

Fig. 4.—«Spider-diagram». Datos normalizados a MORB. Cuadrados: BSNS. Cuadrados llenos: BSC.

Fig. 4.—Spider diagram. MORB normalized data. Open squares: BSNS. Full squares: BSC.

yecto PS87-0125 de la DGICYT y ha sido parcialmente financiado por la Ayuda a la Investigación de la Junta de Andalucía (PAI).

Agradecemos a la Universidad de ST. Andrews las facilidades prestadas para la utilización de la microsonda electrónica.

Referencias

Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J. C.; López-Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D. eds. (1987): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Conclusiones del coloquio. Bea et al. (eds.). Ed. Rueda, pp. 265-267.

- De la Rosa, J. D. y Castro, A.: *Geogaceta* 7: 47-49.
- Casillas, R. (1989): Tesis Doctoral. *Universidad Complutense de Madrid*.
- Enrique, P. y Galán, G. (1989): *Bol. Geol y Min.* 100, 181-200.
- Franco, M. P. (1980): Tesis Doctoral. *Universidad de Salamanca*, 273 pp.
- Franco, M. P. (1982): *Soc. Geol. de Portugal*. XXII. 101-104.
- Franco, M. P. y Gracia de Figuerola, L. C. (1986): *Stvd. Geol. Salman.*, XXIII, 193-218.
- Gil Ibarguchii, J. I. y Suárez, O. (1981): *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, nº 2, 75-94.
- Galán, G. (1981): *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, nº 2, 35-44.
- Galán, G. (1984): Tesis Doctoral. *Universidad de Oviedo*. 351 pp.
- Galán, G. (1986): *Ilème R.A.S.T.*, 74.
- Galán, G. (1987): *Thèse. Univ. Pierre et Marie Curie*, 404 pp.
- Galán, G. y Suárez, O. (1989): *Lithos*, 23, 233-245.
- Irvine, T. N. (1982): *Journal of Petrology*, 23, Part, 2, 127-162.
- Irvien, T. N. and Baragar, W.R.A. (1971): *Canadian Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Leake, B.E. (1978): *Can. Miner.* 16, 501-520.
- Miyashiro, A. (1974): *Am. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- Peccerillo, R. and Taylor, S. R. (1976): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Schilling, J. G.; Zajac, M.; Speer, J. A. (1987): *Am. Miner.*, 72, 863-878.

Recibido el 31 de enero de 1991
Aceptado el 1 de marzo de 1991

Composición de las biotitas de las cortlanditas de la Sierra de Gredos, Sistema Central español

Composition of biotites from the cortlandites of the Sierra de Gredos, Spanish Central System

I. Moreno-Ventas y A. Castro

Departamento de Geología. Universidad de Sevilla 21819 La Rábida, Huelva.

ABSTRACT

Biotites from cortlanditic rocks of the Sierra de Gredos (Central System) were analyzed with the microprobe. The first results of this study are presented here. These include a brief discussion about the dominant coupled substitutions as a method to calculate the ferric iron in the molecule. The studied micas are phlogopites in which the cation substitutions are dominated by Ti and Al.

Key words: *Phlogopite. Cortlandite. Gredos massif. Hercynian massif.*

Geogaceta, 10 (1991), 149-153.

Introducción

La biotita es uno de los minerales AFM más estudiados en rocas magmáticas y metamórficas, ya que se trata de una fase presente en un amplio rango de composiciones y que puede ser estable en un amplio rango de P y T. Su composición puede ser tomada como indicativa de variables intensivas, al menos de forma cualitativa. En el Macizo Ibérico cabe mencionar, entre otros, los trabajos de Alburquerque (1973), Saavedra y García Sánchez (1973) Aparicio *et al.*, (1980), Bea (1980) en rocas graníticas, y de López Ruiz (1978) en metamórficas.

En este trabajo se presentan los primeros resultados de un estudio de biotitas en rocas de composición básica a ultrabásica (cortlanditas) del Sistema Central Español (Sierra de Gredos). Se pretende por una parte caracterizar dichas biotitas y por otro lado aportar nuevos datos de utilidad para el estudio petrogenético de tales rocas.

