

Termobarometría de rocas con la asociación granate - cordierita - biotita; trayectorias P-T en el complejo anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la Zona Centro Ibérica

M.^a DOLORES PEREIRA

*Departamento de Geología. Facultad de Ciencias
Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca España*

**Dirección actual:*

McMaster University. Dpt. of Geology. Hamilton. Ontario L8S 4M1 CANADA

Resumen: El estudio de las condiciones de presión y temperatura de formación de los materiales del Complejo Anatéctico de la Peña Negra mediante geotermobarometría del granate, señala que el punto álgido de la anatexia ocurrió a una temperatura aproximada de 750 °C y a una presión de unos 4 kb, para posteriormente retrogradarse hasta alcanzar una temperatura mínima de 500 °C a una presión entre 1 y 2 kb. El granate es un mineral extraordinariamente raro en el Complejo, y parece haberse formado a partir de una reacción de la biotita, en presencia de sillimanita, durante el paroxismo térmico. Posteriormente, el granate sufre un retrometamorfismo, dando lugar a biotitas y cordieritas que lo rodean y que son menos magnesianas que las formadas por metamorfismo progrado. Estos resultados de las condiciones de metamorfismo para los materiales del Complejo de la Peña Negra son coincidentes con los obtenidos por diversos autores para zonas relativamente próximas, rodeando la isograda de la anatexia.

Palabras clave: Complejo Anatéctico de la Peña Negra, migmatitas, geotermobarometría, zonado del granate, retrometamorfismo, anatexia.

Abstract: Garnet geothermobarometry on materials from the Peña Negra Anatectic Complex shows that the climax of anatexis took place at 750 °C and 4 kb. Retrograde metamorphism led to a minimum of temperature of about 500 °C and a pressure between 1 and 2 kb. Garnet is a very rare mineral within the Complex and seems to have formed through the incongruent melting of biotite during the thermal paroxysm. Afterwards, retrogression of the garnet produced a rim of biotite plus cordierite: these are less magnesian than normal prograde biotite and cordierite. These results coincide with published data by different authors for neighboring areas which are always near the anatexis isograd.

Key words: Peña Negra Anatectic Complex, migmatites, geothermobarometry, garnet zoning, retrograde metamorphism, anatexis.

Pereira, M. D. 1993.—Termobarometría de rocas con la asociación granate-cordierita-biotita; trayectorias P-T en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila). Implicaciones sobre el metamorfismo hercínico en la zona Centro-ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 131-140.

El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (CAPN) (ver descripción completa en Bea y Pereira, 1990, y Pereira, 1992) aflora al NO de la Sierra de Gredos, dentro del Batolito de Avila, ocupando un área aproximada de 350 km² (Fig. 1). Está formado por rocas metamórficas de grado medio-alto y por diversos tipos de segregados graníticos generados a partir de las primeras durante la anatexia hercínica, cuyo paroxismo ocurrió hace 310 Ma (Pereira, 1992; Pereira *et al.*, 1992). Los materiales más abundantes del CAPN son unas migmatitas diatexíticas de composición granodiorítica a las que hemos agrupado bajo el nombre genérico de "migmatitas mesocráticas" haciendo referencia únicamente a su aspecto mesoscópico.

Las migmatitas mesocráticas tienen una mineralogía poco variable, estando compuestas por una paragénesis ca-

racterística de condiciones de baja presión: cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita + cordierita ± sillimanita como minerales esenciales, e ilmenita, apatito, circón, pirita, calcopirita y turmalina como minerales accesorios. En dicha paragénesis no hay ninguna asociación mineral que dé buenos resultados como sensor termobarométrico, lo que hasta ahora había impedido determinar con precisión las condiciones de presión y temperatura a las que tuvo lugar la migmatización en el CAPN.

Sin embargo, en una zona restringida del complejo anatéctico, localizada cerca de la colina rocosa denominada Peña Negra, hemos identificado recientemente la presencia de granate como fase accesoria dentro de las migmatitas mesocráticas (Pereira, 1992). Este hecho tiene una importancia relevante a la hora de efectuar cálculos geotermo-

