

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 135-150	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

METAMORFISMO REGIONAL
E IMPLICACIONES GEOTERMOMETRICAS
EN EL ALTO VALLE DEL LOZOYA
(SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

POR
C. CASQUET * y F. TORNOS *

RESUMEN

Se estudia el metamorfismo regional en rocas alumínicas (metasedimentos y ortogneises) en un sector profundo del Sistema Central (macizo del Peñalara). Se reconocen nuevamente dos eventos metamórficos, M_1 y M_2 . Del primero se conservan relictos granate almandino, estaurolita y sillimanita y corresponde a un tipo barrowiense. El segundo se caracteriza por una desestabilización de la estaurolita y el granate con generación de cordierita y sillimanita, además de migmatización generalizada. Las temperaturas durante M_2 se han determinado mediante los geotermómetros granate-cordierita y granate-biotita. Estos datos, junto con los topológicos, indican una temperatura, más probable de $780 \pm 50^\circ \text{C}$ para una $P_L = 5 \text{ Kb}$, aunque no se han detectado rocas de tipo granulítico.

ABSTRACT

Regional metamorphism in metasediments and orthogneisses of a deep structural level in the Spanish Central System is described here. Two metamorphic events (M_1 y M_2) are found again. Almandine-rich garnet, staurolite and sillimanite related to M_1 are conserved as relicts and point to a former Barrowian-like metamorphism. M_2 is characterized by the breakdown of staurolite and garnet and widespreading of

* Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.

cordierite and sillimanite and by the development of migmatites. Peak temperatures during M_2 have been determined with the garnet-cordierite and garnet-biotite geothermometers. These data along, with topological reasons point to temperatures in the range $780 \pm 50^\circ \text{C}$ for a $P_L = 5 \text{ Kb}$. Nevertheless no granulites have been found here.

I. INTRODUCCION

El área objeto de estudio se encuentra (Fig. 1) en la zona central y más profunda del Sistema Central español. En este área afloran litologías metamórficas de muy variados tipos que han sido afectadas por el metamorfismo hercínico e intruidas por granitoides de distintas edades.

Se han distinguido dos series litológicas, serie Peñalara y serie Calderuelas, estando la primera en un nivel litoestratigráfico inferior y muy posiblemente separadas ambas por una discordancia (TORNOS, 1981). La serie Peñalara, de carácter esencialmente félsico y poco migmatizada, presenta gneises glandulares a base, que pasan a gneises metagrauváquicos y mármoles en el techo. La serie Calderuelas, más félsica y fuertemente migmatizada, presenta también gneises glandulares a base, seguidos de gneises embrechíticos y metapelíticos micáceos con intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos.

La serie Peñalara es correlacionable con las litologías descritas por NAVIDAD y PEINADO (1977) en la zona de El Escorial y la serie Calderuelas con los términos B_1 y B_2 de la formación Buitrago (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975).

Este conjunto estratigráfico se encuentra intruido por distintas secuencias ígneas, gneises de la Morcuera (FERNANDEZ CASALS, 1971), ortogneises del Reventón y Flecha y granitos de Rascafría-El Paular (APARICIO *et al.*, 1973), de edad prehercínica, hercínica y tardihercínica, respectivamente.

En base a datos de tipo cartográfico y tectónico se han deducido, al menos, cuatro fases de deformación de edad hercínica, correlacionables en su mayor parte con las halladas por FERNANDEZ CASALS (1979), en la región de Buitrago, situada inmediatamente al E. La primera fase genera pliegues tumbados de vergencia E, y una esquistosidad S_1 , que ha sido casi totalmente obliterada por la S_2 . La segunda fase genera, asimismo, pliegues tumbados de vergencia E, dando lugar a estructuras de interferencia de tipo 3 con la F_1 , siendo generadora de la foliación principal, S_2 .

La tercera fase, también de dirección N-S, genera pliegues retrovergentes con las dos primeras fases, llevando asociada una esquistosidad S_3 .

sidad de crenulación, S₃. La cuarta fase genera pliegues deca-a decimétricos de dirección E-W y plano axial vertical.

Para más datos, véanse los trabajos de APARICIO *et al.* (1973), TORNOS (1981) y TORNOS y CASQUET (1982).

II. METAMORFISMO REGIONAL. GENERALIDADES

Los trabajos de síntesis del metamorfismo del Sistema Central (FUSTER *et al.*, 1974; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975), aplicables a rasgos generales a nuestra zona, definen la existencia de dos etapas metamórficas superpuestas, una primera (M₁) de presión más elevada y de tipo Barroviense, y una segunda (M₂), de características de tipo intermedio de baja presión.

