

EL MACIZO METAGRANÍTICO DE LA CEBOLLERA (PICO DE LAS TRES PROVINCIAS, SOMOSIERRA, SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL): NUEVOS DATOS SOBRE EL METAMORFISMO HERCÍNICO DEL SECTOR DE SOMOSIERRA

C. Villaseca¹ y A.G. Ubanell²

¹ *Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. granito@geo.ucm.es*

² *Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid*

Resumen: El macizo de metagranitos de La Cebollera se distingue claramente de los ortogneises glandulares adyacentes de Somosierra (Sistema Central Español) por su carácter masivo, presencia de feldespatos *rapakivi* y aspecto fuertemente contaminado con abundantes xenolitos metamórficos, en ocasiones con estructuras polifásicas. El carácter muy peraluminico (valores de ASI de 1.5 a 1.6) y los contenidos en elementos traza permiten correlacionar este metagranito con las series de ortogneises félsicos ordovícicos del sector. Las condiciones metamórficas estimadas varían desde condiciones máximas (M_1) de 725 ± 10 °C y 9.5 ± 0.5 kbar, hasta condiciones retrógradas (M_2) de 575 ± 25 °C y 2.5 ± 0.5 kbar. Esto supone un enterramiento más importante, seguido de una fuerte descompresión con mayor enfriamiento de lo supuesto en los estudios previos sobre el metamorfismo de este sector de la Cadena Hercínica.

Palabras clave: metagranito, trayectoria *P-T*, Sistema Central Español, magmatismo ordovícico, Hercínico Ibérico

Abstract: La Cebollera metagranite massif differs from the associated orthogneisses of the Somosierra area (Spanish Central System) by its massive, meta-igneous appearance, the presence of rapakivi-like textures and abundance of metamorphic xenoliths, in cases showing evidence of polyphase deformation. The peraluminous character (ASI values of 1.5 to 1.6) and the trace element contents allow to correlate them with the nearby Lower Ordovician felsic orthogneisses. *P-T* estimates for recrystallization of La Cebollera metagranites show a thermal-peak event (M_1) at 725 ± 10 °C and 9.5 ± 0.5 kbar followed by a retrogression (M_2) of 575 ± 25 °C and 2.5 ± 0.5 kbar. This new metamorphic path with high exhumation rate (of around 7 kbar) and near isothermal decompression (showing 100-150°C of cooling) suppose higher *P-T* conditions than previously assumed in metamorphic studies on this sector of the Hercynian foldbelt.

Key words: metagranite, *P-T* path, Spanish Central System, Ordovician magmatism, Iberian Hercynian Belt

Villaseca, C. y Ubanell, A.G. (2004): El macizo metagranítico de La Cebollera (Pico de las Tres Provincias, Somosierra, Sistema Central Español): nuevos datos sobre el metamorfismo hercínico del sector de Somosierra. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 115-131.

El macizo metagranítico de La Cebollera destaca por el carácter masivo de las rocas en el afloramiento, que le confiere un aspecto granítico de visu. Aparece en la zona de cumbre del pico de Las Tres Provincias, en la zona de Somosierra, sector nororiental del Sistema Central Español (Fig. 1). El macizo y los ortogneises asociados están muy próximos a las zonas más epizonales de este sector del orógeno, de las que están separados por las estructuras extensionales tarditectónicas de Montejo y Cervunal (tardi- D_2 , según Escuder Viruete *et al.*, 1998).

El metagranito de La Cebollera intruye los metasedimentos preordovícicos del sector, mostrando numerosos enclaves xenolíticos de los mismos. Con los ortogneises glandulares, entre los que aflora, el contacto

parece gradual, con un aumento progresivo de la deformación hacia el gneis. Los protolitos de los ortogneises glandulares del sector representan un evento magmático félsico y peraluminico de edad Ordovícico Inferior (geocronología Rb-Sr en roca total: Vialette *et al.*, 1986, 1987; y U-Pb en circones: Valverde-Vaquero y Dunning, 2000).

El metagranito está poco afectado por las principales etapas de deformación hercínicas, que son más penetrativas en los materiales encajantes. De ahí el aspecto más masivo o granítico de este afloramiento. Aunque en las series centroibéricas no se ha descrito magmatismo félsico durante el Silúrico y Devónico, sí que está descrito en numerosas zonas del hercínico europeo (p.e. Hann *et al.*, 2003).

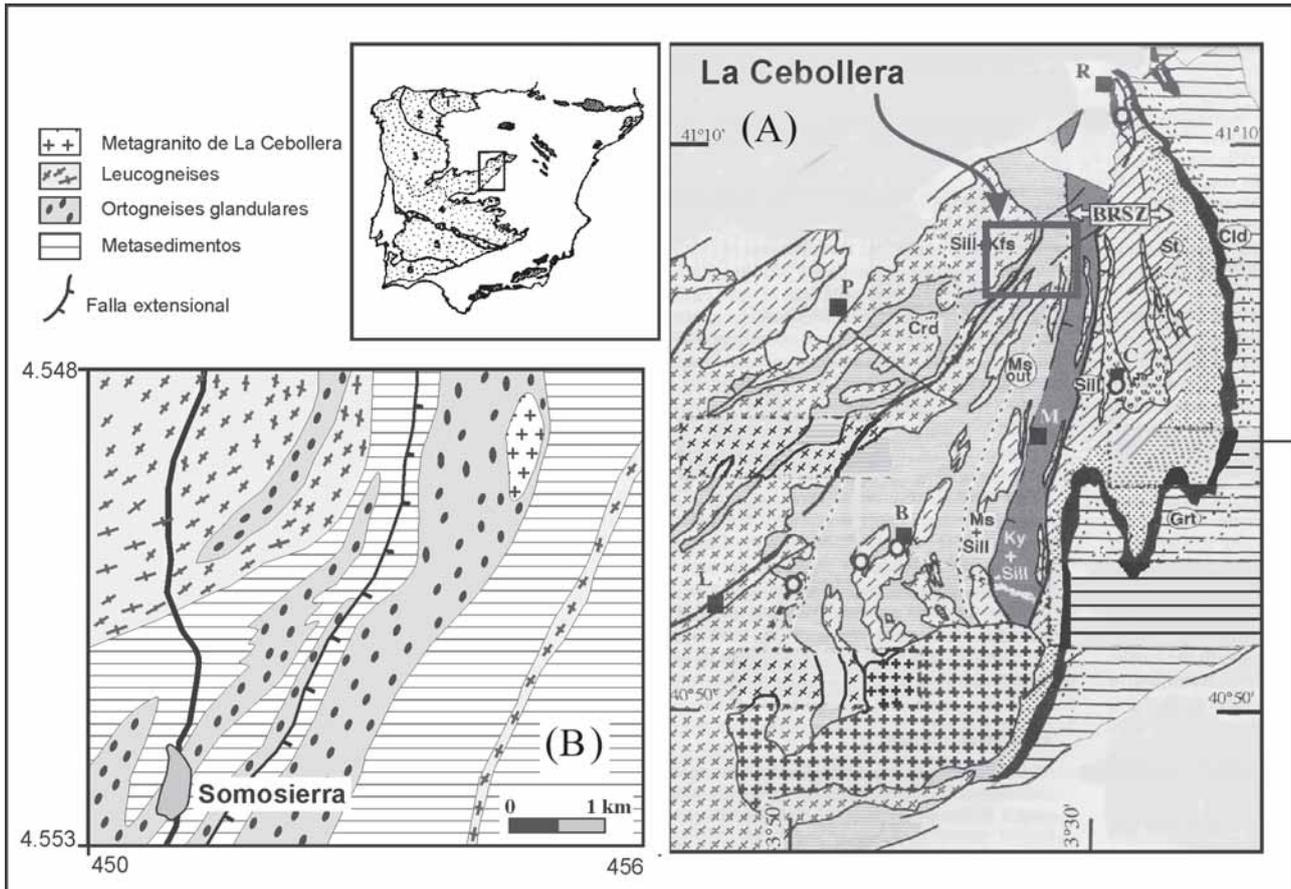


Figura 1.- Mapa geológico de la zona de estudio: **A)** Esquema general del sector de Somosierra según Valverde-Vaquero y Dunning (2000), con indicación de las zonas minerales de la distena, sillimanita I (con moscovita) y sillimanita II (sin moscovita y con feldespato potásico). R = Riaza, P = Prádena, L = Lozoya, B = Buitrago del Lozoya, C = El Cardoso de la Sierra, BRSZ = Banda de cizalla de Berzosa-Riaza. **B)** Esquema geológico del macizo de La Cebollera y series metamórficas asociadas (modificado de Azor *et al.*, 1988).

El metagranito se distingue de los ortogneises asociados por la presencia profusa de enclaves y xenolitos metamórficos, variablemente restícticos (Figs. 2A, B y D). Además, es muy característica la presencia de megacrístales de feldespato potásico de tamaño centimétrico que le confieren un aspecto de «metapórfido» (Figs. 2C y E). En ocasiones, estos megacrístales de feldespato potásico aparecen con texturas de envolvimiento de plagioclasa que recuerdan a tipos *rapakivi* (Figs. 2F y G).

Las características ígneas bien preservadas de este ortogneis tan peculiar nos animaron a su estudio detallado. El área estudiada está incluida en una zona de alto grado metamórfico, con sillimanita y feldespato potásico estable (sin moscovita estable) y, hasta la fecha, se hallaba poco estudiada desde el punto de vista petrológico. En este trabajo se precisan los aspectos petrográficos del metagranito, su composición química, la química mineral y se evalúan las condiciones metamórficas registradas en las paragenésis minerales del macizo.

Marco geológico

El macizo metagranítico de La Cebollera no ha sido descrito en ningún trabajo previo, aunque son diversos los estudios regionales realizados (e.g. Bischoff *et al.*,

1973; Escuder Viruete *et al.*, 1998), e incluso está publicado el mapa geológico del sector a escala 1:50.000 (Azor *et al.*, 1988). Es un pequeño macizo de unos 900 x 300 metros que ocupa el sector más elevado del pico de Las Tres Provincias (2.127 m altura) (Fig. 1). Es concordante con la foliación general que varía de N180°E 55°E a N30°E con buzamiento de 35°SE. Está englobado en los ortogneises glandulares de la banda de Robregordo (Azor *et al.*, 1988), en los que no se reconoce ningún fenómeno de metamorfismo de contacto. Genera un relieve de bolos graníticos de aspecto ruiforme debido, probablemente, a sufrir procesos periglaciares. Las bandas metasedimentarias que alternan estructuralmente con los ortogneises son ricas en lentejones calcosilicatados y anfíbolitas.

El metagranitoide aparece como una roca de aspecto marcadamente plutónico, de textura inequigranular y con megacrístales dispersos de feldespato potásico (de hasta 10 cm), a veces definiendo texturas glomeroporfídicas o en sineusis. Su aspecto es muy heterogéneo tanto por los cambios de textura como por la abundante presencia de enclaves. En sectores presenta foliación concordante con las series metamórficas encajantes, por lo que su emplazamiento debe ser pre-cinemático respecto a la foliación regional. No obstante, hay un marcado contraste de estilo de fábricas planares entre el metagranito y las series de ortogneises glandulares a

