidas para estas muestras son bastante elevadas para estar únicamente afectadas por una transferencia de calor desde el bloque inferior. Estas condiciones bóricas pueden explicarse por la existencia de importantes presiones cinemáticas asociadas a la zona de cizalla, además de la

posibilidad de que el alto contenido albitico de las plagioclasas sobrevalore las condiciones de presión. El gran tamaño de los granates presentes en esta zona es consecuencia de su desarrollo dentro de una importante zona de cizalla. El crecimiento exagerado de los granates en zonas de cizalla es un hecho constatado, que ha sido citado dentro del Macizo Ibérico por ejemplo, para los granates que aparecen en los Doubtful Paragneises (Gil Ibarguchi *et al.*, 1990; Abalos *et al.*, 1994), o en la base de los cabalgamientos definidos en el corredor blastomilonítico (Abalos, 1990).

Aplicación del programa informático de Spear y Peacock (1990). Este programa informático permite realizar una rápida comparación de los datos P-T obtenidos mediante diversas calibraciones. Todas las calibraciones, aplicadas sobre los mismos análisis, limitan un campo P-T, que aunque no muy estricto, da idea de las condiciones termobarométricas sufridas por la roca. Aplicando todo el espectro de calibraciones sobre composiciones que reflejen distintas etapas evolutivas de la presión y temperatura, obtendremos la trayectoria metamórfica de estas rocas en el campo P-T.

La figuras 13, 14 y 15 muestran los diagramas, resultado de la aplicación de las calibraciones propuestas por

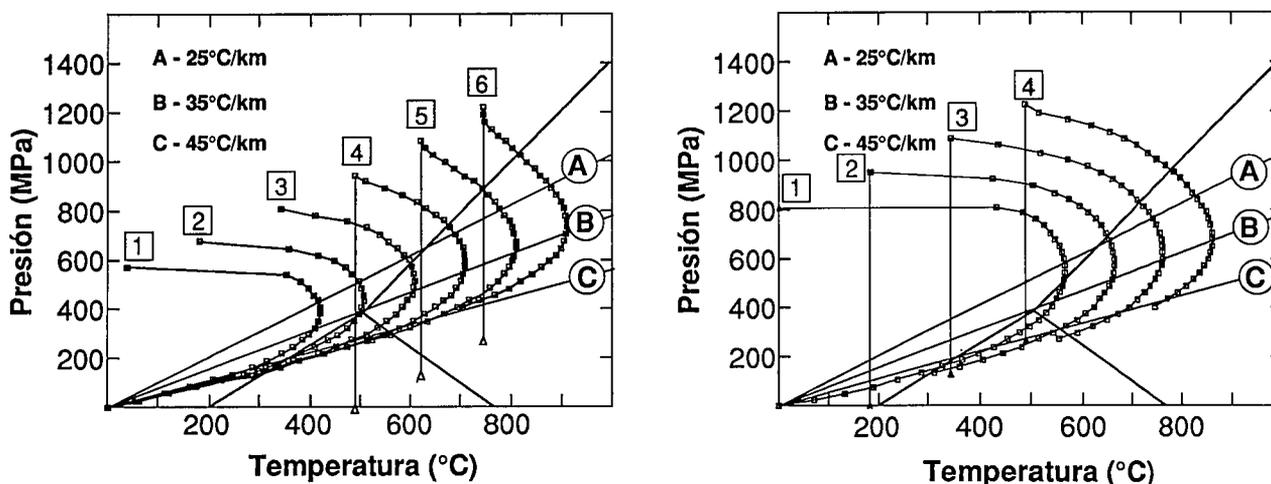


Figura 17.- Modelos de las trayectorias P-T-t seguidas por rocas situadas a diferentes profundidades por debajo de la zona de cabalgamiento. Los gráficos A y B representan un engrosamiento de 20 y 30 km respectivamente. Los parámetros térmicos y deformacionales utilizados son los siguientes: ascenso, 1mm/año; producción de calor radioactivo, $2 \mu\text{W}/\text{m}^3$ en los 15 km superiores de la corteza; flujo de calor del manto $0.04 \text{ W}/\text{m}^2$. Estos parámetros dan un gradiente geotérmico inicial de $35 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$. Cada trayectoria ha sido modelada a intervalos de 1 Ma (cuadrados). Las trayectorias 1, 2, 3, 4, 5 y 6 representan la evolución de rocas inicialmente situadas a 1, 5, 10, 15, 20 y 25 km respectivamente por debajo de la superficie de cabalgamiento. Los triángulos representan las condiciones P-T previas al engrosamiento crustal.