El metamorfismo está jalonado por las dos primeras fases metamórficas de edad hercínica, aunque el crecimiento de minerales metamórficos se prolonga hasta después de F₂, dando lugar a cristales claramente postcinemáticos, y existen indicios que permiten suponer que continúa hasta después de F₃ (TORNOS, 1981; CAPOTE *et al.*, *in litt.*, 1981).

Como se ha dicho anteriormente, la F₂, sinmetamórfica ha obliterado casi totalmente las estructuras y mineralogías asociadas a F₁. Sin embargo, se han reconocido estaurolita, sillimanita y granate de claro origen proterógeno. En áreas cercanas a la nuestra se han reconocido asimismo la existencia de distena, asociada al granate, también relicto (NAVIDAD y PEINADO, 1977; FUSTER y VILLASECA, 1979). Por el estudio de las paragénesis de las rocas de carácter aluminico se proponen unas condiciones de temperatura (TORNOS, 1981) de alrededor de 700-780° C y una presión de 4-5 Kb. Asimismo, a partir del estudio de las paragénesis de los mármoles se han deducido unas condiciones de T superiores a los 740° C para una P_L = PH₂O de unos 5 Kb.

El área investigada se encuentra, por tanto, dentro de la zona de alto grado en el sentido de WINKLER (1978), habiendo desaparecido la moscovita primaria en las rocas aluminicas.

En estas rocas afectadas por el metamorfismo regional se genera una profunda migmatización de la que quedan excluidas las rocas de silicatos cálcicos de la serie Calderuelas y toda la serie Peñalara, debido fundamentalmente a la composición fémica de la segunda y su relativa poca riqueza en Al₂O₃.

La fusión parcial genera leucosomas cuarzofeldespáticos que se concentran en bandas de segregación paralelas a la foliación principal,

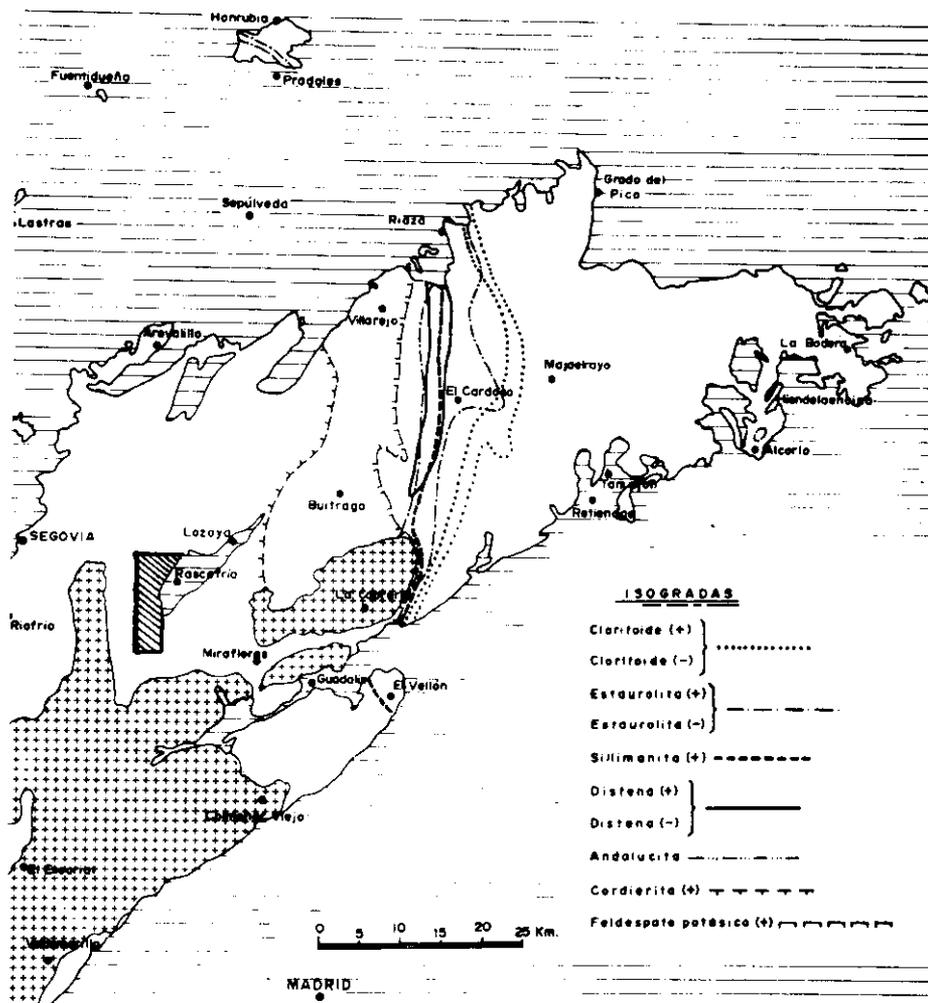


FIG. 1.—Situación geológica dentro del metamorfismo del SCE (tomado de FUSTER et al., 1974).