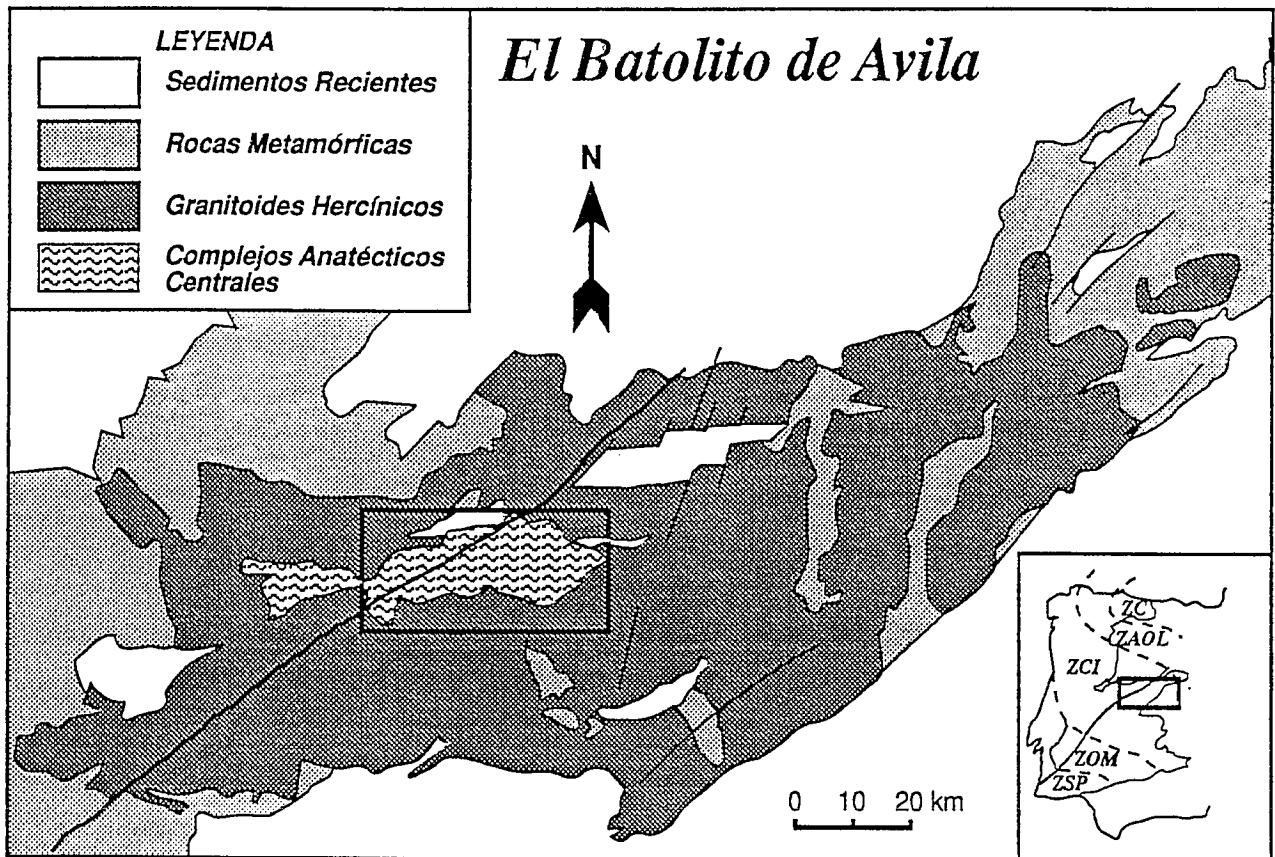


Fig. 1.—Situación del Complejo Anatéctico de la Peña Negra en el Batolito de Avila.

barométricos, puesto que como es bien conocido, los pares minerales cordierita-granate (ej.: Bhattacharya *et al.*, 1988) y biotita-granate (ver Spear y Peacock, 1990) constituyen excelentes geotermómetros, y, al mismo tiempo, el par granate-plagioclasa en presencia de sillimanita y cuarzo es un buen geobarómetro (Hodges y Spear, 1992).

Por tanto, los objetivos de este trabajo son esencialmente dos: 1) mediante termobarometría, estudiar las condiciones de presión y temperatura a las que se originaron las rocas migmatíticas que constituyen el CAPN; y 2) comparar los resultados obtenidos con los ofrecidos por otros autores para la formación de series semejantes en áreas relativamente próximas, sobre todo en el sector de Guadarrama y el Domo del Tormes.

Características de las muestras estudiadas

Las migmatitas mesocráticas son los materiales más abundantes de todo el CAPN y entre ellas se intercalan láminas de granodiorita y pequeños cuerpos de leucogranito (Bea y Pereira, 1990; Pereira, 1992). Se trata de unas migmatitas de alto grado, casi totalmente neosomáticas, a las que puede aplicarse con propiedad, por tanto, el término de diatexitas, en el sentido de Mehnert (1987). Las migmatitas mesocráticas están formadas por: 1) Leucosome granodiorítico: tiene una textura hipidiomórfica granular y apariencia inequívocamente magmática. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita y biotita como minerales esenciales; 2) Melanosome restítico, que aparece como

pequeños enclaves o schlieren dentro del leucosome y está formado por bandas de sillimanita y fibrolita alternando con lechos granoblásticos constituidos por cordierita y biotita como minerales esenciales, con abundantísima ilmenita, algo de plagioclasa y, más raramente, feldespato potásico. Atendiendo al tipo de mesoestructuras dominantes, así como a las relaciones con las láminas de granodioritas subautéctonas que aparecen intercaladas dentro de ellas, las migmatitas mesocráticas se agrupan en tres facies distintas: facies schlieren, facies nebulítica y facies transicional (Pereira, 1989; Bea y Pereira, 1990). La composición química y mineralógica de las tres facies es prácticamente idéntica, pero hay que destacar que el granate modal sólo se ha encontrado en muestras pertenecientes a la facies schlieren, donde aparece como cristales de tamaño considerable ($\varnothing = 1$ cm), con contornos subidiomórficos y texturas poiquilíticas o subpoiquilíticas, con abundantes inclusiones de cuarzo, biotita y apatito.

Las muestras estudiadas pertenecen todas a la facies schlieren de las migmatitas. Los cristales de granate tienen una marcada tendencia a presentarse más en el leucosome que en el melanosome, aunque su composición es prácticamente la misma en ambos casos (Tabla 1).

Metodología de trabajo

Se han realizado análisis por microsonda electrónica de elementos mayores en biotitas, cordieritas, granates, sillimanitas, moscovitas, feldespatos, ilmenitas y sulfu-

ros. Para ello se han utilizado las microsondas electrónicas CAMEBAX de las universidades de Oviedo (España) y Hannover (Alemania). En todas las microsondas se utilizó un programa similar de análisis de silicatos y los parámetros de análisis fueron: voltaje de aceleración: 15.00 kV; tensión del filamento: 8.00 kV; y corriente de imagen: 10 nA.

Como patrones se han utilizado: (1) corindón; (2) hematites; (3) periclasa; (4) TiMn; (5) ortoclasa; (6) albita; (7) wollastonita; (8) andradita y (9) apatito. Las condiciones de contaje se ajustaron para obtener una precisión del $\pm 0.5\%$ en todos los elementos.

Las Tablas 1, 2 y 3 muestran los resultados analíticos obtenidos para diferentes minerales

Quimismo del granate

En general se trata de un granate de tipo almandínico (Fig. 2) con un elevado contenido en componente espartánico (a veces supera el 8%). El MnO se concentra preferentemente en los bordes del granate, estando empobrecido el núcleo en este componente (Figs. 3 y 4). El perfil se ajusta, aunque con ciertas diferencias, al descrito por varios autores en los granates de rocas del grado de metamorfismo sillimanita + feldespato potásico. En los perfiles descritos en la literatura generalmente existe un gran núcleo sin zonar, concentrándose la zonación en los bordes del cristal (ej.: Tracy *et al.*, 1976; Yardley,

1989). Sin embargo, en los granates de las migmatitas mesocráticas de la Peña Negra la zonación está presente a lo largo de todo el diámetro de los cristales analizados, aunque en algunos casos (ver Figs. 3 y 4) pueden diferenciarse algunas irregularidades en el zonado de la parte media. Es de destacar que los granates que presentan este tipo de zonado son, precisamente, aquellos de mayor tamaño.

El perfil del FeO es parecido al del MnO: la concentración del FeO es más elevada en los bordes del cristal que en el núcleo. También se observan anomalías (ver Fig. 3), encontrándose el núcleo y los bordes del cristal enriquecidos con respecto a los puntos medios donde se detecta un empobrecimiento.