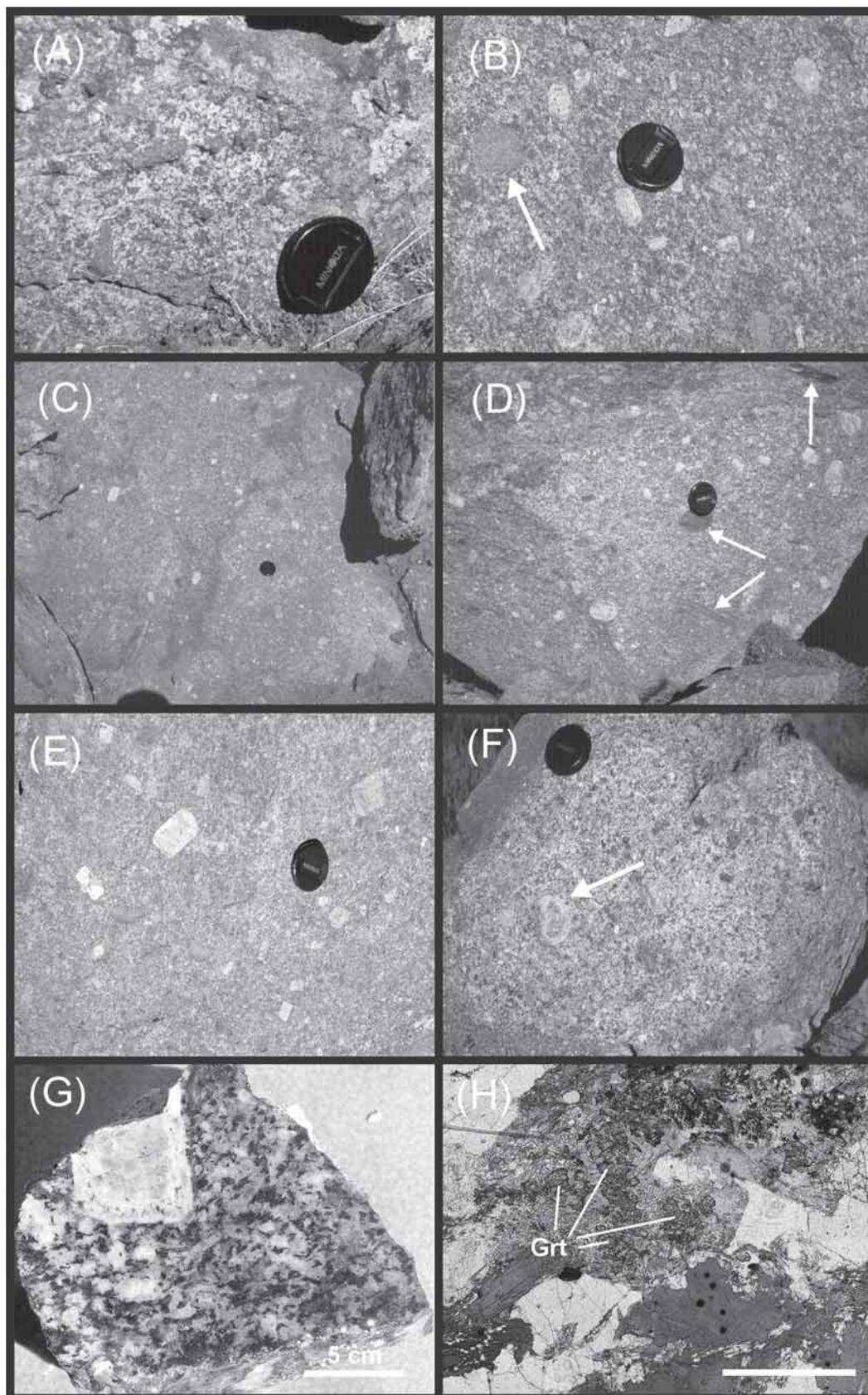


Figura 2.- Aspectos del metagranito de La Cebollera: **A)** aspecto general con abundantes enclaves xenolíticos, **B)** aspecto general porfídico y presencia de un enclave microgranudo (semipelítico) xenolítico (ver flecha), **C)** aspecto de metaporfido, **D)** diversidad de enclaves en el metagranito (ver flechas), **E)** metagranito porfídico, **F)** aspecto general y megacrystal de feldespato potásico con textura rapakivi, **G)** detalle de feldespato potásico con textura rapakivi (escala gráfica de 5 cm), **H)** detalle de granate (Grt) muy alotriomorfo y en fragmentos desconectados, desestabilizado a un agregado de biotita, silicatos aluminicos y probable cordierita (pinnita), intersticial. Las biotitas de mayor tamaño (megablastos) muestran localmente bordes simplectíticos. Lámina W-38 (NP). Escala gráfica igual a 100 mm.

las que está asociado, pues está mucho más respetada su textura granítica original y los planos de foliación son mucho menos penetrativos.

Los enclaves encontrados son de tres tipos (Fig. 2): i) glóbulos de cuarzo de hasta 10 cm de tamaño; ii) xenolitos metamórficos variados: cuarzo-anfibolitas, cuarcitas, paragneises y variedades migmatíticas, de hasta 50 cm de tamaño; iii) enclaves microgranudos oscuros que corresponden a restitas variadas, fuertemente peraluminicas, de textura microgranoblástica, a veces con vénulas graníticas intersticiales, normalmente inferiores a 25 cm de tamaño. Algunos de estos enclaves restíticos son excepcionalmente ricos en minerales potásicos (feldespato potásico y biotita) y sillimanita. Muchos de los enclaves están rotados o muestran claras discordancias con la poca estructuración del metagranito. Algunos xenolitos tienen deformaciones polifásicas, en claro contraste con la fábrica pseudo-isótropa de la roca que los contiene. Esta tipología de enclaves indica un carácter alóctono del granitoide (no procede de la fusión in situ de los materiales circundantes) y su intrusión posterior a etapas de metamorfismo y migmatización de los materiales enclavados.

El metagranito de La Cebollera también destaca por la abundancia de texturas pseudo-*rapakivi* o de coronas alrededor de algunos megacrístales de feldespato potásico (Fig. 2Fy G). En estas coronas, la plagioclasa envuelve los megacrístales de feldespato alcalino. Muy pocos casos de metagranitoides *rapakivi* han sido descritos en tipos peraluminicos. Se han citado en ortogneises glandulares de edad incierta (India: Guha y Gupta, 1986) o en otros ortogneises glandulares hercánicos y pre-hercánicos: Canigou (Pirineos) (Guitard, 1970; Barbey *et al.*, 2001), Tálaga (Badajoz) (Galindo, 1989), así como en ortogneises glandulares del Sistema Central Español, en la zona de Segovia (Villaseca, 1983).

Técnicas analíticas

Se han recogido entre 5 y 10 kg de roca fresca destinados para análisis químico de roca total. Las muestras fueron trituradas y preparadas en los talleres de la Universidad Complutense y enviadas para su análisis a Actlabs, Activation Laboratories Ltd. (Canadá) donde se hicieron los análisis de elementos mayoritarios por ICP-AES y los análisis de elementos traza por ICP-MS (rutina 4Lithoresearch). Las dos muestras analizadas de metagranitos de La Cebollera junto a otros datos químicos de rocas metamórficas del sector (datos promediados de ortogneises glandulares y pelitas de la Sierra de Guadarrama) se muestran en la tabla I.

Los análisis de química mineral se han realizado con una microsonda electrónica (EPMA), JEOL Superprobe JXA-8900M, dotada de cuatro espectrómetros, perteneciente al Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense (Madrid). Las condiciones de trabajo fueron de 15 kV y 20 nA, diámetros de haz de alrededor de 5 μ m, y con un programa de corrección ZAF integrado. Los aspectos texturales de los minera-

	<i>pelita</i>	<i>ortogneis</i>	<i>metagranito</i>	
	media (n=3)	media * (n=6)	W-37	W-38
SiO ₂	60.59	66.15	66.20	66.68
TiO ₂	1.00	0.61	0.75	0.64
Al ₂ O ₃	19.51	16.47	16.15	16.45
Fe ₂ O ₃	7.64	5.19	5.56	5.08
MnO	0.07	0.05	0.06	0.05
MgO	2.44	1.67	1.91	1.72
CaO	0.74	1.61	1.26	1.21
Na ₂ O	1.45	2.88	2.23	2.46
K ₂ O	3.86	3.68	3.74	4.17
P ₂ O ₅	0.16	0.30	0.67	0.19
LOI	2.56	1.35	1.43	1.31
Total	100.02	99.94	99.96	99.96
ACNK	2.47	1.41	1.61	1.53
XMg	0.39	0.39	0.40	0.40
Ba	765	969	663	917
Rb	157	153	152	157
Sr	180	173	139	144
Y	30	47.1	34.9	34.5
Zr	265	269	216	199
Nb	20	10.2	20.2	15
Th	21	20.1	15.6	14.7
U	3.50	4.33	3.74	3.96
V	130	69	85	75
Cr	462	290	85	109
Ni	53	33	72	27
La	55.20	51.86	42.80	38.80
Ce	111.60	105.55	87.90	78.20
Nd	48.14	46.09	40.50	36.10
Sm	9.75	10.13	8.62	7.65
Eu	1.89	1.67	1.41	1.53
Gd	7.94	8.35	7.70	6.94
Dy	6.28	7.64	7.22	6.75
Er	3.43	4.67	4.22	4.15
Yb	3.20	4.88	3.72	3.70
Lu	0.54	0.81	0.55	0.55

*Datos de Villaseca *et al.* (2003)

Tabla I.- Composición química de tipos rocosos.

les se estudiaron previamente a su quimismo, combinando los modos de electrones secundarios (SE), retrodispersados (BSE) y topográfico (topo). Los análisis químicos representativos de las distintas fases minerales estudiadas se expresan en las tablas II a IV.

Composición química

La composición química de las dos muestras analizadas del metagranito de La Cebollera guarda una estrecha relación química con otros ortogneises del sector (Tabla I). Ambas muestras son muy parecidas en composición, con contenidos de SiO₂ de 66.4 % (aprox. granodiorítica) y valores bajos tanto de CaO (1.23 %) como de Na₂O (2.3 %), que las alejan de las series graníticas más recientes, que constituyen el batolito hercí-

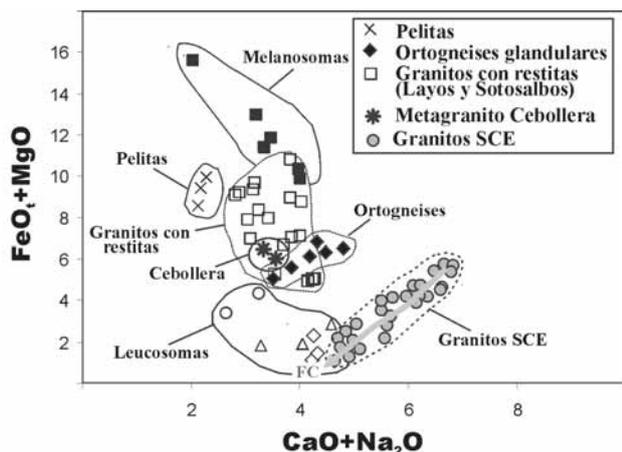


Figura 3. Composición química del metagranito de La Cebollera en el diagrama $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{FeOt}+\text{MgO}$ (en % en peso). Se proyectan diversas rocas metamórficas del sector (migmatitas, ortogneises glandulares y pelitas) y los granitos hercínicos del Sistema Central Español (SCE). Datos tomados de Villaseca *et al.* (2001). FC representa la pauta de fraccionamiento cristalino de los granitos SCE.

nico intrusivo del Sistema Central Español (SCE) (Fig. 3). Los bajos valores de CaO y Na_2O de estas rocas hacen que el índice de peraluminicidad de las mismas sea muy elevado ($\text{ASI} = 1.53-1.61$), claramente superior al de los granitos hercínicos posteriores ($\text{ASI}=0.99-1.24$, Villaseca *et al.*, 1998). Por el contrario se proyectan en campos composicionales muy próximos a los de ortogneises glandulares del sector. El magmatismo félsico peralumínico de edad pre-hercínica parece de carácter menos profundo que el magmatismo granítico tardihercínico, que ha sido interpretado como de origen basico-cortical y con interacciones locales con magmas básicos coetáneos (Villaseca *et al.*, 1998; Villaseca y Herreros, 2000). Cabe señalar que algunos granitoides hercínicos de anatexia, para-autóctonos (p.e granitos de Layos en Toledo, Barbero y Villaseca, 1992; granitos de Sotosalbos en Segovia, Martín Romera *et al.*, 1999) presentan también un elevado índice de peraluminicidad por ser magmas procedentes de la fusión de los ortogneises glandulares y de los metasedimentos encajan-

tes. Estos granitos anatécnicos se proyectan composicionalmente próximos a los ortogneises y al metagranito de La Cebollera (Fig. 3).

Los contenidos en elementos traza del metagranito de La Cebollera confirman su gran similitud química con las series de ortogneises ordovícicos. Así, el espectro normalizado de tierras raras (REE) de las rocas de La Cebollera presenta la misma morfología (grado de fraccionamiento y anomalía negativa de Eu) que la de los ortogneises glandulares de la Sierra de Guadarrama (Fig. 4A). Los espectros multielementales coinciden en el rango de valores y dibujan las mismas anomalías negativas de Nb-Ta, Pb, Sr, P y Ti, que los ortogneises del sector (Fig. 4B). Los contenidos en elementos trazas, así como numerosas relaciones interelementales (Ba/Rb , Th/U , Zr/Nb ,...), son relativamente parecidas entre todas estas series metagraníticas pre-hercínicas. Cabe destacar que algunos de estos rasgos geoquímicos aparecen también en los granitos hercínicos intrusivos del SCE, como ya fue puesto de manifiesto por Bea *et al.* (1999), a pesar de otras diferencias significativas, como las previamente mencionadas (contenidos de CaO , Na_2O , ASI ,...). Esta similitud geoquímica entre los magmatismos peralumínicos ordovícicos (pre-hercínico) y carboníferos (hercínico) ha sido utilizado como argumento de relación genética entre ambos, suponiéndose un origen cortical (con los ortogneises como protolitos esenciales) para la mayor parte del batolito granítico del SCE (Villaseca *et al.*, 1998; Bea *et al.*, 1999).

Caracterización mineral

El metagranito de La Cebollera tiene como minerales fundamentales: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y silicato aluminico (sillimanita dominante). De manera accesoria aparecen granate, pinnita (cordierita?), andalucita, distena, turmalina, ilmenita, rutilo, apatito, circón, monacita, xenotima y pirrotina. Hay moscovita, aunque su aspecto intersticial y de pequeño tamaño apunta a un origen retrógrado de la misma.