dando estructuras bandeadas de tipo embrechítico. En las rocas cuarzo-feldespáticas, como es el del gneis Morcuera, son frecuentes las manchas nebulíticas diatexiticas que conllevan asociada pérdida de estructuración, de claro origen post F_2 .

La duración de la etapa de migmatización abarca, por lo menos, desde el comienzo de la F_2 hasta el final de F_3 . Sin embargo, las bandas migmatíticas se encuentran plegadas y afectadas por los esfuerzos tectónicos de la F_4 .

Una estructura significativa, principalmente visible en los gneises Morcuera, es la existencia de bandas de crociditas (DE WAARD, 1953), subverticales y de dirección aproximada E-W, que deforman la foliación en sus cercanías y conllevan migmatización. Posiblemente representan una zona difusa de cizalla tardía.

III. GEOTERMOMETRIA

Con el fin de determinar las condiciones físicas del metamorfismo M_2 en el área de estudio y, por tanto, las condiciones máximas del metamorfismo en el Sistema Central español, se han analizado las composiciones de dos pares minerales (Gr-Bi y Gr-Cord), mediante microsonda electrónica (CAMECA Ms 46, IGME), cuyas composiciones se muestran en el cuadro II.

Se ha tomado como representativa de la fase mineral analizada la media de 5 a 20 puntos de análisis (cuentas por 10 sg.), habiéndose usado como patrones óxidos puros, siguiendo el método de BENCE y ALBEE (1966). A su vez, asimismo, mediante microsonda electrónica, se ha observado la ausencia de zonación en los minerales estudiados. Son numerosos los autores que han pretendido relacionar la composición Fe-Mg de los minerales (coeficiente de distribución W_D), con los parámetros intensivos P y T del metamorfismo siguiendo una aproximación empírica, experimental o técnica o una combinación de ellas. En este trabajo hemos utilizado los pares granate-biotita y granate-cordierita.

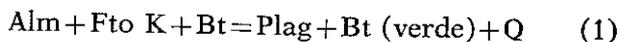
1. *El par granate-biotita*

El par granate biotita ha sido medido en el cuerpo gneísico de la Flecha, litología de claro origen ortoderivado que aparece en las cercanías del contacto entre las series Peñalara y Calderuelas. Es un cuerpo homogéneo, fuertemente leucocrato y que presenta una zonación que se manifiesta por una paragénesis de $Q+FtoK+Plag+Bt$ a núcleo y otra de $Q+FtoK+Plag+Gr+Turm+Bt$ a borde. Como accesorio en este ortogneis de la Flecha se encuentra granate con texturas corroidas (Fig. 2). El origen ígneo o metamórfico de este granate no queda resuelto en base al análisis textural. Sin embargo, su homogeneidad, pues no está zonado, el equilibrio químico con la biotita adyacente, y las temperaturas que el par indica, sugieren que en cualquier caso, tanto si el granate es ortomagmático como si es metamórfico, ha experimentado una importante transformación durante M_2 . Es conveniente destacar que la composición muy alman-



FIG. 2.—Granate asociado a biotita. Ortogneis de La lecha. ILM 68551. N.P. $\times 40$.

dínica no es la que sería de esperar en granitos de bajo índice de coloración (Fig. 2). La biotita se origina como producto de desestabilización del granate y en condiciones de alta presión de fluidos, mediante la reacción de tipo deslizante (GIL IBARGUCHI, 1979),



con su característico alto contenido en Al y pobreza en Ti y Mg. Las características químicas y ópticas de las biotitas asociadas al granate del ortogneis de la Flecha son semejantes a las encontradas por IBARGUCHI (*op. cit.*) en la región de Muxia-Finisterre.

Al ser la reacción (1) de tipo deslizante, el reparto de los elementos, principalmente el Fe y el Mg en los minerales, dependerá de parámetros intensivos y externos al mineral.