En cuanto al MgO, puede observarse cómo se produce un empobrecimiento de este componente hacia los bordes, aunque en algunos casos se definen unas zonas intermedias en las que tiene lugar un enriquecimiento de MgO con respecto al núcleo. El empobrecimiento de MgO en los bordes de los cristales de granate puede ser explicado como debido a la formación de cordierita a partir del proceso de retrogradación metamórfica del granate.

El perfil del CaO es poco significativo, aunque puede definirse una cierta tendencia de este componente a disminuir hacia los bordes.

En definitiva, se trata de un zonado inverso, relacionado con la reabsorción del granate y posterior formación de cordierita y biotita a sus expensas.

Tabla 1.—Análisis de granates de las migmatitas mesocráticas de la Peña Negra.

Cristal	1			2		3			4			5		
	borde	medio	centro	borde	centro	borde	medio	centro	borde	medio	centro	borde	medio	centro
SiO ₂	36.73	37.03	37.08	36.38	37.33	36.79	36.33	37.02	36.23	36.83	36.46	36.51	36.35	36.28
TiO ₂	0.035	0.04	0.02	0.03	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	20.78	20.58	20.68	20.53	21.00	20.75	20.83	20.98	20.77	20.67	20.66	20.98	20.87	20.61
FeO	36.16	36.91	35.92	36.72	35.17	34.24	35.03	34.08	34.29	35.46	35.05	35.09	35.06	34.53
MgO	1.18	1.90	2.56	1.18	3.41	1.88	2.03	3.06	0.61	1.71	1.70	1.37	1.75	1.73
MnO	5.76	4.29	3.75	5.22	3.13	4.91	4.54	3.81	6.59	5.00	4.89	5.23	5.12	4.77
CaO	0.71	0.81	0.74	0.66	0.83	0.78	0.82	0.80	0.69	0.71	0.79	0.75	0.80	0.75
Na ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.06	0.09	0.08	0.09	0.06	0.04	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Suma	101.36	101.56	100.76	100.72	100.91	99.38	99.66	99.82	99.29	100.47	99.68	100.00	100.02	98.72
Fórmula estructural sobre 12 oxígenos														
Si	2.98	2.98	2.99	2.97	2.98	3.00	2.97	2.99	2.99	2.99	2.98	2.98	2.99	2.98
Al	1.98	1.95	1.96	1.97	1.98	2.00	2.00	2.00	2.02	1.98	1.99	2.02	1.99	2.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.45	2.49	2.42	2.51	2.35	2.34	2.39	2.30	2.37	2.41	2.40	2.39	2.34	2.40
Mg	0.14	0.22	0.30	0.14	0.40	0.22	0.24	0.36	0.07	0.20	0.20	0.16	0.34	0.19
Mn	0.39	0.29	0.25	0.36	0.21	0.34	0.31	0.26	0.46	0.34	0.33	0.36	0.24	0.35
Ca	0.06	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X _{Fe}	0.80	0.80	0.79	0.81	0.77	0.78	0.79	0.76	0.79	0.79	0.79	0.80	0.78	0.79
X _{Mg}	0.04	0.07	0.10	0.04	0.13	0.07	0.08	0.12	0.02	0.06	0.06	0.05	0.11	0.06
X _{Mn}	0.13	0.09	0.08	0.11	0.07	0.11	0.10	0.08	0.15	0.11	0.11	0.12	0.08	0.11
X _{Ca}	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Tabla 2.—Análisis de cordieritas de la Peña Negra. El cristal 3 corresponde a una cordierita que coexiste con granate. En la fórmula estructural ΣT , ΣM , ΣCh representan la suma de cationes tetraédricos, octaédricos y de canal respectivamente. M es la relación $M = Mg/(Fe + Mn + Mg)$.

cristal	1	2	3	4	5
SiO ₂	47.64	48.25	48.17	48.53	47.83
TiO ₂	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	32.04	32.85	31.64	32.27	32.86
FeO	11.95	10.41	13.08	11.58	10.77
MgO	6.10	6.50	5.34	6.09	6.08
MnO	0.23	0.22	0.33	0.27	0.26
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.18	0.39	0.15	0.08	0.25
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Suma	98.14	98.66	98.72	98.82	98.06

Fórmula estructural sobre 18 oxígenos

Si	5.004	5.004	5.053	5.045	4.998
Al	3.966	4.014	3.910	3.953	4.046
ΣT	8.970	9.019	8.963	8.997	9.043
Ti	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Fe	1.050	0.903	1.147	1.006	0.941
Mg	0.954	1.004	0.835	0.943	0.946
Mn	0.021	0.019	0.030	0.024	0.023
ΣM	2.025	1.928	2.012	1.974	1.910
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Na	0.037	0.078	0.031	0.016	0.051
K	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
ΣCh	0.037	0.081	0.032	0.016	0.052
$\Sigma cat.$	11.032	11.027	11.007	10.987	11.005
M	0.471	0.521	0.415	0.478	0.495

Estudio geotermobarométrico

Existe una amplia colección de trabajos dedicados a la calibración de geotermómetros y geobarómetros utilizando las mismas asociaciones mineralógicas que constituyen los materiales en que se basa el presente trabajo (ej.: Perchuk, 1967, 1969, 1970 a, 1970 b; Hensen y Green, 1973; Currie, 1974; Holdaway y Lee, 1977; Perchuk, 1977; Ferry y Spear, 1978; Perchuk, 1981; Hodges y Spear, 1982; Perchuk, y Lavrent'eva, 1983; Ganguly y Saxena, 1984; Indares y Martignole, 1985; Bhattacharya, 1988; Spear y Peacock, 1989). Sin embargo, sólo algunos han sido utilizados en el cálculo de las condiciones de P y T para el Complejo de la Peña Negra (tabla 4) puesto que con la utilización de los otros se obtuvieron siempre resultados aberrantes. En concreto, se han seleccionado los geotermómetros granate-cordierita de Bhattacharya *et al.* (1988) y granate-biotita de Ferry y Spear (1978), Hodges y Spear (1982), Ganguly y Saxena (1984), Perchuk y Lavrent'eva (1983), Indares y Martignole (1985) y Ferry y Spear (1990). El geobarómetro utilizado es granate-sillimanita-plagioclasa-cuarzo de Hodges y Spear (1992).