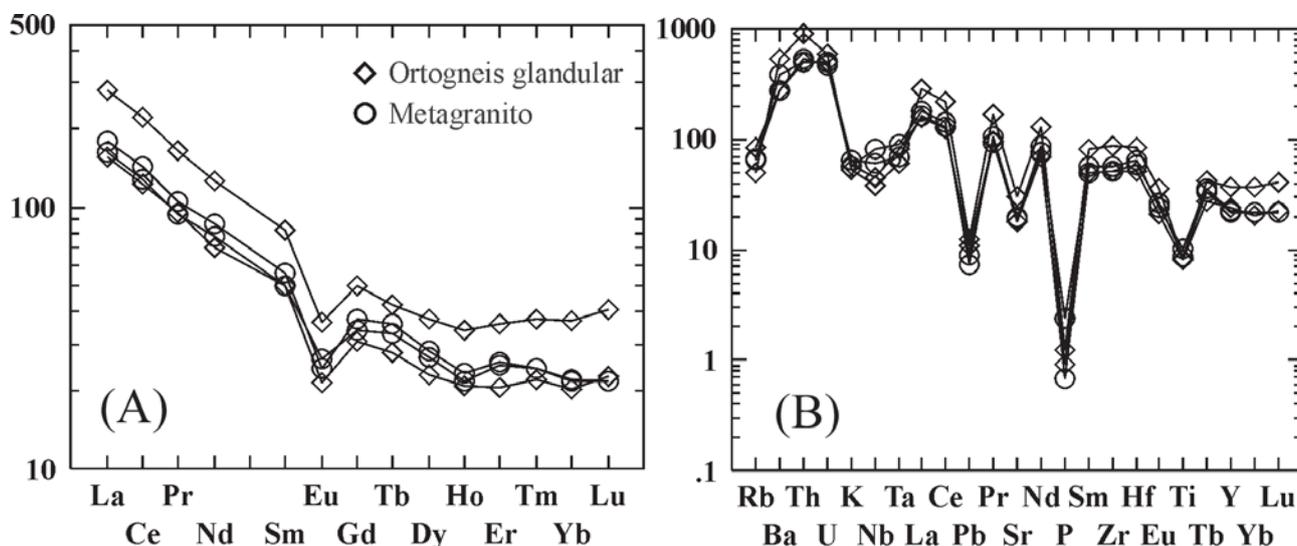


Figura 4. Composición química en elementos trazas del metagranito de La Cebollera: A) diagrama normalizado de REE, B) diagrama multielemental. Ambos diagramas están normalizados al condrito C1 de Sun y McDonough (1989).

La microtextura del granitoide es muy característica pues presenta tres dominios: i) los megacrístales de feldespato potásico, ii) la matriz granoblástica de grano medio-grueso con grandes cristales subidiomorfos de cuarzo y feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico), a veces en sineusis, iii) la matriz de grano fino formada por agregados microgranoblásticos, donde aparece el granate, muy residual. Esta última matriz indica una fuerte recristalización de la roca metagranítica que pierde su textura porfídica original y disminuye de tamaño general de grano.

Los minerales también presentan una cierta evolución temporal, en parte por su pertenencia a alguno de estos microdominios texturales. Así, parece que cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, distena (siempre en el interior de plagioclasa de gran tamaño), rutilo y granate forman parte del grupo más antiguo de minerales. Los más recientes serían sillimanita (y andalucita, con la que aparece en los agregados microgranoblásticos), cordierita pinnitizada e ilmenita. Hay un reflejo de marcada despresurización del granitoide en su evolución petrogenética.

Feldespatos

El *feldespato potásico* es variablemente pertítico, normalmente con micropertitas en venas. Presenta siempre una composición muy constante: $Or_{79-90}Ab_{10-20}An_{0.1-0.4}$ (Fig. 5A), independientemente de ser megacrystal o formar parte de las matrices granoblásticas, más equigranulares (Tabla II). El contenido en P_2O_5 oscila entre 0.07 y 0.18 % (en peso), en algunas muestras es superior al de la plagioclasa acompañante (Fig. 5B).

La *plagioclasa* presenta un rango composicional más variado (Tabla II), siempre en composiciones de

oligoclasa, variablemente rica en albíta molecular ($< An_{29}$), como ocurre en los ortogneises del sector central de la Sierra de Guadarrama (Villaseca, 1983). Hasta cuatro variedades texturales de plagioclasa son comunes en estas muestras: (1) cristales subidiomorfos de la matriz que, a veces, son de gran tamaño y pueden formar agregados en sineusis, (2) coronas alrededor de algunos megacrístales de feldespato potásico (texturas pseudo-*rapakivi*), (3) cristales mirmequíticos en los bordes de feldespatos, y (4) pequeñas inclusiones o parches dentro del feldespato potásico (posibles exsoluciones lamelares).

La plagioclasa de la matriz y los cristales mayores idiomorfos (a veces con claras texturas metaígneas de sineusis, acumuladas) son de composición An_{20-28} , con un ligero zonado normal, siendo ligeramente más anortítico el centro (el valor máximo analizado ha sido de An_{28}). La ausencia de zonado importante en la mayoría de los cristales indica un fuerte grado de recristalización y homogeneización de la plagioclasa ígnea original del metagranito. La presencia de agujas de silicatos aluminicos, normalmente sillimanita, dispuestas alineadas en su interior, podría indicar reajustes químicos de plagioclasas previas (ígneas?), de carácter más anortítico y ricas en aluminio, como se ha descrito en otros ortogneises del Sistema Central Español (Villaseca, 1983).

Las plagioclasas más sódicas son las situadas como parches dentro de los megacrístales de feldespato potásico (An_{4-21}) que podrían ser exsoluciones (mesopertitas?) o recristalizaciones, pues además presentan cuarzo y algunas fibrillas de sillimanita, asociadas. Las plagioclasas mirmequíticas, intersticiales, tienen composiciones intermedias entre estos dos grupos: An_{18-21} (Fig. 5A). La plagioclasa que rodea a los mega-

	W-36	W33b	W33b	W-36	W-36	W-36	W-36	W-39	W-39	W-34	W-34	W-33	W-33	W-33	W33b	W33b	W33b
	Kfs	Kfs	Kfs	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Análisis	55	37	47	48	52	65	72	46	49	101	95	14	17	19	39	44	34
	rapakivi			aureola rapakivi		aureola mirmeq		incl.							mirmeq.		
SiO₂	63.73	63.96	65.14	62.43	62.55	61.88	64.31	61.33	63.80	62.49	62.36	63.41	61.92	61.09	63.67	63.09	62.35
TiO₂	0.04	0.00	0.02	0.06	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al₂O₃	18.69	17.82	18.81	23.19	23.21	23.46	22.08	24.25	22.96	23.41	23.14	22.58	23.79	24.00	22.61	22.73	23.36
FeO	0.04	0.07	0.03	0.02	0.03	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.07	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00
MnO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00
MgO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	0.04	0.03	0.05	4.64	4.42	5.36	3.05	5.24	4.08	4.91	4.27	3.98	5.24	5.84	3.62	3.94	4.59
Na₂O	2.04	1.36	2.30	8.91	9.28	8.81	9.93	8.90	9.68	8.88	9.03	8.84	8.10	7.95	9.68	9.28	8.60
K₂O	13.99	16.67	13.17	0.18	0.16	0.25	0.06	0.30	0.28	0.13	0.13	0.27	0.42	0.40	0.15	0.27	0.31
P₂O₅	0.11	0.11	0.16	0.06	n.d.	n.d.	0.03	0.03	0.15	0.28	0.18	0.04	0.06	0.04	0.12	0.04	0.09
Total	98.71	99.95	99.52	99.49	99.68	99.79	99.45	100.11	100.95	100.16	99.15	99.24	99.58	99.32	99.81	99.39	99.21
<i>Cationes para 8 oxígenos</i>																	
Si	3.96	3.98	3.99	3.71	3.71	3.67	3.80	3.63	3.73	3.68	3.71	3.76	3.67	3.64	3.76	3.74	3.71
Al	1.37	1.31	1.36	1.62	1.62	1.64	1.54	1.69	1.58	1.62	1.62	1.58	1.66	1.69	1.57	1.59	1.63
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	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	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	0.00	0.00	0.00
Mn	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	0.00	0.00	0.00
Mg	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	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.30	0.28	0.34	0.19	0.33	0.26	0.31	0.27	0.25	0.33	0.37	0.23	0.25	0.29
Na	0.25	0.16	0.27	1.03	1.07	1.01	1.14	1.02	1.10	1.02	1.04	1.02	0.93	0.92	1.11	1.07	0.99
K	1.11	1.32	1.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02
Ab	18.1	11.0	20.9	76.9	78.5	73.8	85.2	74.2	79.9	76.0	78.7	78.8	71.9	69.5	82.2	79.7	75.8
An	0.2	0.1	0.3	22.1	20.6	24.8	14.5	24.1	18.6	23.2	20.5	19.6	25.7	28.2	17.0	18.7	22.4
Or	81.7	88.9	78.8	1.0	0.9	1.4	0.3	1.6	1.5	0.7	0.8	1.6	2.4	2.3	0.8	1.5	1.8

Nota. Salvo indicación, los feldespatos analizados forman parte de la matriz de la roca (Kfs = feldespato potásico, Plg = plagioclasa). Otras abreviaturas: incl., incluidas en el feldespato potásico; mirmeq., mirmequíticas; n.d., no determinado.

Tabla II.- Análisis químicos representativos de feldespatos.

Muestra	W-33	W-33	W-33	W-33	W-33b	W-33b	W-33b	W-33b	W-33b	W-34	W-34	W-36	W-36	W-39	W-39	W-39	W-39	
Análisis	22	31	21	9	101	107	112	81	85	100	89	58	81	70	39	50	51	
	megabl.	simplect.	matriz	matriz	matriz	incl-fk	incl-fk	megabl.	megabl.			incl.				megabl	megabl	
SiO ₂	35.56	35.52	35.58	34.83	34.91	35.19	35.54	34.98	34.83	35.25	34.51	35.26	35.00	36.22	36.05	35.00	35.76	
TiO ₂	3.33	3.17	2.66	0.91	1.48	4.17	4.35	2.43	3.90	4.01	3.54	3.80	4.07	1.49	2.40	3.95	3.49	
Al ₂ O ₃	19.70	19.50	19.99	21.19	20.96	19.57	19.54	20.53	19.14	18.83	19.34	19.55	19.23	19.86	20.04	19.34	19.38	
FeO	19.39	18.45	18.89	19.47	18.59	20.21	19.56	19.15	19.08	19.20	18.46	18.67	20.16	17.87	17.34	19.02	19.61	
MnO	0.11	0.04	0.08	0.06	0.07	0.15	0.09	0.09	0.13	0.07	0.07	0.15	0.14	0.02	0.03	0.07	0.09	
MgO	8.11	8.56	8.13	8.41	9.27	7.27	7.80	9.09	8.16	8.51	8.84	7.50	7.14	10.67	9.87	8.84	8.75	
CaO	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	
Na ₂ O	0.12	0.09	0.06	0.10	0.03	0.06	0.04	0.01	0.02	0.17	0.17	0.09	0.13	0.17	0.20	0.10	0.16	
K ₂ O	9.40	9.14	9.64	9.99	9.24	9.06	9.28	9.39	9.48	9.38	9.20	9.79	9.76	9.45	9.67	9.93	9.99	
Total	95.74	94.49	95.06	94.98	94.58	95.66	96.20	95.69	94.75	95.42	94.18	94.81	95.64	95.74	95.59	96.28	97.23	
<i>Cationes para 22 oxígenos</i>																		
Si	5.38	5.41	5.41	5.33	5.32	5.34	5.35	5.29	5.33	5.36	5.30	5.39	5.34	5.43	5.41	5.28	5.35	
AlIV	2.62	2.59	2.59	2.67	2.69	2.66	2.65	2.71	2.67	2.64	2.70	2.62	2.66	2.57	2.60	2.72	2.65	
AlVI	0.89	0.91	0.99	1.14	1.07	0.84	0.81	0.94	0.79	0.73	0.80	0.90	0.80	0.93	0.94	0.72	0.76	
Ti	0.38	0.36	0.30	0.11	0.17	0.48	0.49	0.28	0.45	0.46	0.41	0.44	0.47	0.17	0.27	0.45	0.39	
Fe ²⁺	2.45	2.35	2.40	2.49	2.37	2.57	2.46	2.42	2.44	2.44	2.37	2.39	2.57	2.24	2.18	2.40	2.45	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	
Mg	1.83	1.94	1.84	1.92	2.11	1.64	1.75	2.05	1.86	1.93	2.02	1.71	1.63	2.38	2.21	1.99	1.95	
Ca	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Na	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.06	0.03	0.05	
K	1.81	1.78	1.87	1.95	1.80	1.75	1.78	1.81	1.85	1.82	1.80	1.91	1.90	1.81	1.85	1.91	1.91	
XFe	0.57	0.55	0.57	0.57	0.53	0.61	0.58	0.54	0.57	0.56	0.54	0.58	0.61	0.48	0.50	0.55	0.56	

Nota megabl., biotita en grandes blastos; simplect., biotitas que crecen simplectíticamente alrededor de megablastos; incl., incluidas en feldespato potásico.