los autores, del geotermómetro Grt-Bt y del geobarómetro GASP. En general, se observa que las líneas de presión limitan un campo bastante estrecho, a excepción de los diagramas correspondientes a la muestra V1. Esta dispersión se debe a los diferentes valores propuestos para el coeficiente de actividad de la grosularia, que cuando aparece en bajas proporciones (V1), origina diferencias más notorias. Las temperaturas en cambio muestran una mayor dispersión. Cuando son inferiores a $500 \text{ }^\circ\text{C}$, la calibración de Ganguly y Saxena (1984) con un modelo de mezcla asimétrico para el granate, ofrece resultados anormalmente altos. Esto se debe a que en el modelo de mezcla que utiliza para el granate incluye una corrección para las relaciones Mn-Mg y Fe-Mg. Estas correcciones exageran la temperatura cuando el contenido en Mn es elevado (Spear y Peacock, 1990). En cambio, cuando las temperaturas son altas ($> 650 \text{ }^\circ\text{C}$) se forman dos campos, uno homogéneo y con mayor número de calibraciones que da mayor temperatura, y otro con los resultados de las calibraciones de Indares y Martingole (1985), quedando a medio camino la calibración experimental de Perchuk y Lavrent'eva (1983). Esta diferencia se debe a la corrección realizada por Indares y Martingole (1985) sobre el contenido en Al^{VI} y Ti en las biotitas. En rocas de bajo grado metamórfico las diferencias son mínimas, pero al aumentar el grado metamórfico, y por tanto los contenidos en esos dos elementos, se originan diferencias de hasta $100 \text{ }^\circ\text{C}$. Spear y Peacock (1990) opinan que aunque las correcciones probablemente son necesarias la magnitud de estas no es adecuada.

En el diagrama de la figura 16, se han representado los campos de presión y temperatura deducidos en las tres figuras anteriores, teniendo en cuenta las consideraciones realizadas. Así mismo se muestra la evolución deducida para cada muestra. Las trayectorias que presenta cada muestra son muy similares a las que se muestran en

la figura 12, y a la deducida a partir del estudio petrológico, por lo que la aplicación de este programa, para los tipos de paragénesis estudiados, parece adecuada y simplificaría en gran medida todo el proceso geotermobarométrico.

Discusión y conclusiones

Las trayectorias P-T de tipo horario pueden generarse como consecuencia de un engrosamiento cortical seguido de una exhumación erosional y/o adelgazamiento extensional y/o delaminación litosférica y colapso orogénico (Thompson y England, 1984; Thompson y Ridley, 1987). La formación del núcleo de Valungo podría ser consecuencia de un engrosamiento crustal ligado al funcionamiento de una zona de cizalla intracontinental mayor (zona de cizalla Badajoz-Córdoba), ubicada al norte, y a la que se asocian los cabalgamientos con movimiento hacia el sur característicos de la tectónica hercínica en la ZOM (Abalos y Díaz Cusí, 1995). El cabalgamiento de Monesterio correspondería a un accidente de este tipo, y en la zona estudiada superpone los materiales precámbricos de la Serie Negra a las series carbonatadas cámbricas. Simultáneamente, en el límite meridional de la ZOM se está produciendo la subducción de corteza oceánica con el consiguiente desarrollo de una cuña tectónica y subcabalgamientos asociados (Quesada *et al.*, 1994). Esta subducción además de un engrosamiento de la corteza cabalgante genera un aporte térmico, en relación a la fusión de la cuña oceánica, que origina el desarrollo de los granitoides zonados (tipo I) del sector (Brovaes, Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso...) y el volcanismo bimodal viseense de las cuencas carboníferas del flanco norte de la antiforma de Monesterio. Con posterioridad se produciría la recuperación del grosor normal de la corteza por medio de la acción conjunta de procesos erosivos y extensionales.