Este par granate-biotita por su variado campo de composición y relación espacial, ha movido a muchos autores a utilizarlo como determinante de condiciones metamórficas, como geotermómetro. Así, ALBEE (1965) proyecta el coeficiente de distribución, K_D del hierro y del magnesio entre el par granate y biotita contra el contenido en manganeso de granate de rocas pelíticas, diferenciando distintas composiciones con distintos grados metamórficos.

CUADRO 1
ANÁLISIS DE LAS BASES MINERALES ESTUDIADAS
[Granates en base a 20 O, cordierita en base a 18 O
y biotita en base a 24 (O, OH, F)]

	(1)	(2)	(3)	(4)
SiO ₂	36,02	33,31	35,84	48,97
Al ₂ O ₃	20,86	23,33	21,65	32,89
FeO	39,39	27,00	33,87	10,45
MnO	2,80	0,47	1,25	0,14
MgO	0,97	2,33	5,09	6,86
CaO	0,79	0,15	1,20	0,01
Na ₂ O	0,06	0,00	0,08	0,23
K ₂ O	0,03	8,23	0,01	0,01
TiO ₂	0,03	0,98	0,02	0,01
TOTAL	100,95	96,98	99,01	99,57

- (1) Granate ortogneis de la Flecha (ILM 68551).
 (2) Biotita ortogneis de la Flecha (ILM 68551).
 (3) Granate gneis fémico serie Peñalara (M-125).
 (4) Cordierita gneis fémico serie Peñalara (M-125).
 Análisis microsonda electrónica CAMECA MS 46, IGME.
 Analista: Martín Fernández.

THOMPSON (1976), a partir de la temperatura del metamorfismo de rocas con granate y cordierita, obtenida por métodos indirectos, establece una relación de ésta con el K_D y hace un estudio termodinámico de la misma.

PERCHUK (1977) obtiene una ecuación empírica lineal por comparación con el par anfíbol-biotita, que relaciona el K_D con la temperatura de cristalización del par granate-biotita.

$$t^{\circ} C = \frac{A}{\ln K_D - B} - 273 \quad (2)$$

siendo para el par granate-biotita $A=3650$ y $B=2,57$, quedando la ecuación:

$$t^{\circ} C = \frac{3650}{\ln K_D + 2,57} - 273 \quad (3)$$

El coeficiente de distribución para este autor, K_D , es ligeramente distinto al de FERRY-SPEAR (1979), ya que hace intervenir al Mn directamente en la ecuación.

El K_D es:

$$K_D = \frac{X_{Mg}^{Gr} (1 - X_{Mg}^{Bt})}{X_{Mg}^{Bt} (1 - X_{Mg}^{Gr})} \quad (4)$$

siendo:

$$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+} + Mn}$$

y correspondiente al equilibrio.



A partir de la ecuación (2) y del K_D obtenido (ver cuadro II) la temperatura resultante en nuestro caso es de 672° C sin poderse precisar el grado de error. A su vez, es de resaltar que esta expresión de PER-

CUADRO 2
PARAMETROS QUIMICOS DE LOS PARES MINERALES GRANATE-BIOTITA
Y GRANATE-CORDIERITA, SEGUN HOLDAWAY Y LEE (1977)
Y FERRY Y SPEAR (1979) (A) Y PERCHUK (1977) (B)

	X_{Fe}	X_{Mg}	X_{Fe}	X_{Mg}
Gr (1)	86,70	13,30	89,53	3,90
Bt (2)	95,73	4,26	85,44	13,11
Gr (3)	79,04	20,96	76,79	20,37
Cor (4)	46,15	53,85	44,78	52,24
	A		B	
	$K_D^{Fe-Mg} (Gr-Bt) = 0,2272$		$K_D^{Fe-Mg-Mn} (Gr-Bt) = 0,2749$	
	$K_D^{Fe-Mg} (Gr-Cor) = 0,2314$		$K_D^{Fe-Mg-Mn} (Gr-Cor) = 0,2339$	