Tabla III.- Análisis químicos representativos de biotitas.

crisales de feldespato potásico, confiriendo una textura de aspecto *rapakivi* al metagranito, es de composición idéntica a la de la matriz y los blastos idiomorfos: An₂₀₋₂₅.

El contenido en P₂O₅ de las plagioclasas del metagranito (< 0.18 %) es inferior al de las plagioclasas de los xenolitos metapelíticos restíticos, muy corneanizados y fuertemente peraluminicos, que aparecen dispersos en el granitoide y que llegan a contenidos de 0.28 % de P₂O₅ (Fig. 5B) (Tabla II).

Biotita

La biotita se presenta en tres variedades petrográficas, con ligeras diferencias químicas, aunque siempre muy similar a la biotita de los ortogneises glandulares de los sectores centrales de la Sierra de Guadarrama (Villaseca, 1983). Los tres tipos petrográficos de biotita son: (1) biotitas idiomorfos a subidiomorfos de tamaño medio, incluidas en cristales mayores de feldespa-

tos, (2) megablastos (hasta 5 mm) de biotita, que suelen presentar bordes de biotita simplectítica o bastoncillos biotíticos, de menor tamaño, (3) biotita pequeña, dispersa por la matriz, muy común en los agregados microgranoblásticos, alrededor de cristales de granate muy reabsorbidos (Fig. 2H).

Las biotitas que presentan contenidos mayores de TiO₂ (hasta 4.35 %) son las incluidas en los cristales mayores de feldespato potásico, las cuales podrían haber preservado mejor la composición original (Tabla III). Son las biotitas más férricas [Fe/(Fe+Mg) ó XFe = 0.58-0.61] del metagranito y también las menos aluminicas (Al₂O₃ entre 19.5 y 20.2 %). Muy próximas en composición a estos tipos incluidos son las biotitas megablásticas del metagranito, que transitan composicionalmente hacia las biotitas pequeñas de la matriz recristalizada (Fig. 6). Así, los contenidos en TiO₂ varían entre 3.95 y 1.50 %, Al₂O₃ entre 19.1 y 20.8 % y el XFe es de 0.52-0.57. Las biotitas simplectíticas que crecen en los bordes de los megablastos tienen una composi-

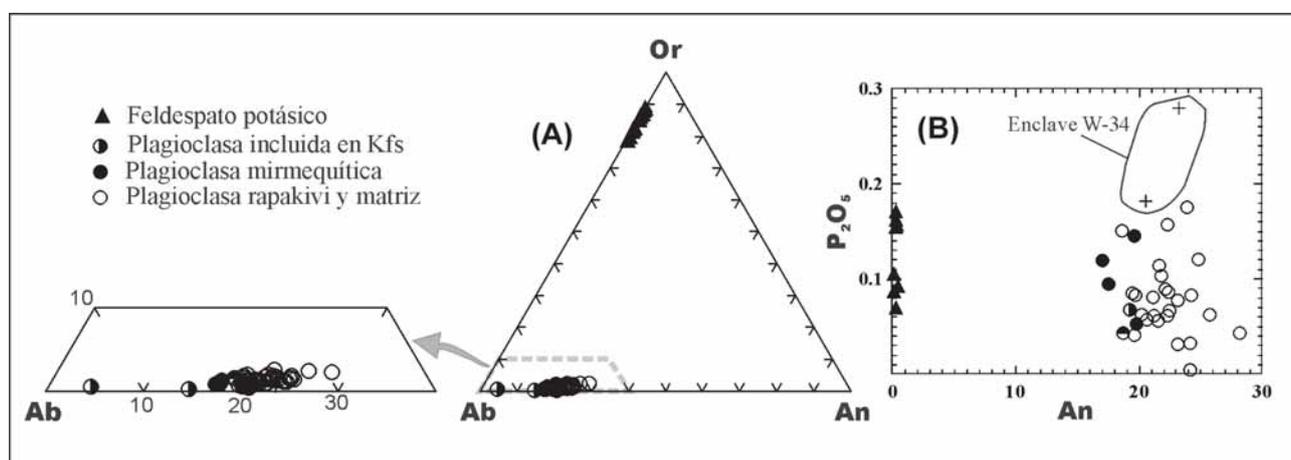


Figura 5.- Composición química de los feldspatos del metagranito de La Cebollera: A) Diagrama Ab-Or-An de clasificación de feldspatos, B) Diagrama An (% de moles) vs. P₂O₅ (% en peso).

Muestra	W-33	W-33	W-33	W-33	W-33	W-33b	W-33b	W-33b	W-34	W-34	W-39	W-39	W-39	W-39	W-39	W-39	W-39	
Análisis	2	6	3	4	5	103	42	83	87	88	108	58	61	62	63	65	66	67
	centro			borde														
SiO ₂	37.88	37.67	37.72	36.59	36.97	38.02	37.97	37.71	37.07	37.94	38.30	37.68	37.89	38.02	37.59	38.18	38.00	38.10
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.06	0.08	0.06	0.04	0.07	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	21.86	21.97	21.89	21.72	22.02	21.72	21.33	21.93	21.37	21.57	21.94	21.68	21.61	22.16	21.95	21.89	21.90	21.64
FeO	32.25	33.68	33.30	33.88	33.85	33.14	33.35	33.00	33.81	33.30	35.03	34.45	34.14	32.94	33.36	34.07	34.43	34.97
MnO	1.89	1.73	2.15	2.29	2.99	1.41	1.79	4.23	1.99	2.54	1.31	1.19	1.06	0.82	0.63	1.04	1.66	2.30
MgO	3.88	3.93	3.50	3.08	2.46	4.38	3.27	2.94	3.31	2.44	3.41	4.40	4.63	4.73	4.69	4.69	4.17	3.24
CaO	1.92	2.04	2.04	2.04	1.97	1.91	1.61	0.93	0.88	0.79	0.81	0.78	0.78	0.76	0.81	0.77	0.68	0.66
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.04	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.00
Total	99.71	101.05	100.61	99.63	100.29	100.59	99.32	100.78	98.42	98.67	100.80	100.29	100.22	99.53	99.11	100.76	100.90	100.93

Cationes para 24 oxígenos

Si	6.06	5.95	6.00	5.90	5.94	3.01	3.07	3.01	6.05	6.20	6.10	6.00	6.03	6.06	6.03	6.03	6.02	6.08
Al	4.12	4.09	4.10	4.12	4.17	2.02	2.03	2.06	4.11	4.15	4.11	4.06	4.05	4.16	4.14	4.07	4.09	4.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ₂	4.31	4.45	4.43	4.57	4.55	2.19	2.25	2.20	4.61	4.55	4.66	4.58	4.54	4.39	4.47	4.50	4.56	4.66
Mn	0.93	0.93	0.83	0.74	0.60	0.52	0.39	0.35	0.80	0.59	0.81	1.04	1.10	1.12	1.12	1.10	0.99	0.77
Mg	0.26	0.23	0.29	0.31	0.41	0.09	0.12	0.29	0.28	0.35	0.18	0.16	0.14	0.11	0.09	0.14	0.22	0.31
Ca	0.33	0.35	0.35	0.35	0.34	0.17	0.14	0.08	0.15	0.19	0.14	0.13	0.13	0.13	0.14	0.13	0.12	0.11
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Alm	74.1	74.7	75.0	76.3	77.3	73.9	77.5	75.4	78.9	80.8	80.6	77.4	76.7	76.3	76.8	76.5	77.4	79.6
Gros	5.7	5.8	5.9	5.9	5.8	5.5	4.8	2.7	2.6	2.5	2.4	2.3	2.2	2.3	2.4	2.2	2.0	1.9
Piropo	15.9	15.6	14.1	12.4	10.0	17.4	13.6	12.0	13.8	10.5	14.0	17.6	18.5	19.5	19.2	18.8	16.7	13.1
Espes	4.4	3.9	4.9	5.2	6.9	3.2	4.2	9.8	4.7	6.3	3.1	2.7	2.4	1.9	1.5	2.4	3.8	5.3

Nota Los análisis de la roca W-39 (108-58-61-62-63-65-66-67) corresponden al perfil composicional de borde-centro-borde del granate de la figura 8.

Tabla IV.- Análisis químicos representativos de granates.

ción química muy próxima (análisis 31 del metagranito W-33, Tabla IV). Por el contrario, las biotitas de la matriz son las más pobres en TiO₂ (hasta 0.84 %) y XFe (0.46), con contenidos muy elevados de Al₂O₃ (hasta 21.2 %) (Fig. 6).

Comparadas con otras biotitas de áreas de alto grado metamórfico del centro de España podemos observar (Fig. 6) que las micas más ricas en Ti del metagranito de La Cebollera (las incluidas en feldespatos y las de mayor tamaño) caen en el rango composicional de micas de ortogneises de la Sierra de Guadarrama, aunque en el sector más rico en Al₂O₃ de las mismas. Con respecto a las biotitas del complejo anatético de Toledo las biotitas del metagranito de La Cebollera son marcadamente más pobres en TiO₂. Las biotitas de la matriz son mucho más ricas en Mg y Al, y pobres en Ti que las de los ortogneises del Guadarrama (Fig. 6).

Granate

El granate es muy alotriomorfo, de pequeño tamaño (normalmente de 50 a 500 μm) y siempre aparece inmerso en los agregados microgranoblásticos biotíticos del metagranito, indicando su fuerte reabsorción y transformación a agregados de minerales de tamaño más pequeño, donde domina la biotita, silicatos aluminicos (sillimanita y/o andalucita) y ocasional pinnita (cordierita?) (Fig. 2H). Raramente aparece como agregados o nódulos cuarzo-granátíferos de algunos centímetros (hasta 3.8 cm), rodeados por una orla rica en biotita y sillimanita (muestra W-39). En general, el granate es de aspecto criboso por la gran cantidad de microinclusiones que presenta, que suelen ser de silicatos aluminicos (normalmente sillimanita), circón, rutilo y cuarzo. Estas inclusio-

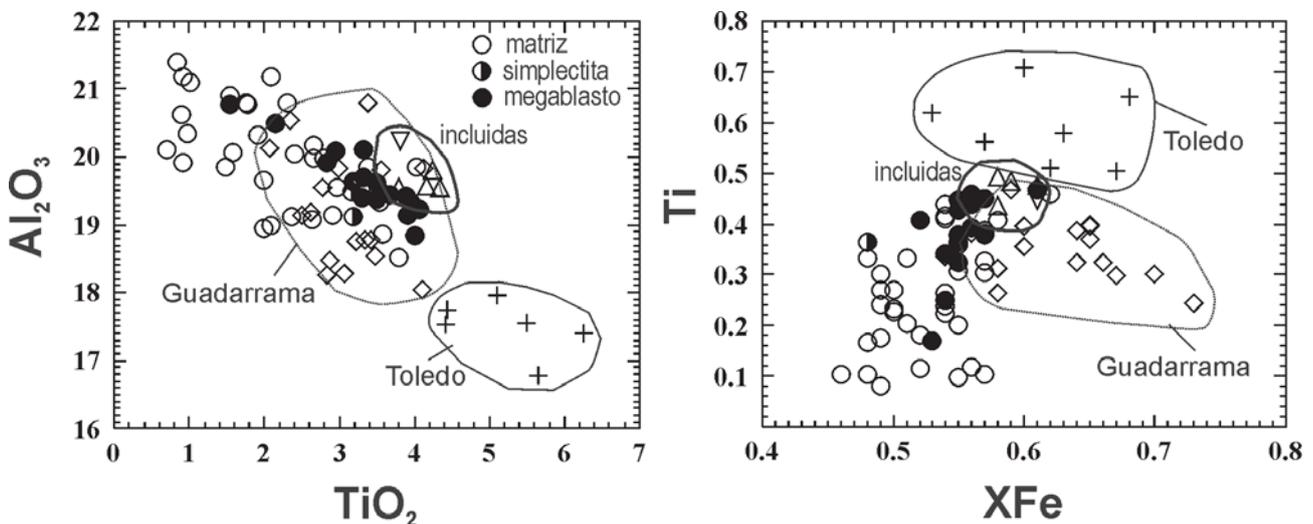


Figura 6.- Composición química de biotitas en el diagrama TiO₂ vs. Al₂O₃ (en % en peso) y en el diagrama XFe (en cationes) vs. Ti (p.f.u.). Los datos de biotitas de gneises de alto grado de la Sierra de Guadarrama (rombos) son de Villaseca (1983), mientras que las biotitas de migmatitas del complejo anatético de Toledo (cruces) son de Barbero (1995). Las diversas variedades texturales de biotitas del metagranito de La Cebollera: incluidas en feldespatos (triángulos), en lepidoblastos de gran tamaño (círculos negros) o de la matriz (círculos blancos), están descritas en el texto.