Metodología analítica

Los análisis de las biotitas estudiadas fueron realizados con una microsonda JEOL JXA733, operando a 15kV y 20 nA usando una combinación de metales puros, óxidos y minerales como patrones de referencia y con la aplicación de procedimientos de corrección ZAF.

Petrografía y clasificación

La textura de las rocas cortlandíticas de Gredos es de tipo acumulado con términos ortoacumulados poiquilíticos a mesoadcumulados. El sistema de minerales cúmulus está formado por Cr-espínela, Olivino (Fo 69-83), Ortopyroxeno (En 59-83), Plagioclasas zonadas (An₁₀₀₋₂₃), Cpx (trazas). Las fases intercúmulus están constituidas por anfíbol y micas biotíticas (Fe/Fe + Mg = 0,1-0,35).

Las fases intercúmulus presentan texturas poiquilíticas que se mantienen incluso en los términos más evolucionados de los macizos, presentando entre ellas relaciones ambiguas de secuencia de cristalización.

Las micas de las cortlanditas estudiadas caen en el campo de las flogopitas pero un pequeño grupo corres-

pondiente a las micas de los cuarzo-gabros asociados a éstas caen en el campo de las biotitas (fig. 1).

Las flogopitas de las rocas ultramáficas del Montnegre (Enrique y Galán, 1989) son en algunos casos más magnéticas, mientras que las de los enclaves cortlandíticos de Tapi-Salaves (Galán y Suárez, 1989) son más ricas en Al (IV).

Composición

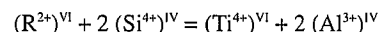
Dado que la microsonda no permite analizar H₂O, F, Cl ni permite distinguir entre Fe³⁺ y Fe²⁺, se han seguido dos procedimientos para el cálculo de la fórmula estructural Fig. 2:

1) \sum cationes — (K + Na + Ca + Ba) = 7,0 lo que implica que los huecos octaédricos y tetraédricos no tienen vacancias (Ludington and Muñoz, 1975). Esta suposición permite una estimación correcta del Fe³⁺ para biotitas con 10 oxígenos y 2 (OH, F, Cl) por fórmula unidad. No obstante, si hay vacancias en posiciones octaédricas, se producirá una sobreestimación de la proporción de cada elemento en la fórmula produciéndose un exceso de carga que hará imposible el cálculo del Fe³⁺.

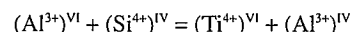
2) El segundo esquema asume que todo el Fe ocurre como Fe²⁺ y por tanto, para 10 oxígenos y 2 (OH, F, Cl): Carga total = 22. Este procedimiento da lugar a una sobreestimación de la proporción de cada catión en la fórmula, que será tanto mayor cuanto más Fe³⁺ exista. La carta total será mayor de 22 en el caso de que exista un exceso de oxígeno en la biotita, lo que puede producirse por la existencia de oxi-componentes.

Ti-substituciones

El diagrama Ti vs. Al (IV) (fig. 2) muestra una ligera correlación negativa entre Ti y Al(IV) por lo que hay que descartar una substitución del tipo Ti-Tschermakita:



Tampoco parece posible la substitución Ti-eastonita:



ya que ello implicaría una correlación positiva con pendiente igual a uno entre Ti y Al (IV). No obstante, se requiere algún tipo de substitución acoplada que permita la entrada de Ti al sistema. Estas pueden ser:

- a) $2 (Al^{3+})^{VI} = (Ti^{4+})^{VI} + (R^{2+})^{VI}$
- b) $2 (R^{2+})^{VI} = (Ti^{4+})^{VI} + (\square)^{VI}$
- c) $(R^{2+})^{VI} + 2 (OH)^{-} = (Ti^{4+})^{VI} + 2O^{-} + H_2$