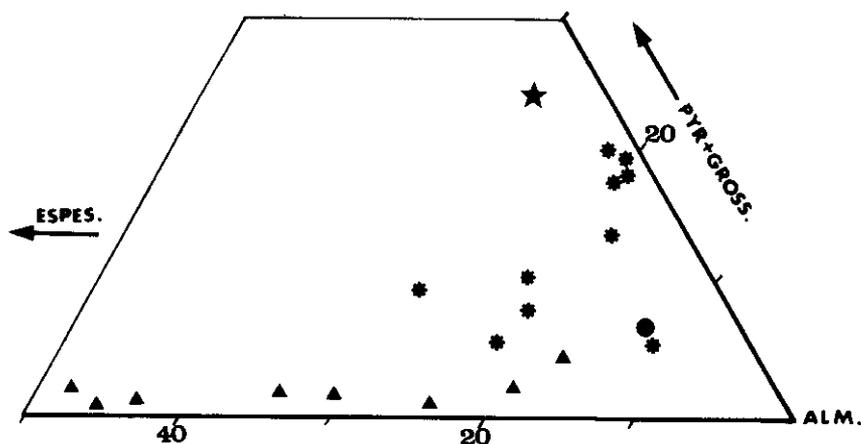


FIG. 3.—Composición química de los granates analizados en relación a granates de rocas graníticas (Δ) (LOPEZ RUIZ y GARCIA CACHO, 1975) y metamórficas de alto grado en el sector central del Sistema Central español (*) (LOPEZ RUIZ et al., 1975). (●) Ortogneis de La Flecha. (★) Gneis fémico serie Peñalara.

CHUK (1977) es totalmente independiente de la presión. A la vista de la figura 4 se observa que la temperatura obtenida por PERCHUK (1977) cae dentro del campo de estabilidad de la estauroлита en presencia de Q, lo cual no es el caso del metamorfismo en el área estudiada, donde se ha encontrado estauroлита, proterógena blindada en cordierita y con sillimanita asociada en rocas con Q sin Ms ni Ftok (TORNOS, 1981). A su vez, la no existencia para este autor de solución sólida Fe-Mg en todo el campo de estabilidad de la biotita y el exceso de Mn sobre el Mg en el granate (cuadro I) indican un área del campo de estabilidad, donde la precisión geotermométrica para este método es poca. Recientemente, FERRY y SPEAR (1979) obtienen experimentalmente la recta de correlación entre el K_D y la temperatura de cristalización, calibrándolo posteriormente con paragénesis naturales. Para poder aplicar este modelo, se ha de tener en cuenta las siguientes limitaciones:

- a) Que el granate no esté zonado,
- b) Que la relación $\text{Ca} + \text{Mn} / \text{Ca} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Fe}$ en el granate sea menor o igual que 0,2.
- c) Que la relación $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} / \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe} + \text{Mg}$ en la biotita sea alrededor de 0,15.
- d) Que la relación $\text{Fe} / \text{Fe} + \text{Mg}$ en ambos minerales sea menor de 1,00 y mayor de 0,8, siendo éste el intervalo en el cual la solución sólida Fe-Mg es cuasi perfecta.

La primera condición se comprueba mediante el análisis por microsonda, observándose que el granate no muestra zonación apreciable.

La relación $Ca+Mn/Ca+Mn+Fe+Mg$ en el granate es netamente inferior al límite propuesto (0,09), mientras que la relación $Al^{VI}+Ti/Al^{VI}+Ti+Fe+Mg$ en la biotita es ligeramente superior a la máxima (0,28), discutiéndose posteriormente su influencia en la temperatura de formación.

CUADRO 3
VALORES DE LA TEMPERATURA (°C) DEL METAMORFISMO (M_2) EN BASE A DISTINTOS PARES MINERALES Y DISTINTOS AUTORES

	<i>Par Gr-Bt</i>	<i>Par Gr-Cor</i>
HOLDAWAY-LEE (1977)	764 ± 50	—
FERRY-SPEAR (1979)	—	845 ± 50
PERCHUK (1977)	685	792 ± 12

La cuarta relación se cumple perfectamente (ver cuadro).

La expresión deducida por FERRY y SPEAR (1979) es:

$$12454 - 4,662 T^{\circ} (K) + 0,057 P (\text{bars}) - 3 RT \ln K_D = 0 \quad (6)$$

siendo R la constante de los gases y K_D el coeficiente de distribución del par granate-biotita. La expresión del K_D , según FERRY y SPEAR (1979), es:

$$K_D (\text{Gr-Bt}) = \frac{X_{gr}^{Fe} \cdot X_{bt}^{Mg}}{X_{bt}^{Mg} \cdot X_{gr}^{Fe}}$$

siendo X la fracción de Fe o Mg, en el total de ambos, y el K_D , en nuestro caso, 0,2902.