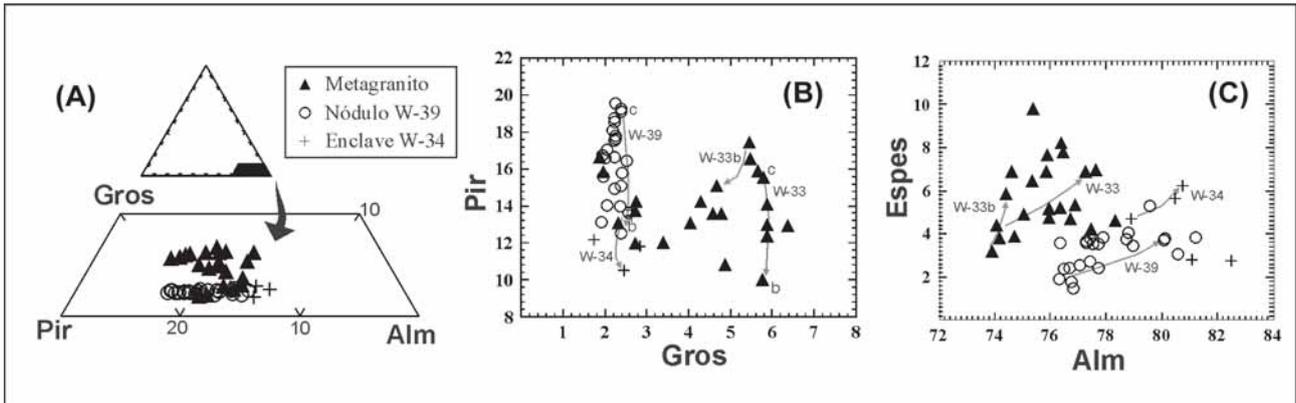


Figura 7.- Composición química de granates del metagranito de La Cebollera: **A)** Diagrama ternario Piro-po-Grosularia-Almandino, **B)** Diagrama binario Grosularia-Piro-po, **C)** Diagrama binario Almandino-Espesartina, con indicación de tendencias de zonado (flechas de centro a borde). Todos los valores moleculares son en porcentajes.

nes no parecen definir una esquistosidad relictas pues no tienen mucha continuidad.

Composicionalmente, el granate se parece al de zonas profundas del Guadarrama por dos motivos: i) por sus contenidos elevados en piro-po, siempre superiores al 10 % en valores moleculares, en todos los granates analizados (Tabla IV), en claro contraste con los granates de zonas más superficiales de este sector orogénico (sectores de Buitrago y Riaza), cuyos contenidos en piro-po son inferiores al 10 % (López Ruiz *et al.*, 1975; Casquet y Navidad, 1985), y ii) por la ausencia de un zonado normal o progrado. Es decir, no presenta disminución de Ca y Mn, y aumento de Mg, hacia el borde.

Los granates del metagranito de La Cebollera son de la serie piro-po-almandino, con composiciones del tipo: Alm₇₄₋₈₂ Pir₁₀₋₂₀ Espes₁₋₁₀ Gros₂₋₆ (Fig. 7A). Hay ligeras diferencias entre los granates dispersos en el metagranito (muestras W33y W33b) y los del nódulo

granatífero (W39) y enclaves (W34), siendo los pequeños granates muy reabsorbidos del metagranito los más ricos en espesartina y grosularia (Fig. 7B y C). En cualquier caso, todos ellos muestran el mismo tipo de zonado con una zona interna bastante homogénea y un borde, de pocas decenas de micras, donde disminuye significativamente el contenido en piro-po (desde 20 a 13% en la muestra W39, o de 15 a 10% en la muestra W33). Hacia el borde también aumentan, ligeramente, los contenidos en almandino (de 3 a 4, en valores moleculares) y espesartina (de 2 a 5 moles), mientras que el contenido en grosularia se mantiene prácticamente constante en niveles muy bajos (Fig. 8). La relación Fe/(Fe+Mg) aumenta ligeramente hacia el borde del granate (de 0.76 a 0.81).

Granates de este tipo, con mesetas internas de composiciones relativamente homogéneas y bordes estrechos, con un fuerte gradiente de zonado inverso, son co-

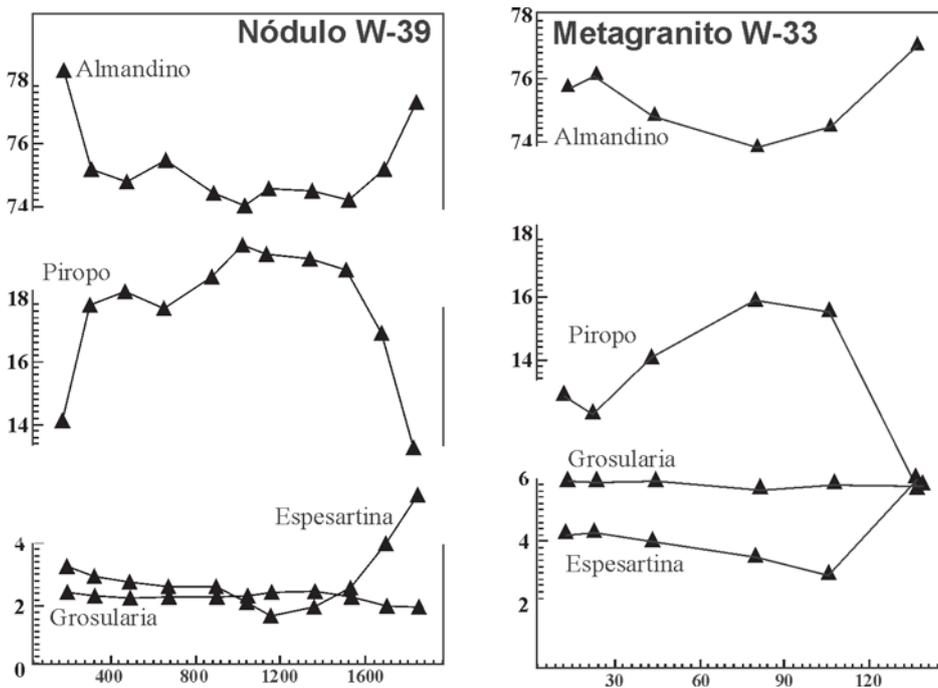


Figura 8.- Perfiles composicionales de borde-centro-borde de granates de las muestras W-33 (metagranito) y W-39 (nódulo granatífero). El eje de ordenadas es en micras (μm) y los valores moleculares en porcentajes.

munes en las zonas de alto grado próximas al área estudiada, tanto en el sector de Guadarrama (Casquet y Navidad, 1985) o de la Peña Negra (Pereira, 1992), ambos en el Sistema Central Español, como en el complejo anatóctico de Toledo (Barbero, 1995). En todos estos casos el borde retrógrado del granate se debe a su transformación a paragénesis minerales de menor presión.

Silicatos aluminicos

Pueden aparecer los tres polimorfos en la misma muestra de lámina delgada. La andalucita aparece exclusivamente en los microagregados alrededor de granate, mientras que la distena, el silicato aluminico menos abundante, suele aparecer incluida en los feldespatos. La sillimanita es, sin duda, el más abundante de ellos, en ocasiones el único silicato aluminico presente en el metagranito o en sus enclaves restíticos. Todo ello parece indicar que estos silicatos aluminicos no reflejan condiciones de equilibrio próximas al punto triple de estabilidad de los tres polimorfos sino, más bien, una evolución descompresiva desde paragénesis con distena estable para finalizar en campos de andalucita estable. Composicionalmente es de destacar el mayor contenido en FeO (hasta 1.25 % en peso) de la sillimanita incluida en granate, respecto a la de la matriz de la roca (normalmente con menos de 0.46 % de FeO).

Óxidos

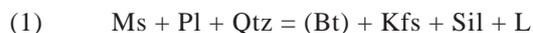
El opaco dominante en estas rocas es la ilmenita, que aparece dispersa por toda la matriz. Composicionalmente contiene pequeñas proporciones de Mn (0.5 %) y Mg (0.2 %). En alguna muestra aparece rutilo incluido en alguna de las fases principales del metagranito. Puede tener contenidos de hasta un 2 % en peso de FeO.

Pinnita

De manera muy accesoria, aparece en los microagregados alrededor de los granates muy transformados, un mineral muy alotrioblástico y de colores ligeramente pardos, asociado a biotita, silicatos aluminicos y plagioclasa. Su análisis químico es equivalente al de pinnitas o cordieritas muy alteradas, con bajos contenidos en FeO+MgO (7.16 %), y altos contenidos en K₂O (5.89 %) y H₂O (pues la suma total es sólo de 91.82 %). Su análisis se aproxima al de otras pinnitas en rocas peraluminicas (p.e. Couturié, 1977). En otras ocasiones lo que se observa es un agregado alotrioblástico amarillento, isótropo, que composicionalmente corresponde a filosilicatos de tipo halloisita, ricos en FeO (1.8-4.7 %) y algo menos en CaO (0.23-0.34 %), que no corresponden a análisis de pinnitas comunes (Couturié, 1977; Pereira *et al.*, 1993). De cualquier forma, la cantidad de probable cordierita en estas rocas y sus enclaves es siempre muy accesoria (< 1 % en volumen), dominando la biotita, silicatos aluminicos y feldespatos en las aureolas de retrogradación del granate.

Condiciones metamórficas

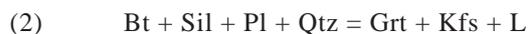
La ausencia de moscovita en el metagranito y en la foliación de las rocas ortogneísicas con las que alterna hace suponer que se ha llegado a condiciones superiores a las de su desaparición según la reacción (p.e. Spear, 1993):



(la biotita puede ser un producto menor de la reacción y por ello se muestra en paréntesis) que produciría un cierto volumen de fundido granítico en un estrecho intervalo de temperatura (Fig. 9) así como la aparición (ó simple incremento modal) de feldespato potásico en las series metamórficas. Esta reacción daría lugar a la segunda zona de la sillimanita (ya sin moscovita primaria) según diversos autores que han trabajado en el sector (p.e. Escuder Viruete *et al.*, 1998; Valverde Vaquero y Dunning, 2000). La presencia de leucosomas en la zona estudiada es muy escasa, aunque no es así en sectores próximos, más meridionales (p.e. en los alrededores de Aoslós y Piñuecar). La destrucción de moscovita no suele generar granate (Spear *et al.*, 1999) por lo que el granate y algunos otros minerales escasos y relictos (blindados en fases mayoritarias, como son rutilo y distena) tenían que estar presentes en el metagranito antes de producirse esta reacción. Esto conlleva suponer unas condiciones mínimas aproximadas de unos 680 °C y 8 kbar para rocas sin estaurolita estable y con la paragénesis de: (moscovita) + (distena) + granate + biotita + plagioclasa + cuarzo + (rutilo), en el sistema NaKF-MASH (Spear, 1993; Spear *et al.*, 1999) (Fig. 9).

La evolución mineral parece registrar una marcada descompresión, manifiesta tanto por diversas transformaciones: granate a biotita-sillimanita-pinnita (cordierita), como por la marcada disminución modal de todas las fases de mayor presión a favor de otras menos densas: distena a sillimanita (y andalucita), rutilo a ilmenita.

Las rocas estudiadas parece que no alcanzaron condiciones de destrucción de biotita con sillimanita, minerales muy abundantes en todas las litologías del área, y en consonancia con la marcada ausencia de fenómenos migmatíticos en las series metamórficas estudiadas. En cualquier caso, no es posible hacer estimaciones quemográficas de las condiciones máximas de temperatura de la evolución metamórfica del sector pues la reacción de destrucción de biotita:



tiene una menor pendiente positiva en el diagrama P-T que el equilibrio (1) (Fig. 9) y deja un amplio margen de incertidumbre sobre las condiciones reales de la evolución metamórfica de estas rocas.