Geotermometría

Par cordierita-granate

Se han aplicado algunos de los geotermómetros que consideran el par cordierita-granate sobre las muestras que contienen granate de las migmatitas mesocráticas. Algunos de ellos no ofrecieron resultados coherentes para la obtención de la temperatura del climax metamórfico. Esto es probablemente debido a que en la calibración de estos termómetros no se tuvo en cuenta el componente espesartínico que pueda llevar el granate, que, como fue citado anteriormente, es bastante elevado en los granates de las rocas del

Tabla 3.—Análisis de biotitas de la Peña Negra. Los cristales 1 y 2 corresponden a biotitas que están en contacto con granates.

cristal	1	2	3	4
SiO ₂	34.40	34.60	35.03	34.72
TiO ₂	2.34	2.30	2.43	2.39
Al ₂ O ₃	19.80	19.46	18.29	19.13
FeO	22.67	23.13	21.31	20.62
MgO	5.82	5.90	8.06	8.10
MnO	0.21	0.06	0.20	0.22
CaO	0.01	0.04	0.00	0.00
Na ₂ O	0.23	0.22	0.08	0.20
K ₂ O	9.03	9.21	9.98	8.86
Suma	95.51	94.92	95.38	94.24

Fórmula estructural sobre 11 oxígenos

Si	2.681	2.692	2.705	2.686
IVAl	1.319	1.308	1.295	1.314
VIAl	0.500	0.477	0.369	0.430
Ti	0.137	0.135	0.141	0.139
Fe	0.676	0.684	0.927	0.933
Mg	1.477	1.505	1.376	1.334
Mn	0.014	0.004	0.013	0.014
ΣM	2.804	2.803	2.825	2.851
Ca	0.002	0.004	0.000	0.000
Na	0.036	0.033	0.012	0.030
K	0.898	0.914	0.983	0.874
ΣA	0.935	0.951	0.995	0.904
$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	0.686	0.688	0.597	0.588

CAPN, observándose un fuerte enriquecimiento en este componente hacia el borde de los cristales (tabla 1).

Aplicando el geotermómetro de Bhattacharya *et al.* (1988) se han obtenido temperaturas mucho más razonables que las determinadas a partir de otros geotermómetros, por lo que estimamos que éste puede ser el método más apropiado para el cálculo de la temperatura de equilibrio para nuestros materiales trabajando con el par mineral cordierita-granate. Los resultados que se obtienen son los siguientes (tabla 4):

1) El rango de valores en que oscilan las temperaturas está entre 513 °C y 741 °C. Las T han sido calculadas para una presión invariable de 3 kb, puesto que en el cálculo termométrico esta variable apenas influye.

2) La disminución de Mg en los bordes de los cristales de granate ha sido explicada como consecuencia de la formación de cordierita (Grant y Weiblen, 1971; Tracy 1976; Hollister, 1977; Tracy, 1982). Puede observarse cómo cuando se utilizan los análisis de composición de los bordes de los cristales de granate, que están en contacto con la cordierita, se obtienen los valores más altos de la relación X_{Fe}/X_{Mg} así como las temperaturas mínimas.

3) Sin embargo, cuando se utilizan los datos de composición del núcleo de los granates, donde los valores de la relación X_{Fe}/X_{Mg} son más bajos, las temperaturas que se obtienen, para una P de 3 kb, son del orden de 740 °C, que son de las máximas a las que hemos llegado con la utilización de geotermómetros. Hay que subrayar que en la aplicación de geotermómetros sobre minerales zonados está ampliamente recomendada la utilización de los análisis del centro del cristal para la obtención de temperaturas de equilibrio del mineral con el fundido.

Por tanto, parece factible considerar una temperatura de equilibrio, para una presión de 3 kb, entre 710 °C y 740 °C para la formación de las migmatitas en que se ha aplicado el geotermómetro, pudiendo identificar una disminución de temperatura, donde se produce un enriquecimiento de MnO y FeO así como un empobrecimiento en MgO en los bordes del cristal de granate.

Par biotita-granate

Hay que señalar que la distribución de Fe y Mg entre la parte central del granate y las biotitas de la matriz es la más apropiada para estimar las condiciones de temperatura en el metamorfismo progrado (Tracy *et al.*, 1976; Chipera y Perkins, 1998). Esto se debe a la gran velocidad de difusión registrada por las biotitas en comparación con los granates, de manera que mientras en los granates se puede determinar una zonación, en las biotitas que están en contacto con ellos la difusión ha borrado la posible zonación que en ellas existiera (Robinson, 1982 Spear, 1989).

Hemos llevado a cabo la aplicación de varios geotermómetros, calibrados por distintos autores, mediante los programas desarrollados por Spear y Peacock (1990) sobre el par mineral biotita-granate. Se han utilizado análisis de centro, medio y borde de los granates, atendiendo a la zonación de los mismos, de muestras de leucosome y neosome de migmatitas mesocráticas. En la tabla 4 se muestran los resultados obtenidos de la aplicación de todos ellos sobre una muestra de migmatita. Puede observarse que entre varios de ellos existe una fuerte coincidencia

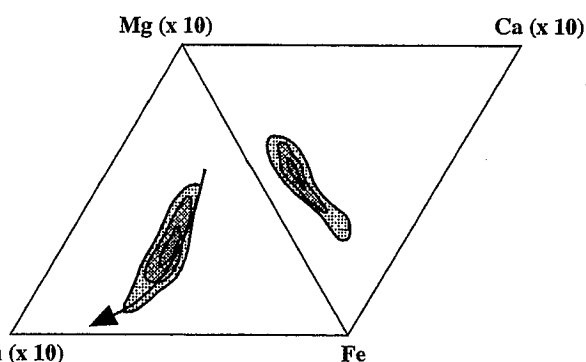


Fig. 2.—Representación en diagramas triangulares de la composición de Mn, Fe, Mg y Ca de los granates de las migmatitas mesocráticas de la Peña Negra. El sentido de la flecha en el diagrama Fe-Mg-Mn indica el enriquecimiento progresivo en Mn de los granates, ocasionado por la coexistencia de análisis de centro y borde del cristal, siendo en esta última zona donde el Mn está mayormente concentrado.

de resultados, aunque los calibrados por Perchuck y Lavrent'eva (1983) e Indares y Martignole (1985) dan lugar a valores bastante más bajos que los demás. Las temperaturas que se obtienen utilizando análisis de centro o de borde del granate son semejantes a las obtenidas con el método de Bhattacharya *et al.* (1988) sobre el par cordierita-granate.