Las temperaturas obtenidas, empleando la ecuación de FERRY y SPEAR (*op. cit.*) son:

- 3 Kb 784° C
- 4 Kb 784° C
- 5 Kb 785° C ± 50
- 6 Kb 786° C
- 7 Kb 786° C,

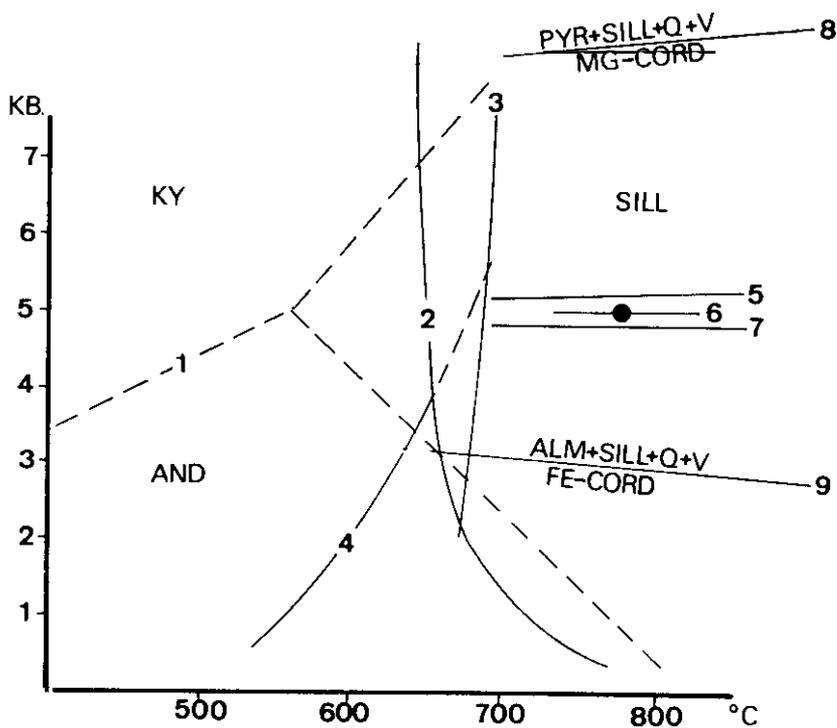


FIG. 4.—Condiciones metamórficas para el área del Peñalara durante M_1 . 1. Punto triple del Al_2SiO_5 . Media de distintos autores.—2. Curva de comienzo de la fusión para $P_i = P_{H_2O}$. KERRICK (1972).—3. $St + Q = Cord + Sill + H_2O$ (WINKLER, 1978).—4. $Ms + Q = Al_2SiO_5 + Fto.K + H_2O$ para $P_T = P_{H_2O}$ (KERRICK, 1972).—5. Isopleta para $X_{Mg} = 0,3$ (Gr). Según NEWTON y WOOD (1979).—6. Intervalo de temperatura para el área estudiada. Basado en FERRY y SPEAR (1979).—7. Isopleta para $X_{Mg} = 0,5$ (Cord). Según NEWTON Y WOOD (1979).—8. $Pyr + Sill + Q + V = Mg\ Cord$ para $P_i = P_{H_2O}$. Según NEWTON Y WOOD (1979).—9. $Alm + Sill + Q + V = Fe\ Cord$ para $P_i = P_{H_2O}$. Según NEWTON y WOOD (1979).

lo que implica que para una variación de ± 2 Kb hay una variación de $\pm 1^\circ C$, que es insignificante frente al propio error experimental del método, que es $\pm 50^\circ C$, basado en un error de $\pm 0,01$, en la determinación de fracciones molares (X).

La T obtenida concuerda perfectamente con la posición de este ortogneis dentro de la zona de alto grado. Asimismo, también indica que esta asociación ha alcanzado el equilibrio durante el metamorfismo. Respecto a las variaciones de la temperatura obtenida por la relación $Al^{VI} + Ti / Al^{VI} + Ti + Fe + Mg$ se puede decir que son mínimos. En esta biotita (TORNOS y CASQUET, 1982) la sustitución de Al^{VI} por Mg es muy grande, siendo la de Fe menor. En los diagramas de

ALBEE (1965) se observa que el empobrecimiento de Mg en la biotita es paralelo al del granate, en esta roca de origen no pelítico. Luego, el K_D varía muy poco al variar proporcionalmente los dos términos y su error puede quedar incluido en el intervalo de confianza.

La influencia del agua ($\text{PH}_2\text{O} \neq \text{P}_T$) sobre el K_D es mínima en este equilibrio, ya que el agua en la biotita es de suponer que en nuestras rocas sea cercana a la teórica.

2. Par Granate-Cordierita

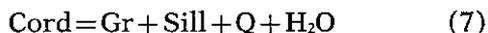
En los gneises félicos granoblásticos de la serie Peñalara y localmente en los gneises metapelíticos de la serie Calderuelas aparecen litologías con la asociación

Gr-Cord-Sill-Q

en ausencia de FtoK. En esta asociación el granate aparece blindado y corroído por la cordierita.