El diagrama Carga total vs. Ti (fig. 2), realizado para la fórmula estructural normalizada a 7 cationes, muestra una buena correlación positiva. Esto indica que la entrada de Ti al sistema está relacionada: 1) con la producción de Ti-vacancias en posiciones octaédricas; 2) con reacciones de deshidrogenación que implican un aumento de aniones de oxígeno en la fórmula estructural. Si asumimos que: $100 - \sum$ óxidos del análisis (porcentaje en peso) $\approx (OH)^{-}$, podríamos estimar cualitativamente la importancia de las reacciones de deshidrogenación mediante el diagrama \sum óxidos p.f.u. vs. Ti (fig. 2). La escasa correlación negativa que se puede apreciar en este diagrama parece indicar una baja participación de las reacciones de deshidrogenación.

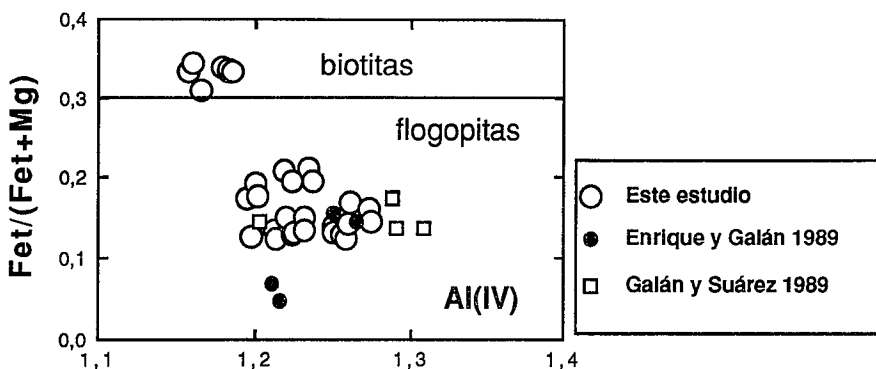


Fig. 1.—Diagrama composicional biotita-flogopita según Deer *et al.* (1962).

Fig. 1.—Compositional diagram of phlogopite-biotite after Deer *et al.* (1962).

Tabla 1.—Análisis representativos de los flogopitas de las cortlanditas de la Sierra de Gredos, Sistema Central Español. Fórmula estructural calculada para 23 oxígenos y recalculada a [Σ cationes — (Ca + Na + K) = 7]

Tabla 1.—Representative microprobe analyses of the phlogopites from Sierra de Gredos cortlandites, Spanish Central System. Structural formula calculated for 23 oxigens and recalculated to [Σ cationes — (Ca + Na + K) = 7]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	40,32	40,53	38,47	38,19	39,33	39,09	38,26	39,18	39,03
TiO ₂	1,135	1,219	0,18	1,425	2,47	3,58	2,859	2,805	2,825
Al ₂ O ₃	18,12	17,55	18,49	16,48	16,69	16,56	16,23	16,17	17,27
FeOt	6,219	5,83	7,81	9,644	7,56	8,27	8,843	13,68	13,49
Cr ₂ O ₃	0,313	0,199	0,15	0,084	0,16	0,29	0,264	0,059	0,083
MnO	0,035	0,019	0,04	0	0,05	0	0,048	0,043	0,039
NiO	0,033	0,085	0,01	0,083	0,02	0	0,075	0	0,071
MgO	22,35	22,46	21,39	20,21	19,86	19,08	18,61	15,37	15,12
CaO	0,174	0,036	0,04	0,17	0,02	0,02	0,051	0,074	0,306
BaO	0,14	0,223	0,15	0,159	0,17	0,27	0,315	0,116	0,192
Na ₂ O	1,544	1,819	2,71	1,998	1,68	1,39	1,248	0,244	0,214
K ₂ O	6,33	7,136	5,12	5,764	6,91	7,61	7,6	8,76	7,674
TOTAL	96,71	97,1	94,56	94,2	94,91	96,16	94,4	96,5	96,31