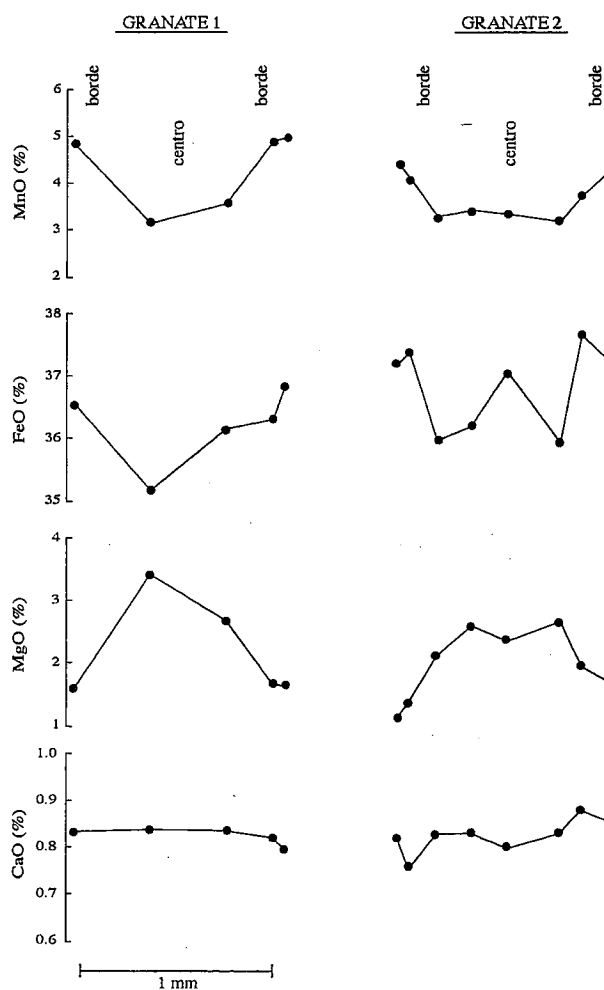


Fig. 3.—Modelos de zonación en MnO, FeO, MgO y CaO en los granates del leucosome de las migmatitas mesocráticas.

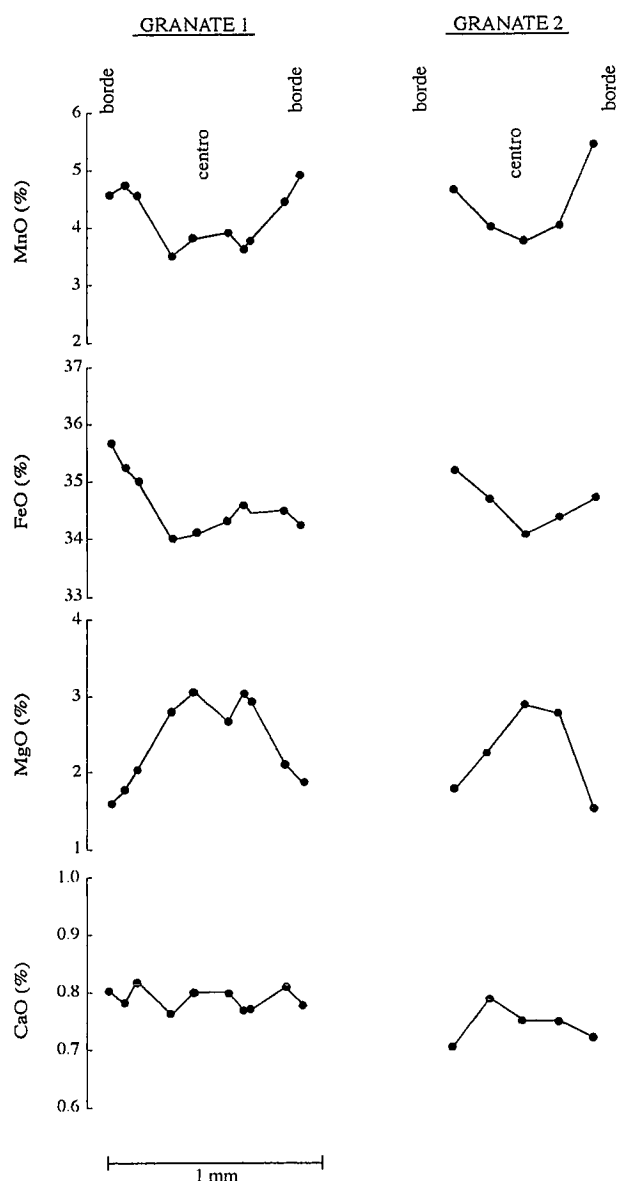


Fig. 4.—Modelos de zonación en MnO, FeO, MgO y CaO en los granates del melanosome de las migmatitas mesocráticas.

Por tanto, se puede aceptar que los máximos valores de T obtenidos en estos puntos (unos 750 °C para una P de 3 kb) representan las condiciones del climax metamórfico.

Geobarometría

Debido a la composición mineralógica de los materiales del Complejo, sólo se ha utilizado el geobarómetro de Hodges y Spear (1982), calibrado sobre los minerales granate-plagioclasa-sillimanita-cuarzo. La composición de la plagioclasa en las migmatitas es muy constante. Los núcleos tienen composición An_{20-26} y los bordes An_{11-18} .

Aunque en los cálculos de temperatura se utilizó una presión constante de 3 kb debido a la independencia de los geotermómetros de esta variable, con el cálculo de las presiones de equilibrio se observará que existe una variación de P según se utilicen en los cálculos análisis de centro o de borde de los granates. Para el centro de los granates de las migmatitas se obtiene una P aproximada de 4 kb, que va disminuyendo según se utilicen los análisis más hacia el borde del cristal, hasta alcanzar una P entre 1 y 2 kb.

Representando los valores medios de P y T en las migmatitas mesocráticas que figuran en la tabla 4, se obtiene una trayectoria retrógrada desde que se alcanza el equilibrio del granate con el fundido ($P \approx 4$ kb y $T \approx 750$ °C) hasta que finaliza la cristalización retrógrada de dicho mineral ($P \approx 1-2$ kb y $T \approx 500$ °C) (tablas 4 y 5, Fig. 5).