El equilibrio homogéneo entre los dos minerales, al igual que el par granate-biotita, ha sido muy estudiado a la búsqueda de un indicador de presión y temperatura en el metamorfismo de grado medio o alto. Destacan los trabajos de DALLMEYER (1972), THOMPSON (1976) y HENSEN (1977). Recientemente, PERCHUK (1977), HOLDAWAY y LEE (1977) y NEWTON y WOOD (1979) aportan datos experimentales y empíricos sobre el problema.

El equilibrio que relaciona a las cuatro fases minerales, Gr, Cord, Sill y Q, es el siguiente:



en el que el agua desprendida corresponde a la contenida estructuralmente en la cordierita.

---La distribución Mg-Fe²⁺ entre los dos minerales se expresa en base a un catión por la ecuación:



Este equilibrio, en presencia de sillimanita y cuarzo, ha sido tradicionalmente considerado un buen geotermómetro y geobarómetro.

Así, PERCHUK (1977) establece empíricamente la existencia de una correlación lineal entre el $\ln K_D$ y la T absoluta calibrando distintos pares minerales contra el par anfíbol-biotita.

La ecuación lineal obtenida es la (2), pero sustituyendo $A=3421$ y $B=1,742$, siendo asimismo esta expresión independiente de la P.

A pesar de que la temperatura obtenida está en el rango de la obtenida por FERRY y SPEAR (1979) para el par gr-bt, el método ha de aceptarse con reservas, ya que por encima de los 750° C la relación $\ln K_D$ -T deja de ser lineal al aumentar la entropía de reacción y la dispersión de puntos es máxima. Este autor (PERCHUK, *op. cit.*) atribuye esta dispersión máxima a alta temperatura a la inversión cordierita-indialita.

HOLDAWAY y LEE (1977) abordan el problema experimentalmente obteniendo que la intersección de las isopletras X_{Mg} del gr-cord permiten determinar fácilmente la P-T del equilibrio del par mineral.

La ecuación obtenida es:

$$6150 - 2,659T + 0,0303P = -1,987T \ln K_D \quad (9)$$

En el cuadro III se han indicado los valores de las temperaturas de equilibrio para nuestro caso, según distintos métodos. Es de destacar que la P de equilibrio en base a los datos de HOLDAWAY y LEE es de 5 Kb aproximadamente, siendo $P_t = P_{H_2O}$, lo que coincide con la estimación de partida de este trabajo.

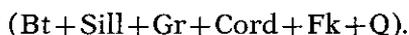
La disposición de las isopletras, con pendiente negativa para el término rico en Mg-Cord, y su cierto ángulo con respecto a los ejes en el diagrama P-T, así como la contradicción entre las T anormalmente altas obtenidas por este método y las obtenidas por otros métodos geotermométricos (HOLDAWAY y LEE, *op. cit.*) son revisadas por NEWTON y WOOD (1979). Estos atribuyen las imprecisiones de HOLDAWAY-LEE (1977) a que estos autores sólo consideran el valor del cambio de volumen del agua en la reacción (7), sin tener en cuenta que el agua contenida en la cordierita es un reactante y, por tanto, participa en la reacción y su contribución a la ΔS reacción va a ser variable, según $P_{H_2O} \leq P_T$. NEWTON y WOOD (1979) modifican totalmente las ideas sobre el valor del par granate-cordierita. El efecto de la entropía del agua contenida en la cordierita sobre la entropía de reacción modifica sensiblemente las tesis de HOLDAWAY y LEE (1978), disponiendo las isopletras subparalelas entre sí y al eje X del diagrama P-T (Fig. 4), con lo que el par granate-cordierita en presencia de sill + Q deja de ser un buen geotermómetro para pasar a poderse usar como geobarómetro.

Esta hipótesis había sido apuntada anteriormente por PERCHUK (1977).

En este caso, el K_D sería independiente de la temperatura, presión y contenido de agua.

La aplicación de los datos al método de NEWTON y WOOD lleva a que la $P_t = P_{H_2O} = 5$ Kb, lo que de nuevo confirma que no se alcan-

zaron condiciones granulíticas. En este sentido es de destacar que no hemos observado en este área paragénesis de tipo kinzingítico



4. Conclusiones

Este trabajo representa un primer intento de establecer las condiciones físicas del metamorfismo en el Sistema Central en base a la distribución de elementos variantes entre pares minerales.