Para la evaluación más precisa de las condiciones P-T a partir de la composición química de los distintos minerales metamórficos coexistentes, asumiendo que

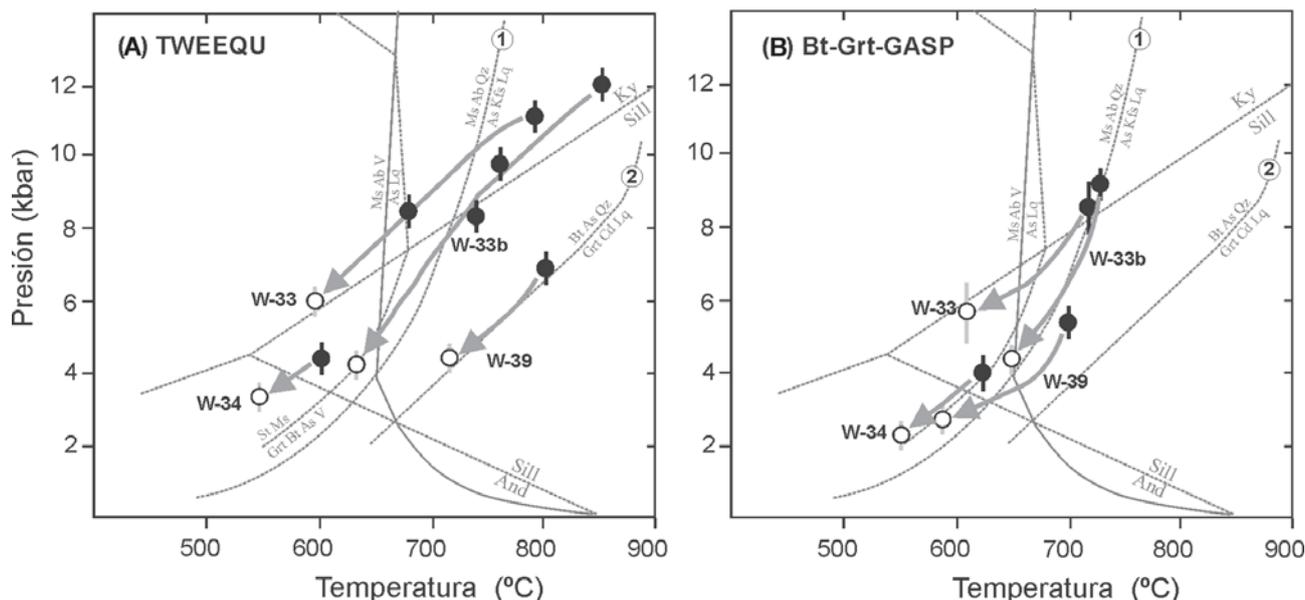


Figura 9.- Diagrama presión-temperatura mostrando algunas reacciones de fusión y deshidratación en el sistema NaKFMASH para rocas pelíticas y fuertemente peraluminicas de Spear et al. (1999). Se han dibujado las reacciones de destrucción de estauroлита (con moscovita), moscovita (1) y biotita (2), mencionadas en el texto. El punto triple del sistema Al_2SiO_5 está tomado de Pattison (1992). En el diagrama (A) están superpuestas las condiciones P-T estimadas a partir de los cálculos de multi-equilibrios de TWEEQU, y en el diagrama (B) están situadas las estimaciones P-T a partir de los cálculos geotermobarométricos descritos en el texto. En ambos casos se han estimado condiciones máximas a partir de datos del núcleo de granate (círculos negros) y condiciones mínimas a partir de composiciones del borde retrógrado del granate (círculos blancos). Se han señalado las pautas descompresivas que se obtienen para cada muestra. En los cálculos de TWEEQU se han incluido condiciones P-T aún mayores basadas en el cálculo de la intersección GASP y Bt-Grt (muestras W-33 y W-33b).

están en equilibrio, se han utilizado dos técnicas: (1) cálculos basados en multi-equilibrios minerales, a partir de bases de datos termodinámicamente consistentes, con ayuda del programa TWEEQU de Berman (1991); y (2) mediante geotermómetros y geobarómetros convencionales, basados en equilibrios individuales que recientemente han sido optimizados por Holdaway (2001), para lo que se ha usado el programa GB-GASP.

Cálculos de multi-equilibrios (TWEEQU)

El método TWEEQU de Berman (1991) realiza cálculos termobarométricos con un número grande de equilibrios para una paragénesis mineral dada y genera una valoración del estado de equilibrio considerado según la mayor o menor convergencia de las intersecciones de esos equilibrios o reacciones. Los cálculos se han hecho en el sistema $SiO_2-Al_2O_3-TiO_2-FeO-MgO-CaO-Na_2O-K_2O-H_2O$ usando el conjunto de datos termodinámicos de Berman (1991). Se han tenido en cuenta dos grupos de cálculos de equilibrios. Por una parte los cálculos con composiciones de núcleos de granates y los segundos con composiciones de borde. Las estimaciones máximas de P-T se han conseguido con biotitas megablásticas y las plagioclasas más ricas en Ab, de la matriz. Las estimaciones mínimas de P-T son siempre de borde de granate, biotita de la matriz y la plagioclasa más cálcica de la matriz. En la figura 10 se presentan los resultados de estos dos grupos de cálculos para la muestra W-33 del metagranito de La Cebollera. Puede observarse una mejor aproximación al equilibrio en las paragénesis de baja P-T que en las estimadas para las condiciones de pico metamórfico. En la figura 9A se

sintetizan los diferentes datos de condiciones de equilibrio con composiciones de núcleo y borde de granate de las distintas muestras estudiadas. Se puede observar cómo los datos de todas estas muestras dibujan una marcada descompresión de las condiciones metamórficas, desde condiciones máximas en torno a 10-11 kbar y 750-800 °C, hasta condiciones de 3-4 kbar y 550-625 °C (Fig. 9A). De cualquier forma, existe cierta dispersión de los datos, lo que se traduce en distintas pautas descompresivas de las muestras.

Termobarometría convencional

En estas rocas peraluminicas, la presión y la temperatura pueden ser evaluadas mediante el uso combinado del geotermómetro biotita-granate y el geobarómetro granate-plagioclasa-silicato aluminico-cuarzo (GASP). Existen numerosas calibraciones del par biotita-granate para estimar temperaturas en rocas metamórficas (p.e. Spear, 1993; Pan *et al.*, 1994). En rocas de alto grado metamórfico hay cierta tendencia a usar las calibraciones de Perchuk y Lavrenteva (1981) que fueron realizadas con biotitas pelíticas naturales que superaban algunos problemas de composiciones ideales utilizadas en calibraciones anteriores (ver Holdaway, 2000). En nuestro trabajo hemos utilizado el programa GB-GASP de Holdaway (2001) que busca la intersección óptima del GASP y el termómetro granate-biotita, estimando un modelo promedio de actividades del par granate-biotita según Holdaway (2000), el modelo de actividad de la plagioclasa de Fuhrmann y Lindsley (1988), combinado con datos termodinámicos de Berman (1988) para las fases restantes. En la

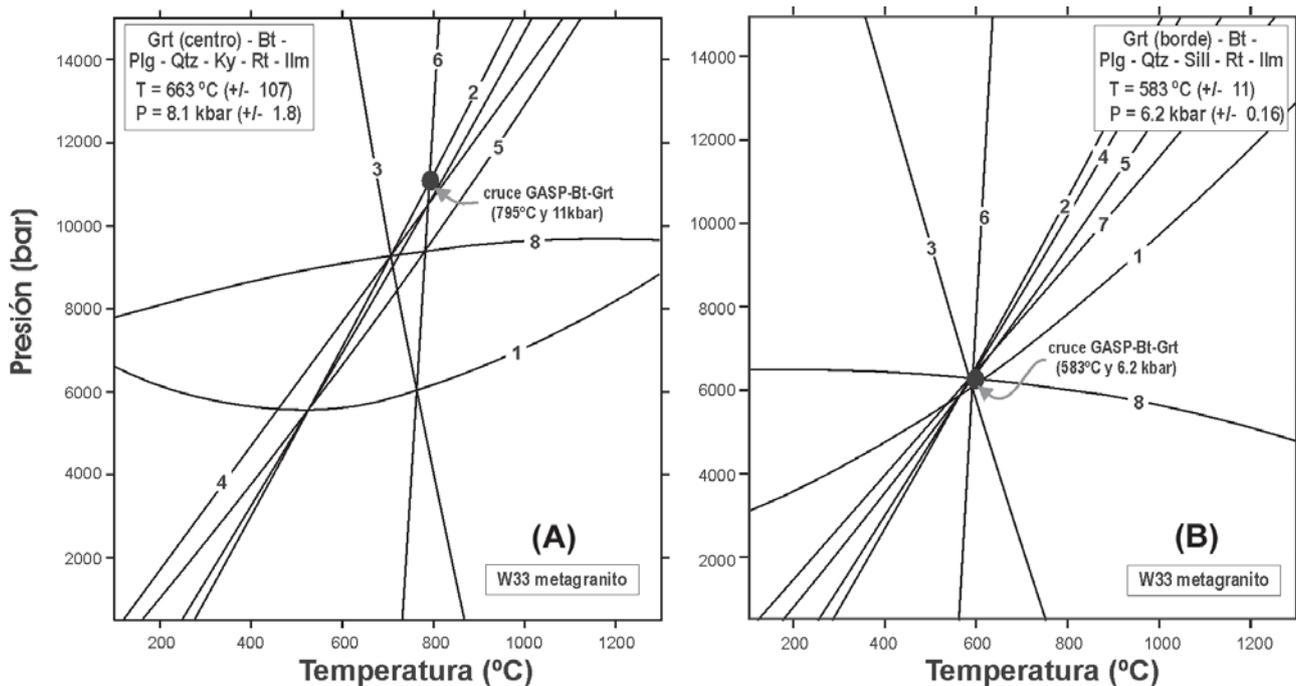


Figura 10.- Resultados de TWEEQU para la muestra W-33: **A)** composición del núcleo de granate y biotita megablástica, **B)** composición del borde de granate y biotita de la matriz. Se señala el cruce de los equilibrios GASP (2) y Bt-Grnt (6) según los cálculos de TWEEQU (Berman, 1991). Los números de los equilibrios involucrados son: (1) $\text{Alm} + 3\text{Rt} = 2\text{Qtz} + \text{Ky} + 3\text{Ilm}$, (2) $\text{Grs} + 2\text{Ky} + \text{Qtz} = 3\text{An}$, (3) $\text{Ann} + \text{Prp} + 3\text{Rt} = 2\text{Qtz} + \text{Phl} + \text{Ky} + \text{Ilm}$, (4) $3\text{Rt} + 3\text{Ky} + 2\text{Grs} + \text{Alm} = 6\text{An} + 3\text{Ilm}$, (5) $2\text{Alm} + \text{Grs} + 6\text{Rt} = 3\text{Qtz} + 6\text{Ilm} + 3\text{An}$, (6) $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$, (7) $3\text{Rt} + \text{Prp} + 3\text{Ky} + 2\text{Grs} + \text{Ann} = 6\text{An} + 3\text{Ilm} + \text{Phl}$, (8) $2\text{Ann} + \text{Grs} + 2\text{Prp} + 6\text{Rt} = 3\text{Qtz} + 2\text{Phl} + 6\text{Ilm} + 3\text{An}$. Los símbolos minerales están tomados de Kretz (1983). Obsérvese la peor convergencia de intersecciones de equilibrios en los cálculos de condiciones P-T máximas (M_1) (diagrama A).

tabla V se han presentado los distintos datos P-T calculados, junto con las estimaciones de otros geotermómetros convencionales.

Para las condiciones de metamorfismo de mayor presión (M_1) se han utilizado, de nuevo, composiciones de núcleo de granate con datos de biotita idiomorfa (a veces megablástica) rica en Fe, junto a plagioclasa de la matriz. Para las condiciones de menor presión se han utilizado las composiciones de borde de granate con las de biotita y plagioclasa de la matriz. El estrecho rango de variación composicional de la plagioclasa (menos del 10 % de anortita molecular), limita mucho el efecto de la misma en los cálculos geobarométricos. No obstante, el uso de las plagioclasas de composiciones más extremas hace fluctuar en 2 kbar la presión calculada, lo que sería una medida del grado máximo de incertidumbre en la estimación bórica. La muestra W33b, para la que se obtiene un mayor rango de variación de condiciones de presión durante el metamorfismo, ha sido calculada con plagioclasas An_{19} y An_{21} para las estimaciones de M_1 y M_2 , respectivamente. Si hubiéramos utilizado una composición fija de plagioclasa de matriz (An_{20}), los valores obtenidos serían 9.5 y 4.4 kbar, muy similares a los expuestos en la tabla V. En ninguno de los cálculos se ha utilizado composiciones de plagioclasas mirmequíticas o de las que aparecen como exoluciones albiticas en el interior de feldespatos potásicos.

Los resultados obtenidos concuerdan bien con los cálculos de multi-equilibrios realizados con TWEEQU (Fig. 9). Las condiciones máximas de M_1 se ob-

tienen en las muestras W-33 y W-33b de metagranitos, y corresponden a valores de 715-735 °C de temperatura y 9.3-9.8 kbar de presión (Fig. 9B y Tabla V). Para esas mismas muestras, las condiciones de M_2 serían de 610-650 °C y 5.3-4.2 kbar, respectivamente. El nódulo granatífero (W-39) muestra una evolución de condiciones metamórficas desde 700 a 590 °C de temperatura y de 5.6 a 2.1 kbar de presión, mientras que el enclave restítico W-34 presenta una variación hasta condiciones aún menores de M_2 que podrían llegar a ser de 560 °C y 2-2.4 kbar (Fig. 9B). Es decir, de nuevo se deduce una fuerte descompresión entre las condiciones de M_1 y M_2 , que podría llegar a ser de alrededor de 6-7 kbar, según las muestras, mientras que las condiciones térmicas descenderían unos 100-150 °C, como máximo.