En la figura 5 se ha utilizado como punto triple de coexistencia de los tres aluminosilicatos el localizado a una $T \approx 530$ °C y una $P \approx 4.2$ kb (Bohlen *et al.*, 1991). Las curvas solidus a distintas concentraciones de H_2O en el sistema haplogranítico son las definidas por Johannes y Holtz (1990); las curvas de fusión de las micas en condiciones de vapor ausente han sido descritas por Le Breton y Thompson (1988) (curvas M y B en la Fig. 5). Los equilibrios minerales relevantes en cuanto a las paragénesis presentes en las rocas de la Peña Negra son:

- $mus + q = sil + Kfsp + v$ según Chatterjee y Johannes (1974) modificada por Holdaway y Lee (1977);
- $bio + sil + q = cd (M=0.5) + Kfsp + v$,
 $bio + sil + q = cd + gr + Kfsp + v$,
 $gr + sil + q + v = cd (M=0.5)$, donde $M = Mg/(Mg+Fe)$, a partir de Holdaway y Lee (1977).
- La curva $bio + cd + q = Kfsp + gr$ ha sido descrita por Thompson (1982)

Tabla 4.—Resultados de la aplicación de varios geotermómetros para una P invariable de 3 kb. Para el par cordierita-granate: 1=Bhattacharya *et al.* (1988). Para el par biotita-granate: 2=Ferry y Spear (1978); 3=Hodges y Spear (1982); 4=Ganguly y Saxena (1984); 5=Perchuck y Lavrent'eva (1983); 6=Indares y Martignole (1985); 7=Ferry y Spear (1990). Se ha tomado como valor de la energía de mezcla del Mn (dWMn) el sugerido por Ganguly y Saxena.

TERMOMETRO	Análisis centro	Análisis medio	Análisis borde	Observación
1	741 °C	622 °C	513 °C	
2	785 °C	643 °C	488 °C	
3	795 °C	652 °C	496 °C	
4	764 °C	658 °C	535 °C	dWMn=3000 cal
5	678 °C	610 °C	525 °C	
6	676 °C	555 °C	430 °C	
7	782 °C	644 °C	494 °C	

Tabla 5.—Comparación de temperaturas y presiones obtenidas según se utilicen análisis de centro, medio o borde de granate en dos muestras de migmatita. Termómetro calibrado por Ferry y Spear (1978); barómetro calibrado por Hodges y Spear (1982).

ME-16	Análisis centro	Análisis medio	Análisis borde
T	809 °C	700 °C	665 °C
P	4.3 kb	3.3 kb	2.4 kb

BE-5	Análisis centro	Análisis medio	Análisis borde
T	782 °C	644 °C	494 °C
P	4.0 kb	2.4 kb	1.1 kb

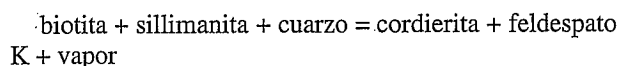
Trayectorias P - T

Paragénesis pre-anatécticas

Dentro del CAPN no se han encontrado paragénesis pre-anatécticas en las migmatitas mesocráticas. Sin embargo, en el borde norte del Batolito de Avila hay materiales muy similares (ej.: el Neis de Castellanos Franco, 1980) que aún no han alcanzado la isograda de la anatectia y poseen la asociación biotita + sillimanita + cuarzo estable, sin signos de reacción. Esto nos proporciona el primer punto de referencia en la evolución P-T del metamorfismo.

Segregación del neosome

El desequilibrio textural entre biotita, sillimanita y cuarzo observable en los melanosomes sugiere que la segregación de neosome se produjo en las condiciones de P-T tales que la reacción:



estaba totalmente desplazada hacia la derecha.

Sin embargo, esta fórmula es una supersimplificación, puesto que no permite el ajuste estequiométrico y los contenidos de Ti y de la relación Fe/Fe+Mg (X_{Fe}) de la biotita no están compensados por la aparición de ninguna fase a la derecha de la reacción. Por ajuste de balance de masas, se concluye que la cordierita de las migmatitas de la Peña Negra se produce mediante una reacción continua, con generación de biotita y de ilmenita como productos de la reacción (Pereira, 1992)

Origen del granate

Como ya se especificó anteriormente, el granate es un mineral extraordinariamente raro dentro de las migmatitas de la Peña Negra. Con la excepción de las rocas que integran la Formación Almohalla (Bea *et al.*, 1990), únicamente se han identificado rocas con granate en una zona geográficamente limitada formada mayoritariamente por migmatitas schlieren.

La primera pregunta que cabe plantearse es si las muestras que tienen granate presentan alguna diferencia composicional frente a las demás, especialmente en cuanto a los valores de X_{Fe} e índice de aluminosidad se refiere. El quimismo de las muestras de migmatitas mesocráticas que poseen granate es exactamente igual al del resto de los es-

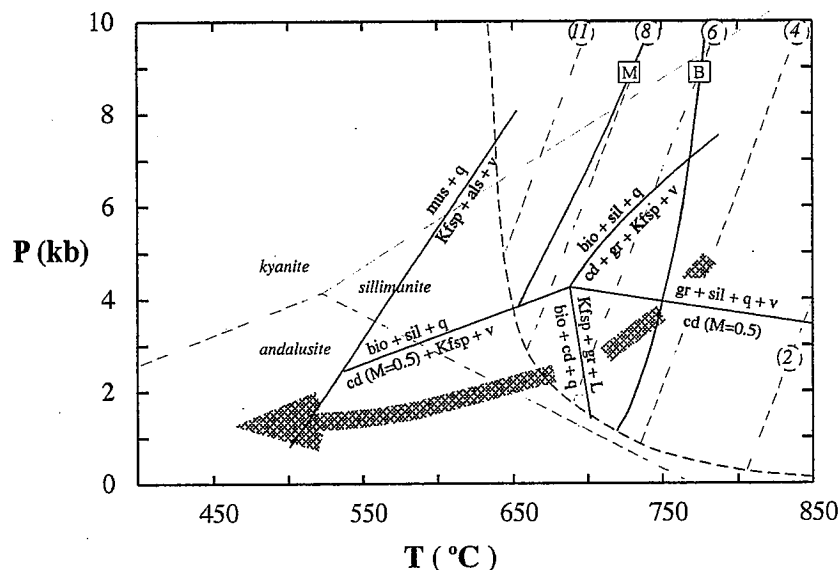


Fig. 5.—Evolución P-T definida por los granates de las migmatitas mesocráticas de la Peña Negra.