Las principales evidencias de la existencia de una tectónica extensional se encuentran en la zona de cizalla que rodea al núcleo. En esta zona una serie metasedimentaria y una carbonatada, cuyo grado metamórfico desciende muy rápidamente al alejarnos del núcleo metamórfico, se disponen sobre rocas migmatíticas formadas a temperaturas muy superiores. Esto, junto al débil buzamiento de las foliaciones principales permite interpretar esta zona de cizalla como un detachment o desgarre de bajo ángulo, posiblemente relacionado con un accidente extensional. La uniformidad en la dirección de las lineaciones y la no disposición de éstas en forma radial alrededor del núcleo, parece indicar que el núcleo no aflora únicamente por procesos diapíricos, sino que está en relación con procesos de deformación regional. Características similares han sido descritas en el domo gneísico de la Montaña Negra en Francia (Van Den Driessche y Brun, 1992; Brun y Van Den Driessche, 1994).

Para establecer la evolución metamórfica de estas rocas nos hemos basado en el estudio petrográfico, en técnicas geotermobarométricas convencionales y en el programa informático de Spear y Peacock (1990). La información de los aspectos dinámicos de este proceso tectónico, está basada tanto en asociaciones en equilibrio, las cuales reflejan únicamente puntos concretos dentro del path P-T, como en rasgos de desequilibrio mineral (inclusiones en porfiroblastos, texturas de reemplazamiento y zonaciones químicas en minerales) que son los que reflejan el dinamismo de este proceso (Brown, 1993). El estudio químico de los granates ha mostrado la existencia de distintos tipos de zonaciones (unas de crecimiento y otras relacionadas con el retrometamorfismo) y la utilidad de realizar zonaciones químicas cuando los perfiles presentan algún tipo de problema (VA12b).

Con todos estos datos se ha realizado un modelo de evolución de una corteza engrosada por duplicación cortical, basado en el modelo numérico unidimensional de Spear y Peacock (1990). Para ello se han utilizado los parámetros térmicos y deformacionales propuestos por England y Thompson (1984), Ruppel *et al.* (1988), Anovitz y Chase (1990), Sandiford y Powell (1991), De Yoreo *et al.* (1991) y Ruppel y Hodges (1994). Se han considerado proporciones de levantamiento entre 1 y 10 mm/año, gradientes geotérmicos inducidos por condiciones de calor radioactivo en los 15 km superiores de la corteza y flujos de calor del manto con los siguientes valores: 1-3 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ y 0,04-0,08 W/m^2 , respectivamente. A partir de estos intervalos de condiciones, se han considerado los datos que mejor reflejan los resultados obtenidos a partir del estudio analítico, siendo estos los representados en la figura 17. Estos datos han sido combinados con un gradiente geotérmico de 35 $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (similar al deducido para otros núcleos metamórficos; Thompson y Bard, 1982; Van Den Driessche y Brun, 1992), un engrosamiento originado por una lámina cabalgante de 20-30 km de espesor y unas tasas de exhumación de 1 mm/año. Como el espesor máximo supuesto para el cabalgamiento de Monesterio es aproximadamente de 15 km (Eguíluz, 1987), el engrosamiento total de la corteza puede ser consecuencia de los procesos de subducción que tienen

lugar en el borde meridional de la ZOM.

El cabalgamiento de Monesterio se debió emplazar en su posición actual durante el Devónico superior (Eguíluz, 1987) sobre una corteza a la que en este periodo se le supone un espesor normal (35 km). Las condiciones deducidas a partir de la figura 17 indican que las rocas que actualmente afloran en superficie estuvieron situadas a profundidades entre 25 y 40 km, y que su proceso de ascensión ha durado entre 25 y 30 Ma. El tiempo transcurrido entre el máximo bórico y el máximo térmico (20-25 Ma), está de acuerdo con las ideas de Connolly y Thompson (1989), quienes proponen que 20-30 Ma después del engrosamiento cortical se produce el máximo endotérmico de la actividad metamórfica. Durante este periodo el consumo de calor por las reacciones metamórficas es muy elevado (del orden de $10^7 \text{ W}/\text{m}^3$), y puede dar origen a procesos de fusión parcial a profundidades de 15 km, mientras que el metamorfismo en facies anfibolitas se puede producir a 10 km de profundidad. En el núcleo de Valuengo parece que estos procesos se originan a profundidades ligeramente superiores (20-25 km) como parece desprenderse de las condiciones de presión (alrededor de 800 MPa) reinantes durante los procesos de fusión parcial asociados al proceso de exhumación del domo de Valuengo. La velocidad de exhumación deducida para este periodo es de 1 mm/año, velocidad que ha sido relacionada en otras regiones metamórficas con la acción conjunta de procesos de erosión y una tectónica extensional (Anovitz y Chase, 1990; Rey *et al.*, 1992; y Ruppel y Hodges, 1994).