La temperatura más posible en el sector del Peñalara durante la etapa M_2 del metamorfismo hercínico se encuentra en el intervalo $785 \pm 50^\circ C$, lo que concuerda claramente con las observaciones paragenéticas en distintas litologías. El geotermómetro cordierita-granate de PERCHUK (1977) da valores de T próximos a los del par biotita-granate ($792^\circ C$), mientras que el de HOLDAWAY y LEE (1977) da T ligeramente altas, tal como pronostican sus autores, y presiones litostáticas consecuentes. Sin embargo, estos datos han de ser considerados con cautela en base a los resultados de NEWTON y WOOD (1979).

La presión litostática en el sector estudiado debía ser del orden de 5 Kb, siendo P_t aproximadamente a P_{H_2O} , no habiéndose desarrollado, por tanto, condiciones granulíticas.

Los datos de presión y temperatura llevan a gradientes $52^\circ C/km$ de acuerdo con el tipo de metamorfismo y con los obtenidos por otros autores (FUSTER y VILLASECA, 1979), en áreas cercanas.

AGRADECIMIENTOS

Nuestro agradecimiento al profesor José María Fúster, director del Departamento de Petrología, por las facilidades prestadas para la realización de este trabajo:

Asimismo, nuestro agradecimiento al doctor Martín Fernández y al IGME por las determinaciones mediante microsonda. Mónica Tornos llevó a cabo la labor mecanográfica.

BIBLIOGRAFIA

- ALBEE, A. L. (1965): «Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages». *Jour. Geol.*, 73, 155-164.
- APARICIO, A.; CASQUET, C., y BARRERA, J. L. (1973): «Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular». *Estudios Geol.*, 29, 479-487.

- BENCE, A. E., y ALBEE, L. (1966): «Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates of silicates and oxides». *Jour. Geol.*, 76-4, 382-403.
- CAPOTE, R., y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1975): «Las series anteordovícicas del Sistema Central español». *Bol. Geol. y Min.*, 86-6, 581-596.
- DALLMEYER, R. D. (1972): «Compositional controls on Cordierite bearing assemblages in High Grade Regional metamorphism». *24 Int. Geol. Congress*, section II, 52-63.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1974): «Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera». *Studia Geol.*, 7, 87-106.
- (1979): «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama». *Est. Geol.*, 35, 169-191.
- FERRY, J. M.; SPEAR, F. S. (1979): «Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet». *Contr. Min. and Petrol.*, 66, 113-117.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974): «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español». *Bol. Geol. Min.*, 85-5, 595-600.
- FUSTER, J. M., y VILLASECA, C. (1979): «Migmatización en las series metamórficas de las vertiente norte de la sierra del Guadarrama». *Est. Geol.*, 35, 285-290.
- GIL IBARGUCHI, I. (1979): *Estudio petrográfico de la región Muxia Finis-terre*. Tesis doctoral, Universidad Autónoma de Barcelona.
- HENSEN, B. J. (1977): «Cordierite-garnet bearing assemblages as geothermometers and barometers in granulite facies terrains». *Tectonophysics*, 43, 73-88.
- HOLDAWAY, M. J., y LEE, S. M. (1977): «Fe-Mg Cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations». *Contr. Min. Petrol.*, 63, 175-198.
- KERRICK, D. M. (1972): «Experimental determination of muscovite + Quartz stability with $P_{H_2O} < P$ ». *Am. Jour. Sci.*, 272, 946-958.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama». *Mem. IGME*, 86, 127 págs.
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L. (1975): «Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la sierra de Guadarrama». *Bol. Geol. Min.*, 86-6, 614-618.
- NAVIDAD, M., y PEINADO, M. (1977): «Facies vulcanosedimentarias en el Guadarrama Central». *Studia Geol.*, 12, 137-159.
- NEWTON, P., y WOOD, B. J. (1979): «Thermodynamics of water in cordierite and some consequences of cordierite as hydrous phase». *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 391-405.
- PERCHUK, L. (1977): «Thermodynamic control of metamorphic processes», en *Energetics of Geological Processes*, S. SAXENA y S. BHATTACHARJ, Springer Verlag, 473 págs.
- THOMPSON, A. B. (1976): «Mineral reactions in pelitic rocks». *Am. J. Sci.*, 276, 425-454.

- TORNOS, F. (1981): *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis de licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 152 págs.
- TORNOS, F., y CASQUET, C. (1981): «Caracterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico». *Bol. Geol. Min. (in press)*.
- WAARD, D. (1953): «Estructuras palingenéticas en los gneis de la sierra de Guadarrama». *Pub. Extr. Geol. Esp.*, 7, 267-285.
- WINKLER, H. G. F. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, Madrid, 346 págs.