Fig. 6.—Textura de retrogradación del granate, rodeándose por cristales de cordierita y biotita.

pecímenes estudiados dentro de este litotipo (ver Pereira, 1992); por consiguiente, si el granate no se ha originado debido a una peculiaridad composicional de las rocas que lo contienen, hay que aceptar que en las mismas ha ocurrido algún cambio en las condiciones de P y T que les haya permitido superar alguna de las curvas de equilibrio que representan a las reacciones que producen dicho mineral. A partir de los resultados geotermobarométricos, puede apoyarse la formación de granate a partir de sillimanita + biotita + cuarzo. Puede concluirse, por tanto, que la formación de granate ha tenido lugar a través de una reacción de la biotita en presencia de sillimanita durante el paroxismo térmico del metamorfismo en la Peña Negra, en las condiciones de P y T anteriormente mencionadas.

Retrogradación del granate

Los escasos granates que se encuentran en las migmatitas mesocráticas aparecen siempre con una textura característica (Fig. 6), rodeados por cristales de cordierita y biotita, de una manera muy similar a la que ha sido descrita por Sebastián y Martínez, 1989 para los granates de la vecina región del Domo del Tormes. Las biotitas y las cordieritas que rodean a los granates tienen una composición distinta (menos magnésiana y más férrica) de la del resto de las cordieritas y biotitas que coexisten con ellas (tablas 2 y 3). Además, los modelos de zonado de los granates con respecto al FeO y al MnO son siempre inversos, implicando un efecto de metamorfismo retrogrado. La retrogradación del granate se ha debido producir por una reacción continua en la que la cordierita y la biotita se han formado a expensas del granate (Pereira, 1992):

$$\text{Feld. K} + \text{granate}_1 + \text{biotita}_1 + \text{cordierita}_1 = \text{granate}_2 + \text{biotita}_2 + \text{cordierita}_2 + \text{cuarzo}$$

Según esta reacción se obtiene:

- 1) Un granate₂ más ferroso y más manganesífero que el granate₁ original. Este granate₂ está representado por las coronas de los grandes cristales de granate.
- 2) Una biotita₂ menos magnésiana y menos titanífera que la biotita₁, puesto que se forma, al menos parcialmente, a expensas del granate.
- 3) Una cordierita₂ menos magnésiana y menos manganesífera que la cordierita₁, ya que también se forma par-

cialmente a expensas del granate y éste cada vez se vuelve más ávido en la coordinación de manganeso (ver Pereira, 1992, Fig. 18).

Comparación con otras zonas afines

La comparación entre los datos obtenidos en el trabajo aquí presentado y los obtenidos por Arenas *et al.* (1991), y Macaya *et al.* (1991), con el estudio de paragénesis minerales en los materiales de la sierra de Guadarrama son de todo punto comparables. Estos autores obtienen un máximo térmico dentro de la zona de Sillimanita + Feldespato potásico, con una T de unos 715 °C a una P de 4.5 kb. Describen una retrogradación posterior que pone punto final al metamorfismo regional, con unas condiciones de T de unos 450 °C a una P de unos 2 kb. La diferencia más significativa es que el máximo térmico obtenido por estos autores es algo más bajo que el obtenido con los materiales de la Peña Negra.

Los estudios llevados a cabo en el Domo del Tormes muestran resultados que no siempre son comparables con los obtenidos en este trabajo. Es posible que las condiciones de metamorfismo que operaron en la formación de las rocas del Domo del Tormes fueran diferentes a las que existieron en la zona de la Peña Negra. Sin embargo, la utilización de análisis de borde en los granates zonados (Gil Iburguchi y Martínez, 1982) en lugar de utilizar los análisis del núcleo a la hora de calcular las condiciones de metamorfismo cuando se produjo el equilibrio del mineral con el fundido, da lugar obligatoriamente a conclusiones opuestas a las obtenidas en este trabajo. Al aplicar el modelo geotermométrico de Ferry y Spear (1978) sobre los datos analíticos publicados por Gil Iburguchi y Martínez (1982) se obtienen resultados bastante diferentes de los que ofrecen estos autores en su trabajo, determinándose las temperaturas más elevadas cuando se utilizan análisis de centro de granates para el cálculo. Estos resultados implican la existencia de un metamorfismo retrógrado en los materiales del Domo del Tormes, definiendo la misma trayectoria de P y T que la descrita para las migmatitas del Complejo de la Peña Negra en este trabajo.

Conclusiones

De la aplicación de varios geotermómetros y geobarómetros sobre las rocas migmatíticas del Complejo Anatóctico de la Peña Negra, calibrados a partir de reacciones entre minerales tales como los pares cordierita-granate y biotita-granate para el cálculo de temperaturas, y de granate-plagioclasa-sillimanita-cuarzo para el cálculo de la presión, se obtiene una trayectoria P-T que indica que el paroxismo de la migmatización tuvo lugar bajo unas condiciones máximas de temperatura de unos 750 °C para una presión de unos 4 kb. Posteriormente se produjo un retro-metamorfismo que condujo a las condiciones mínimas, con temperaturas alrededor de los 500 °C a una P estimada entre 1 y 2 kb.

La trayectoria P-T observada en este sector de Gredos es muy similar a las registradas con los mismos pares geotermobarométricos en Guadarrama y en el Domo del

Tormes, que indican una etapa de calentamiento casi isobárica, seguida por una etapa de descompresión y enfriamiento reflejada en el metamorfismo retrógrado de granates. De acuerdo con Jamieson (1971) estas características son típicas de los orógenos compresivos y corresponderían: (i) el calentamiento isobárico a la etapa de relajación térmica que sigue al engrosamiento cortical, y (ii) la descompresión y el enfriamiento a la etapa de exhumación tardía.