El metamorfismo afecta a una serie de carácter volcanoderivado de edad Proterozoico terminal-Cámbrico inferior. La homogeneidad de los resultados obtenidos al aplicar distintos métodos al estudio de la evolución P-T del núcleo de Valuengo, refleja una trayectoria metamórfica con un máximo bórico próximo a los 1.100 MPa a 650 $^{\circ}\text{C}$ y un máximo térmico posterior de 750 $^{\circ}\text{C}$ a una presión de aproximadamente 800 MPa. Estos datos, junto a los criterios estructurales observados, sugieren la formación de este domo migmatítico como consecuencia de un engrosamiento cortical (D_1), y posterior exhumación de esta corteza engrosada a velocidades (1 mm/año) que no se pueden explicar únicamente por procesos erosivos. Por tanto, la exhumación debió estar relacionada con procesos extensionales, probablemente relacionados con el colapso gravitacional de la corteza engrosada.

Agradecemos a los Drs. Benito Abalos e Iñaki Gil-Ibarguchi las discusiones mantenidas acerca de este trabajo, que ha sido financiado por el proyecto 001.310-EA125/94 de la UPV-EHU y el proyecto PB93-0410-CO3-03 de la DGICYT. Las sugerencias de los revisores anónimos, así como del editor, han contribuido de manera significativa a mejorar la calidad del trabajo.