Muestra	Temperatura (°C)					Presión (kbar)	
	Grt-Bt M1	M2	PL83	FS78	HS82	GASP M1	M2
W-33	718	612	696	800	823	9.3	5.3
W-33b	734	647	733	886	908	9.8	4.2
W-39	700	589	713	847	857	5.6	2.1
W-34	624	565	607	625	635	4.3	1.9

Notas- La calibración de granate-biotita usada fue la de Holdaway (2000): M1, núcleo de granate y biotita megablástica; M2, borde de granate y biotita de la matriz; PL83 es igual que el caso M1 pero con la calibración de Perchuk y Lavrenteva (1983) y FS78 y HS82 son el caso M1 con las calibraciones de Ferry y Spear (1978) y Hodges y Spear (1982), respectivamente. El geobarómetro GASP fue calculado según Holdaway (2001): usando las composiciones de núcleo (M1) y borde de granate (M2), siempre con plagioclasa de la matriz.

Tabla V.- Resultados de estimaciones P-T según los cálculos geotermobarométricos.

Discusión

Diferencias de estimación de condiciones P-T según el método empleado

Se observan algunas diferencias de valores P-T entre los dos métodos empleados. Los datos obtenidos por geotermobarometría GB-GASP presentan una menor dispersión en el diagrama P-T que los calculados con el programa TWEEQU, no obteniéndose resultados próximos a la curva de destrucción de la biotita (equilibrio 2 de la Fig. 9) lo cual parece ajustarse mejor a la ausencia de fenómenos importantes de migmatización en el sector estudiado. La biotita es la mica dominante en los materiales analizados y su destrucción generaría abundante líquido granítico (Gardien *et al.*, 1995). Por otra parte, las condiciones térmicas estimadas con el programa GB-GASP son muy próximas a las deducidas mediante la calibración de Perchuk y Lavrenteva (1983), frecuentemente utilizada en rocas peralumínicas en facies de granulitas o en transición a ellas (Pan *et al.*, 1994; Borghi *et al.*, 2003). Las diferencias entre el cálculo GB con el geotermómetro de Perchuk y Lavrenteva (1983) son siempre menores a 30 °C, mientras que el empleo de calibraciones con micas de composición más ideal y modelos de solución más simples de granate (p.e. calibraciones de Ferry y Spear, 1978; Hodges y Spear, 1982), dan desviaciones superiores a los 100 °C (ver Tabla V).

Además del rango más ajustado de condiciones P-T obtenidas por cálculos geotermobarométricos convencionales, casi coincidente con la pendiente de la reacción de destrucción de moscovita (equilibrio 1 de la Fig. 9), los datos que se obtienen para las condiciones más retrógradas de M₂ (560 °C y 2 kbar, para bordes de granate del enclave W-34) se adentran plenamente en el campo de estabilidad de la andalucita, mineral presente en los enclaves y en el propio metagranito estudiado. Por el contrario, los cálculos de TWEEQU para bordes de granate, apenas se introducen en el campo de equilibrio de la andalucita (Fig. 9A). Es decir, los datos calculados con GB-GASP son más homogéneos y coherentes con las paragénesis minerales encontradas.

Posiblemente la mayor dispersión de datos obtenida con los cálculos de TWEEQU sea debida a errores intrínsecos a este método. En principio, no parece que los errores analíticos de la microsonda, así como el tratar de establecer equilibrios minerales entre fases que tal vez no lo estén, sean las principales causas de las diferencias entre ambos métodos. Pues, estos mismos factores son asumidos en los cálculos GB-GASP. Parece más bien que los datos de propiedades termodinámicas de los términos puros y de los modelos de solución sólida de TWEEQU sean más imprecisos que los utilizados por Holdaway (2000, 2001) en su programa. Hay una mayor indefinición de condiciones de intersección en los cálculos TWEEQU para los equilibrios estimados con el núcleo de granate (condiciones M₁) respecto a los realizados con la paragénesis en

equilibrio con el borde (condiciones M₂) (comparar Figs. 10A y 10B). Los mayores valores P-T obtenidos con TWEEQU para núcleos de granate, se ven notablemente reducidos en GB-GASP por el empleo de nuevos datos termodinámicos en el par granate-biotita que reducen más de un centenar de grados (y por consiguiente 1-2 kbar) su intersección con el GASP (ver situación de intersecciones GASP-Bt-Grt de TWEEQU en las Figs. 9A y 10).

Comparación con datos termobarométricos del sector

Los resultados termobarométricos obtenidos son sensiblemente diferentes de los publicados para este sector de Somosierra, para el cual no existen datos cuantitativos precisos previos, bien sea en forma de tablas de análisis o de estimaciones de condiciones P-T. Hasta los trabajos de Casquet y Navidad (1985) y Casquet *et al.* (1991) hay muy pocas estimaciones cuantitativas de las condiciones del metamorfismo de Somosierra. Fúster y García Cacho (1971) o López Ruiz *et al.* (1975), cartografiaron con precisión la zonación metamórfica del sector, en cuya zona de la sillimanita se incluiría el macizo estudiado y estimaron que la ausencia de estauroлита en las litologías pelíticas se debía a la destrucción de este mineral para dar granate y silicato aluminico, en condiciones aproximadas a 700 °C y 5-6 kbar por comparación con datos experimentales (ver Fúster y García Cacho, 1971). Posteriormente López Ruiz *et al.* (1975) reducen a 660 °C y 5-6 kbar como condiciones máximas de la zona de la sillimanita en Somosierra (ver Figs. 13 y 14 de López Ruiz *et al.*, 1975). Bischoff *et al.* (1973) estimaron condiciones térmicas no muy diferentes aunque apuntan a mayores condiciones báricas: 7-8 kbar, sin aclaración sobre el método utilizado. Arenas *et al.* (1980) estimaron para la zona de la sillimanita-I, en el sector próximo de Riaza, condiciones mínimas de 625 °C y 5 kbar mediante consideraciones quemográficas. Casquet y Navidad (1985), a partir de datos químicos de granates y biotitas del sector (aunque no se aportan tablas analíticas), estimaron en unos 700 °C de temperatura y alrededor de 5.5 kbar de presión como condiciones máximas de la zona de la sillimanita-II (sin moscovita). Estas condiciones han sido repetidamente utilizadas en los trabajos de Casquet *et al.* (1991), así como en los de Escuder Viruete *et al.* (1996, 1998) aunque en estos últimos se aumentan las condiciones de presión hasta 8 kbar, sin justificación analítica concreta.

Así pues, los datos de este trabajo constituyen los primeros datos analíticos publicados de composiciones químicas de fases metamórficas de rocas de la parte alta de la zona de la sillimanita-II, en el sector de Somosierra, así como los primeros datos P-T precisos de la pauta metamórfica evolutiva del sector. De hecho las condiciones del metamorfismo de mayor presión registrado en este trabajo aumenta hasta casi los 10 kbar, alcanzándose entonces las mayores condiciones térmicas (725 ± 10 °C).

Evolución de la trayectoria P-T

Las evidencias texturales y termobarométricas revelan una historia evolutiva de los metagranitos de La Cebollera y rocas asociadas que involucra, al menos, dos eventos metamórficos bien definidos: un pico metamórfico a presiones altas (M_1 : 715-735 °C y cerca de 10 kbar) y una retrogresión (M_2 : 550-600 °C y 2-3 kbar). En sectores próximos ha sido estimada, incluso, una etapa posterior de alteración hidrotermal (M_3 : 300-400 °C y 1 kbar máx.), según los estudios de inclusiones fluidas de Casquet (1986) (Fig. 11).

La evolución de las condiciones estimadas para los metagranitos y rocas asociadas de La Cebollera, entre el metamorfismo de alta presión (M_1) y el de menor presión (M_2), corresponde a una trayectoria con una fuerte descompresión, de hasta 7 kbar, junto con un manifiesto descenso térmico, estimado en unos 150 °C (Fig. 11). Es decir, que a la vez que hay una exhumación de los materiales (tectónica y/o erosiva) hay un enfriamiento marcado. Esta pauta se parece en sus rasgos morfológicos a las descritas por Escuder Viruete *et al.* (1996, 1998), en las que el clímax metamórfico se alcanzaría durante el máximo enterramiento de los materiales, en contra de las pautas más simétricas de Casquet y Navidad (1985), que supondrían un calentamiento a medida

que se exhuman los materiales. De hecho, la evolución metamórfica definida en este trabajo es incluso menos isotérmica (mayor enfriamiento) que la dibujada por Escuder Viruete *et al.* (1998).

Esta pauta P-T se correspondería bien con las descritas recientemente en los sectores profundos de la Sierra de Guadarrama que estructuralmente ocupan zonas inferiores a la aquí descrita. Así, para el sector de Tenzuela (Segovia) se han estimado condiciones de máximo enterramiento de los materiales de unos 750 °C y 14 kbar (Fig. 11), siguiendo una pauta P-T de aún mayor descompresión (hasta 10 kbar) y con una cierta pérdida de temperatura, sobre todo en sus etapas más retrógradas, de baja presión (Barbero y Villaseca, 2000; Villaseca *et al.*, 2002). Los trabajos recientes sobre inclusiones fluidas no acuosas en migmatitas del sector de Segovia también indican condiciones retrógradas hidrotermales similares a las descritas por Casquet (1986) en Somosierra: < 1 kbar y < 400 °C (Martín Romera *et al.*, 2001). Las pautas P-T dextróginas de todos estos sectores centro-orientales del Sistema Central Español, parecen complementarse bien en un modelo común de fuerte engrosamiento tectónico durante la colisión hercínica (Fig. 11).

Puede apuntarse que los datos más recientes de condiciones metamórficas de los sectores orientales y cen-

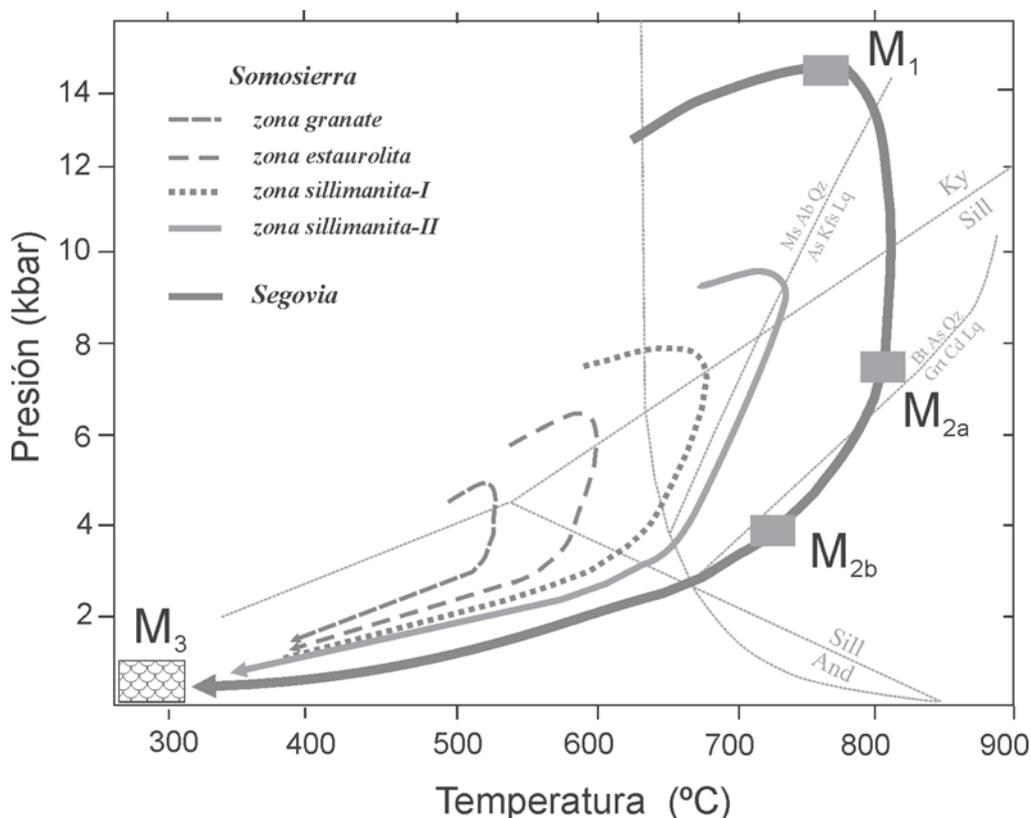


Figura 11. Pautas P-T estimadas para diferentes niveles estructurales de la zona oriental del Sistema Central Español. Junto a la pauta estimada a partir de la figura 9 para esta zona de estudio, representativa de la zona de la sillimanita-II, se han añadido las pautas de Somosierra para las zonas del granate, de la estaurolita y de la sillimanita-I (con moscovita), tomadas de Escuder Viruete *et al.* (1998). La pauta de la zona profunda de Segovia, en la Sierra de Guadarrama, está tomada de Barbero y Villaseca (2000) (M_1), Martín Romera *et al.* (2001) (M_{2b}) y Villaseca *et al.* (2002) (M_{2a}). Las condiciones retrógradas M_3 están tomadas de Casquet (1986) y Martín Romera *et al.* (2001), deducidas por inclusiones fluidas.

trales del Sistema Central Español aumentan notoriamente el grado de enterramiento sufrido por los materiales durante la colisión hercínica y obligan a buscar mecanismos efectivos para su exhumación. El marcado enfriamiento de los materiales según iban ascendiendo no implica que la exhumación tuviera que ser necesariamente en ambientes extensivos (Pan *et al.*, 1994), pero los modelos de levantamiento tectónico se corresponden mejor a la pauta dibujada que los basados exclusivamente en exhumación erosiva (England y Thompson, 1986).