Agradezco al Prof. Fernando Bea la revisión crítica de este trabajo. El Profesor Guillermo Corretgé, de la Universidad de Oviedo, y el Profesor Wilhem Johannes, de la Universidad de Hannover, facilitaron el uso de las microsondas electrónicas con las que se realizaron los análisis aquí presentados. Los comentarios del Prof. Shaw, Prof. Gil Ibarra y un revisor anónimo fueron de gran utilidad. Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral de la autora, subvencionada con el proyecto C.I.C.Y.T. n.º CO-0110-89.

Referencias

- Arenas, R., Fúster, J. M., González Lodeiro, F., Macaya, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R. y Villaseca, C. (1991): Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4): 195-201.
- Bea, F. y Pereira, M. D. (1990): Estudio petrológico del Complejo Anatectico de la Peña Negra, Batolito de Avila. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 87-104.
- Bea, F., Ibarra, M. y Pereira, M. D. (1990): Migmatización metatexitica y fenómenos anatecticos en la Formación Almohalla (Complejo Anatectico de la Peña Negra). *Bol. Geol. Min. España*, 101: 187-209.
- Bhattacharya, A., Mazumdar, A. C. y Sen, S. K. (1988): Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *American Mineralogist*, 73: 338-344.
- Bohlen, S. R., Montana, A. y Kerrick, D. M. (1991): Precise determination of the equilibria kyanite = sillimanite and kyanite = andalusite and a revised triple point for Al_2SiO_5 polymorphs. *American Mineralogist*, 76: 677-680.
- Chatterjee, N. D. y Johannes, W. (1974): Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite $KAl_2(AlSi_3O_{10}(OH)_2)$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 89-114.
- Chipera, S. J. y Perkins, D. (1988): Evaluation of biotite-garnet geothermometers: application to the English River subprovince, Ontario. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98: 40-48.
- Currie, K. L. (1974): A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44: 35-44.
- Ferry, J. M. y Spear, F. S. (1978): Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- Franco, M. P. (1980): *Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al norte de la depresión Corneja-Ambles (Sierra de Avila)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.
- Ganguly, J. y Saxena, S. K. (1984): Mixing properties in aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist*, 69: 88-97.
- Gil Ibarra, I. y Martínez, F. J. (1982): Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from the el Tormes thermal dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 14-24.
- Grant, J. A. y Weiblen, P. W. (1971): Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd. *Am. J. Science*, 270: 281-296.
- Hensen, B. J. y Green, D. H. (1973): Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 38: 151-166.
- Hodges, K. V. y Spear, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67: 1118-1134.
- Holdaway, M. J. y Lee, S. M. (1977): Fe-Mg cordierite stability 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. *Can. Mineral.*, 15: 217-229.
- Indares, A. y Martignole, J. (1985): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70: 272-278.
- Jamieson, R. A. (1991): P-T-t paths of collisional orogens. *Geologische Rundschau*, 80-2: 321-332.
- Johannes, W. y Holtz, F. (1990): Formation and composition of H₂O-undersaturated granitic melts. En: *High T metamorphism and crustal anatexis*. Eds.: Ashworth & Brom, Unwin Hyman.
- Le Breton, N. y Thompson, A. B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 226-237.
- Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J. R. y Alvarez, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Tectonophysics*, 191: 291-309.
- Mehnert, K. R. (1987): The granitization problem - revisited. *Fortschr. Miner.*, 65: 285-306.
- Perchuk, L. L. (1967): Biotite-garnet geothermometer. *Academia Nauk, Moscow*, 177: 411-414.
- Perchuk, L. L. (1969): The effect of temperature and pressure on the equilibrium of natural iron-magnesium minerals. *Intern. Geol.*, 11: 875-901.
- Perchuk, L. L. (1970): Equilibria of rock-forming minerals. *Nauka, Moscow*
- Perchuk, L. L. (1970a): Equilibrium of biotite with garnet in metamorphic rocks. *Geoch. Intern.*, 7: 157-179.
- Perchuk, L. L. (1977b): Thermodynamical control of metamorphic processes. En: *Energetics of geological processes*. Eds.: Saxena S. K. y Bhattacharji S., Springer-Verlag: 285-352.
- Perchuk, L. L. (1981): Correction of biotite-garnet thermometer in case Mn = Mg+Fe isomorphism in garnet. *Academ. Nauk*, 256: 38-41.
- Perchuk, L. L. y Lavrent'eva, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. En: *Kinetics and Equilibrium in mineral reactions*. Ed.: Saxena S.K., Springer-Verlag: 199-239.
- Pereira, M. D. (1989): *Migmatización diatexitica y la génesis de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatectico de la Peña Negra, Batolito de Avila*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- Pereira, M. D. (1992): *El complejo Anatectico de la Peña Negra*

- (Batolito de Avila): un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca: 355 p.
- Pereira, M. D., Ronkin, Y. y Bea, F. (1992): Dataciones Rb/Sr en el Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Avila, España central): evidencias de magmatismo pre-hercínico. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 129-134.
- Robinson, P., Hollocher, K. T., Tracy, R. J. y Dietsch, C. W. (1982): High grade *Acadian regional metamorphism in south-central Massachusetts*. Eds.: R. Joesten y S. Quarrier, NEIGC 74th Ann. Meet. Storrs. C. T., 289-340
- Sebastián, A. y Martínez, F. J. (1989): Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del Domo del Tormes (Prov. de Salamanca y Zamora). *Acta Geol. Hispánica*, 24-2: 103-113.
- Spear, F. S. (1989): Relative thermobarometry and metamorphic P-T paths. En: *Evolution of metamorphic belts*. Eds.: J. S. Daly, R. A. Cliff y B. W. D. Yardley. Geol. Soc. London Spec. publ. 43, 63-81
- Spear, F. S. y Peacock, S. M. (1989): Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. En: *Evolution of metamorphic belts*, Eds.: J. S. Daly, R. A. Cliff y B. W. D. Yardley. Am. Geoph. Union, Washington, D. C.: 102 p.
- Spear, F. S. 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*. Am. Geoph. Union, Washington, D. C.: 188 p.
- Thompson, A. B. (1982).- Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O - undersaturated granitic liquids. *Am. J. Science*, 282, 1567-1595.
- Tracy, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Reviews in mineralogy*, 10: 355-397.
- Tracy, R. J., Robinson, P. y Thompson, A. B. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61: 762-775.
- Yardley, B. W. D. (1989): *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman: 248p.

Recibido el 22 de junio de 1992;
aceptado el manuscrito revisado el 5 de abril de 1993