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. y Dfáz Cusí, J. (1995): Correlation between seismic anisotropy and major geological structures in SW Iberia: a case study on continental lithosphere deformation. *Tectonics*, 14: 1021-1040.
- Alia, M. (1963): Rasgos estructurales de la baja Extremadura. *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Natural.*, 61: 247-262.
- Anovitz, L. M. y Chase, C. G. (1990): Implications of post-thrusting extension and underplating for P-T-t paths in granulite terranes: A Grenville example. *Geology*, 18: 466-469.
- Berman, R. G. (1990): Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Amer. Mineral.*, 75: 328-344.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Gapais, D. (1979): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *Bull. Mineral.*, 102: 265-272.
- Bickle, M. J. y Archibald, N. J., (1984): Chloritoid and staurolite stability: implications for metamorphism in the Archean Yilgarn Block, Western Australia. *Jour. Met. Geol.*, 2: 179-203.
- Bohlen, S. R., Wall, V. J. y Boettcher, A. L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*, 68: 1049-1058.
- Boivin, P. (1982): *Interactions entre magmas basaltiques et Manteau Supérieur*. Thesis Univ. Clermont-Ferrand, 344p.
- Brown, M. (1993): P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Jour. of the Geol. Soc. London*, 150: 227-241.
- Brun, J. P. y Van Den Driessche, J. (1994): Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. géol. France*, 165: 519-530.
- Coullaut Saez de Sicilia, J. L., Fernández Carrasco, J. y Aguilar Tomás, M. J. (1981): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 875 (Jerez de los Caballeros) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*. Madrid.
- Conolly, J. A. D. y Thompson, A. B. (1989): Fluid and enthalpy production during regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102: 347-366.
- Crowford, M. L. (1977): Calcium zoning in almandine garnet, Wisahickan Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 187-200.
- De Yoreo, J. J., Lux, D. R. y Guidotti, C. V. (1991): Thermal modeling in low-pressure/high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188: 209-238.
- Dietvorst, E. J. L. (1981): *Pelitic gneisses from Kemiö, southwest Finland: a study of retrograde zoning in garnet and spinel*. PhD Thesis Free University Amsterdam.
- Dupont, R. (1979): *Cadre géologique et métallogénese des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale, Espagne)*. These Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine. 371 p.
- Eguíluz, L. (1987): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monesterio. Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Univ. del País Vasco, 693 p.
- Eguíluz, L., Abalos, B., Apraiz, A. y Martínez-Torres, L. M. (1992): El núcleo de Valuengo: correlación e implicaciones en la interpretación geodinámica de la Zona de Ossa-Morena. *Publ. Mus. Geol. Extremadura*, 1: 67.
- Eguíluz, L., Fernández, J., Coullaut, J.L. y Garrote, A. (1983): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, N° 897 (Monesterio) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA). *Instituto Geológico y Minero de España (IGME)*. Madrid.
- 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.
- Essene, E. J. (1989): The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. En: *Evolution of metamorphic belts* (J.S. Dayly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley, Eds.) *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 43: 1-44.
- Febrel, T. (1970a): Metalogenia de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, 81: 472-492.
- Febrel, T. (1970b): Facies estructurales de la Hoja núm. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). *Estudios Geológicos.*, 81: 472-492.
- Ferry, J. M. y Spear, F.S. (1978): Experimental calibration of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 26: 209-217.
- Florence, F. P. y Spear, F. S. (1991): Effects of diffusional modification of garnet growth zoning on P-T path calculations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 487-500.
- Gangully, J. y Saxena, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications for geothermobarometry. *Amer. Mineral.*, 69: 88-98.
- Gardien, V., Tegye, M., Lardeaux, J. M., Misseri, M. y Dufour, E. (1990): Crust-mantle relationships in the French Variscan chain: the example of the Southern Monts du Lyonnais unit (eastern French Massif Central). *Jour. Met. Geol.*, 8: 477-492.
- Ghent, E. D. (1970): Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *American Mineralogist*, 61: 710-714.
- Gil Ibarguchi, J. I., Mendia, M., Girardeau, J. y Peucat, J. J. (1990): Petrology of eclogites and clinopyroxene-garnet metabasites from the Cabo Ortegal Complex (northwestern Spain). *Lithos*, 25: 133-162.
- 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: 678-700.
- Gutiérrez Elorza, M., Hernández Enrile, J. L. y Vegas, R. (1971): Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y Norte de la de Huelva. *Bol. Geol. Min.*, 82: 269-273.
- Harte, K. V. y Henley, K. J. (1966): Occurrence of compositionally zoned almanditic garnets in regionally metamorphosed rocks. *Nature*, 210: 689.
- Hébert, R. y Ballèvre, M. (1993): Petrology of staurolite-bearing metapelites from the Cadomian belt, northern Brittany (France): constraints on low-pressure metamorphism. *Bull. Soc. géol. France*, 164: 215-228.
- Hodges, K. V. y Crowley, P. D. (1985): Error estimation in empirical geothermometry and geobarometry of pelitic systems. *Amer. Mineral.*, 70: 702-709.
- Hodges, B. y Spear, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Mineral.*, 67: 1118-1134.
- Hoinkes, G. (1986): Effects of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 393-399.
- Holdaway, M. J. y Lee, S. H. (1977): Fe-Mg cordierite in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 175-198.
- Hollister, L. S. (1977): The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia: reply. *Canadian Mineralogist.*, 15: 278-279.
- Hollister, L. S. (1978): The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia. *Canadian Mineralogist.*, 16: 217-229.
- Hoschek, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22: 208-232.
- Indares, A. and Martingole, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: evaluation of equilibrium criteria. *The Canadian Mineralogist*, 23: 187-193.
- Indares, A. and Martingole, J. (1989): The Grenville front south of Val-d'Or, Quebec. *Tectonophysics*, 157: 221-239.
- Johannes, W. (1984): Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 264-273.
- Jones, K. A. y Brown, M. (1990): High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *Jour. Met. Geol.*, 8: 551-578.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *The American Mineralogist.*, 68: 277-279.
- Koziol, A. H. y Newton, R. C. (1988): Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz barometer. *Amer. Mineral.*, 73: 216-223.
- Koziol, A. H. y Newton, R. C. (1989): Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 423-433.
- Lister, G. S. y Snoke, A. W. (1984): S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 217-238.
- Loomis, T. P., (1986): Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and mineral simulations of the crystallization of garnet. *Jour. Met. Geol.*, 4: 201-229.