Singularidad del magmatismo de La Cebollera

Tres aspectos hacen singular al metagranito de La Cebollera respecto de los ortogneises acompañantes: i) el aspecto ígneo y granítico de la roca, con fábricas planares menos incisivas y penetrativas que las de los gneises glandulares a los que se asocia; ii) la abundancia de xenolitos, muchos de ellos rotados y con fábricas polifásicas previas; iii) el aspecto *rapakivi* de sus megacristales.

El aspecto poco foliado de estas rocas permite pensar en una edad más joven para las mismas que la de los gneises glandulares del sector. Sin embargo, no hemos encontrado enclaves de tipos claramente glandulares, por lo que no se descarta su coetaneidad. Por otra parte, y aunque también cabría pensar que el metagranito de La Cebollera es *eo*-hercínico, hay dos factores que lo ligan más al magmatismo ordovícico félsico: a) el quimismo fuertemente peraluminico que presenta y la similitud geoquímica general con los ortogneises del Ordovícico Inferior, y b) el haber sufrido toda la evolución metamórfica hercínica, incluyendo las condiciones de máximo enterramiento, tempranas en la colisión. Así, en vez de suponer que estos materiales sean testigos de un magmatismo entre los 470 y 390 Ma (edad mínima del magmatismo ordovícico y comienzo de la colisión hercínica, respectivamente), del que no existe conocimiento actual en la zona Centroibérica, se puede estimar que sea un macizo pre-hercínico más competente estructuralmente y menos deformado durante el proceso orogénico.

La abundancia de xenolitos diversos confiere un aspecto fuertemente contaminado al metagranito, poco común en los ortogneises ibéricos. La mayoría de xenolitos son transportados (carácter alóctono del metagranito), no forman parte del encajante inmediato del metagranito (ortogneises glandulares), de los que, queda dicho, no presenta enclaves. Es destacable, además, la presencia de enclaves con foliaciones giradas respecto a las de la roca huésped e, incluso, varios planos de esquistosidad en los enclaves. Los metagranitos corneanizan, además, algunos xenolitos pelíticos, aunque también hay enclaves migmatíticos. Todo ello hace pensar en un evento magmático tardi- ó post-tectónico, similar al de los granitoides hercínicos de las sierras centrales, es decir, intrusivo y arrastrando fragmentos de materiales previamente esquistosados. La combinación

de estos datos con el carácter peraluminico y félsico de este magmatismo, corresponde mejor con ambientes post-orogénicos «cadomienses» que con ambientes extensivos de *rifting*, en la discusión actual sobre el magmatismo ordovícico ibérico (ver p.e. Valverde-Vaquero y Dunning, 2000).

La mayoría de rocas magmáticas con texturas *rapakivi* son tipos ácidos de tendencia alcalina y situados en ambientes de intraplaca (e.g. Emslie, 1991; Stimac y Wark, 1992). Aunque son numerosas las hipótesis sobre el origen de la textura *rapakivi* o de feldespatos manteados, las ideas magmáticas de mezcla (ver Stimac y Wark, 1992) o de cambios bruscos de condiciones de cristalización (fundamentalmente despresurizaciones bruscas del magma, ver Emslie, 1991; Eklund y Shebanov, 1999), son las dominantes. En el caso de los ortogneises glandulares peraluminicos, se interpretan como texturas pseudo-*rapakivis*, es decir, dominan las ideas de sustituciones y reemplazamientos feldespáticos, en gran parte debido a la presencia simultánea de procesos de pertitización del feldespato potásico y a la fuerte mirmequitización del gneis (Villaseca, 1983; Guha y Gupta, 1986). No obstante, también es posible pensar que estos ortogneises o metagranitos tengan una textura *rapakivi* original, recristalizada posteriormente, y que los fenómenos tardíos de mirmequitización se hayan superpuesto a los feldespatos ígneos, manteados en textura *rapakivi*, originales. De hecho, aunque muy poco abundantes en la literatura, se empiezan a describir algunos granitos peraluminicos, con feldespatos *rapakivi*, en sectores ibéricos (Corretgé y Suárez, 1994; plutón de Pelilla, Zamora, en López Plaza y López Moro, 2003).

Agradecimientos

Agradecemos a Alfredo Fernández Larios del CAI de Microscopía Electrónica «Luis Bru» de la UCM, su ayuda constante en las labores analíticas de la microsonda electrónica. Igualmente, agradecemos al profesor Dr. Marceliano Lago y a otros dos revisores anónimos sus sugerencias y comentarios que han aumentado significativamente la calidad del trabajo. Los objetivos del mismo se enmarcan dentro de los proyectos del Ministerio de Ciencia y Tecnología DGICYT nº: PB2000-0575 y CGL2004-02515.

Referencias

- Arenas, R., Casquet, C. y Peinado, M. (1980): El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1: 117-146.
- Azor, A., Casquet, C., Martín Parra, L., Navidad, M., Olmo Sanz, A. del, Peinado, M., Villar Alonso, P. y Villaseca, C. (1988): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 458 (Prádena)*. IGME, Madrid.
- Barbero, L. (1995): Granulite facies metamorphism in the Anatectic Complex of Toledo (Spain): Late Hercynian tectonic evolution by crustal extension. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 365-382.

- Barbero, L. y Villaseca, C. (1992): The Layos granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83: 127-38.
- Barbero, L. y Villaseca, C. (2000): Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for the Hercynian evolution. *Mineralogical Magazine*, 64: 815-836.
- Barbey, P., Cheilletz, A. y Laumonier, B. (2001): The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 332: 129-136.
- Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1999): Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila Batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology*, 107: 399-419.
- Berman, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Journal of Petrology*, 29: 445-522.
- Berman, R.G. (1991): Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrographical applications. *Canadian Mineralogist*, 29: 833-855.
- Bischoff, L., Schäfer, G., Schmidt, K., Walter, R. (1973): Zur geologie det mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Münster Forsch Geologische und Paläontologische*, 28: 1-27.
- Borghi, A., Castelli, D., Lombardo, B. y Visoná, D. (2003): Thermal and baric evolution of garnet granulites from the Kharta region of S Tibet, E Himalaya. *European Journal of Mineralogy*, 15: 401-418.
- Casquet, C. (1986): C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: the Berzosa fault, Spanish Central System. *Journal of Metamorphic Geology*, 4: 117-130.
- Casquet, C. y Navidad, M. (1985): El metamorfismo en el Sistema Central español. Comparación entre el sector central y el oriental en base al zonado del granate. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79(4): 523-548.
- Casquet, C., Ibarrola, E., Navidad, M. y Villaseca, C. (1991): *Petrología*. Memoria del Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja 458 (Prádena). IGME, 38-63, Madrid.
- Corretgé, L.G. y Suárez, O. (1994): A garnet-cordierite granite porphyry containing rapakivi feldspars in the Cabeza de Araya Batholith (Extremadura, Spanish Hercynian Belt). *Mineralogy and Petrology*, 50: 97-111.
- Couturié, J.P. (1977): Le massif granitique de La Margueride (Massif Central Français). These doctorat, Univ. Clermont-Ferrand, 319 p.
- Eklund, O. y Shebanov, A.D. (1999): The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95: 126-146.
- Emslie, R.F. (1991): Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, 51: 173-192.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, D. (1996): Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de baja-P/alta-T sobre una secuencia barroviense. *Geogaceta*, 20(4): 879-882.
- Escuder Viruete J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G. (1998): Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 290: 87-109.
- England, P.C. y Thompson, A. (1986): Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. En: *Collision Tectonics* (M.P. Cowards y A.C. Ries, Eds.), *Geological Society Special Publication, London*, 19: 83-94.
- Ferry, J.M. y Spear, F.S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 113-117.
- Furhman, M.L. y Lindsley, D.H. (1988): Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73: 201-215.
- Fúster, J.M. y García Cacho, L. (1971): Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central español). *Acta Geológica Hispánica*, 6: 123-130.
- Galindo, C. (1989): *Petrología y geocronología del complejo plutónico Tálaga-Barcarrota (Badajoz)*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 378 p.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. y Ulmer, P. (1995): Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz \pm muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15581-15591.
- Guha, D.B. y Gupta, L.N. (1986): Electron microscopic investigations of perthite, mirmekite and rapakivi structures in feldspars occurring in the granitic rocks of the Doda area. *Journal of the Geological Society of India*, 27: 220-222.
- Guitard, G. (1970): Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneisses ocellés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris, 63, 317 p.
- Hann, H.P., Chen, F., Zedler, R.H., Frisch, W. y Loeschke, J. (2003): The Rand granite in the southern Schwarzwald and its geodynamic significance in the Variscan belt of SW Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 821-842.
- 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. (2000): Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85: 881-892.
- Holdaway, M.J. (2001): Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 86: 1117-1129.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- López Plaza, M. y López Moro, F.J. (2003): *The Tormes Dome*. Part III of Eurogranites in Western Castilla y León, Univ. de Salamanca, 192 p.
- López Ruiz, J., Aparicio, A. y García Cacho, L. (1975): *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama*. Memoria del IGME, Madrid, 127 p.
- Martín Romera, C., Villaseca, C. y Barbero, L. (1999): Materiales anatécnicos en el área de Sotosalbos (Segovia, Sierra de Guadarrama). Caracterización petrológica, geoquímica e isotópica (Sr, Nd). En: *Actas II Congreso Ibérico de*

- Geoquímica*, 329-332. Lisboa.
- Martín-Romera, C., Villaseca, C., López-García, J.A., Boiron, M.C. y Barbero, L. (2001): CO₂-CH₄-N₂ fluid inclusions in granulite-facies migmatites of Hercynian anatectic complexes of central Spain. En: *XVI ECROFI Abstracts*, 287-289. Porto.
- Pan, Y., Fleet, M.E. y Williams, H.R. (1994): Granulite-facies metamorphism in the Quetico Subprovince, north of Manitouwadge, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 1427-1439.
- Pattison, D.R.M. (1992): Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, 100: 423-446.
- Perchuk, L.L. y Lavrenteva, I.V. (1983): Experimental investigations of exchange equilibria in the system cordierite-biotite-garnet. En: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (S.K. Saxena, Ed.). Advances in Physical Geochemistry, Springer, New York, 199-239.
- Pereira, M.D. (1992): *El complejo anatético de La Peña Negra (Batolito de Ávila): un estudio de la anatexia cortical en condiciones de baja presión*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 355 p.
- Pereira, A.J.S.C., Neves, L.J.P.F. y Godinho, M.M. (1993): Nota sobre a matéria isotrópica de alteração de cordierite. *Memórias e Notícias*, 116: 77-81.
- Spear, F.S. (1993): *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph Series, 799 p.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. y Cheney, J.T. (1999): *P-T paths from anatectic pelites*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 17-32.
- Stimac, J.A. y Wark, D.A. (1992): Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: Implications for the origin of rapakivi texture. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 728-744.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: *Magmatism in ocean basins* (A.D. Saunders y M.J. Norry, Eds.). Geological Society of London Special Publications 42, 313-345.
- Valverde Vaquero, P. y Dunning, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 15-26.
- Viallette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1986): Orogenic granitic magmatism of prehercynian age. *Terra Cognita*, 6(2): 1606.
- Viallette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1987) Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrbuch Mineralogische Monatserie*, H10: 465-479.
- Villaseca, C. (1983): *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, nº 216/84, 331 p.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Rogers, G. (1998): Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43: 55-79.
- Villaseca, C. y Herreros, V. (2000): A sustained felsic magmatic system: the Hercynian granitic batholith of the Spanish Central System. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 207-219.
- Villaseca, C., Martín Romera, C. y Barbero, L. (2001): Melts and residual geochemistry in a low-to-mid crustal section (Central Spain). *Physics and Chemistry of the Earth (A)*, 26: 273-280.
- Villaseca, C., Martín Romera, C. y Barbero, L. (2002): Estimaciones termobarométricas en los metagabros coroníticos de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Geogaceta*, 32: 13-16.
- Villaseca, C., Martín Romera, C., De la Rosa, J. y Barbero, L. (2003): Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behaviour of accessory and major phases in peraluminous granulites of central Spain. *Chemical Geology*, 200: 293-323.

Manuscrito recibido el 1 de julio de 2004

Aceptado el manuscrito revisado el 22 de mayo de 2005