- Menhert, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393p.
- Menhert, K. R. (1987): The granulization problem-revisited. *Fortschritte der Mineralogie*, 65: 285-306.
- Mercier, L., Johan, V., Lardeaux, J. M. y Ledru, P. (1992): Evolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artése (Massif central français): nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163: 293-308.
- Mezger, K. (1990): Geochronology in granulites. In: Vielzeuf D. & Vidal, P.H. (eds) *Granulites and crustal evolution*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, The Netherlands, 451-470.
- Moody, J. B., Meyer, O. y Jenkins, J. E. (1983): Experimental characterization of the greenschist-amphibolite boundary in mafic systems. *Amer. J. Sci.*, 283: 48-92.
- Newton, R. C. y Haselton, H. T. (1981): Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase-AlSi₂O₅-Quartz Geobarometer. In: *Thermodynamics of Minerals and Melts* (R.C. Newton, A. Navrotsky y B.J. Wood, Eds.) Springer-Verlag, New York: 131-147.
- Passchier, C. W. y Simpson, C. (1986): Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8: 831-843.
- Perchuk, L. L. (1989): P-T-fluid regimes of metamorphism and related magmatism with specific reference to the granulite facies. Sharyzhgaly complex of Lake Baikal. En: *Evolution of metamorphic belts* (J.S. Dayly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley, Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 43: 1275-291.
- Perchuk, L. L. y Lavrent'eva, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. *Advance in Physical Geochemistry*, 3: 199-239.
- Powell, R. y Holland, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations, III: applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Jour. Met. Geol.*, 6: 173-204.
- Quesada, C., Fonseca, P. E., Munha, J., Oliveira, J. T. y Ribeiro, A. (1994): The Beja-Acebuches ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance. *Bol. Geol. Min.*, 105: 3-49.
- Reinhardt, J. y Kleemann, U. (1994): Extensional unroofing of granulitic lower crust and related low-pressure, high-temperature metamorphism in the Saxonian Granulite Massif, Germany. *Tectonophysics*, 238: 71-94.
- Rey, P., Burg, J. P. y Caron, J. M. (1992): Middle and Late Carboniferous extension in the Variscan Belt: structural and petrological evidences from the Vosges massif (Eastern France). *Gedimica Acta*, Paris, 5: 17-36.
- Ruiz García, C. (1974): *Génesis de los depósitos de hierro del Suroeste de la provincia de Badajoz*. Tesis. E.T.S.I.M., Madrid, 227 p.
- Ruppel, C. y Hodges, K. V. (1994): Pressure-temperature-time paths from two-dimensional thermal models: Prograde, retrograde and inverted metamorphism. *Tectonics*, 13: 17-44.
- Ruppel, C., Royden, L. y Hodges, K. V. (1988): Thermal modeling of extensional tectonics: Application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics*, 7: 947-957.
- Samper, J. (1970): Trabajo petroestructural de la Hoja. 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). Petroestructura del cuarzo y de la mica. Simetría. Alineaciones. *Estudios Geológicos.*, 26: 233-236.
- Sandiford, M. y Powell, R. (1991): Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens. *Jour. Met. Geol.*, 9: 333-340.
- Schreurs, J. (1985): Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high-grade rocks of West Uusimaa, SW Finland. *Lithos*, 18: 69-80.
- Schreurs, J. y Westra, L. (1986): The thermotectonic evolution of a Proterozoic, low pressure, granulite dome, West Uusimaa, SW Finland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93: 236-250.
- Selverstone, A. B. y Hollister, L. S. (1980): Cordierite bearing granulites from the Coast Ranges, British Columbia: P-T conditions of metamorphism. *Canadian Mineralogist*, 18: 119-129.
- Spear, F. S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Amer. J. Sci.*, 281: 697-734.
- Spear, F. S. (1991): On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling. *J. Metamorphic Geol.*, 9: 379-388.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P. y Menard, T. (1991): A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. Metamorphic Geol.*, 8: 683-696.
- Spear, J. y Peacock, S. M. (1990): *Metamorphic P-T-t paths. Program manual and computer exercises for the calculation of metamorphic phase equilibria, pressure-temperature-time paths and thermal evolution of orogenic belts*. 188p.
- 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.
- Thompson, A. B. y Ridley, J. R. (1987): Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Phil. Trans. of the Royal Soc., London*, A321: 27-45.
- Thompson, A. B. y Tracy, R. J. (1979): Model systems for anatexis of pelitic rocks II. Facies series melting and reactions in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 429-438.
- Tracy, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. En: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*. (Ferry, J.M. eds), *Miner. Soc. Am. Rev. Miner.*, 10: 355-397.
- Van Den Driessche, J. y Brun, J. P. (1992): Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodinamica Acta*, 5: 85-99.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J. R. (1988): Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 257-276.

Manuscrito recibido el 11 de Noviembre de 1994

Aceptado el manuscrito revisado el 8 de Noviembre de 1995