Fórmula estructural para 11 oxígenos

Si	2,788	2,803	2,738	2,766	2,806	2,776	2,782	2,843	2,818
Al (IV)	1,212	1,197	1,262	1,234	1,194	1,224	1,218	1,157	1,182
Σ(IV)	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al (VI)	0,265	0,234	0,290	0,173	0,210	0,163	0,173	0,227	0,288
Ti	0,059	0,063	0,010	0,078	0,133	0,191	0,156	0,153	0,153
Cr	0,017	0,011	0,008	0,005	0,009	0,016	0,015	0,003	0,005
Mg	2,303	2,315	2,269	2,181	2,112	2,020	2,016	1,662	1,627
Fet	0,360	0,337	0,465	0,584	0,451	0,491	0,538	0,830	0,814
Mn	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003	0,002
Ni	0,002	0,005	0,001	0,005	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004
Σ(VI)	3,007	2,967	3,045	3,026	2,918	2,881	2,905	2,878	2,894
Ca	0,013	0,003	0,003	0,013	0,002	0,002	0,004	0,006	0,024
Ba	0,004	0,006	0,004	0,005	0,005	0,008	0,009	0,003	0,005
Na	0,207	0,244	0,374	0,281	0,232	0,191	0,176	0,034	0,030
K	0,558	0,630	0,465	0,533	0,629	0,690	0,705	0,811	0,707
Σ(A)	0,782	0,882	0,846	0,831	0,868	0,890	0,894	0,854	0,766

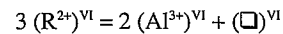
Fórmula estructural recalculada para 7 cationes

Si	2,785	2,817	2,721	2,756	2,839	2,824	2,820	2,894	2,861
Al (IV)	1,215	1,183	1,279	1,244	1,161	1,176	1,180	1,106	1,139
Σ(A)	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Al (VI)	0,261	0,255	0,263	0,158	0,260	0,235	0,230	0,302	0,354
Ti	0,059	0,064	0,010	0,077	0,134	0,195	0,158	0,156	0,156
Cr	0,017	0,011	0,008	0,005	0,009	0,017	0,015	0,003	0,005
Mg	2,300	2,326	2,255	2,173	2,137	2,054	2,044	1,691	1,652
Fet	0,359	0,339	0,462	0,582	0,456	0,500	0,545	0,845	0,827
Mn	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003	0,002
Ni	0,002	0,005	0,001	0,005	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004
Σ(VI)	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Ca	0,013	0,003	0,003	0,013	0,002	0,002	0,004	0,006	0,024
Ba	0,004	0,006	0,004	0,004	0,005	0,008	0,009	0,003	0,006
Na	0,207	0,245	0,372	0,280	0,235	0,195	0,178	0,035	0,030
K	0,558	0,633	0,462	0,531	0,636	0,701	0,715	0,825	0,718
Σ(A)	0,781	0,887	0,841	0,828	0,878	0,905	0,906	0,870	0,778

Al-substituciones

El diagrama Al (VI) vs. Al (IV) (fig. 2) muestra una sorprendente falta de correlación positiva entre ambos, en contra de lo que cabría esperar si se produjese una substitución de tipo Al-Tschermakita.

La buena correlación existente entre carga total y Al (VI) indica la existencia de substituciones dioctaédricas-trioctaédricas que implican producción de vacancias en posiciones octaédricas:

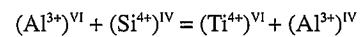


Substituciones en huecos A

El diagrama K (A) vs. Al (IV) y (K + Na + Ca + Ba) A vs. Al (IV) muestran una notable falta de correlación lo que indica un papel muy secundario para este tipo de substituciones.

Discusión

Si minimizamos el efecto de las reacciones de deshidrogenación, y descartamos la entrada de Al en posiciones tetraédricas mediante:

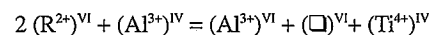


dado que Ti vs Al (IV) tienen correlación negativa (fig. 2).

Teniendo en cuenta: 1) la correlación negativa entre Al (VI) y Al (IV), y 2) que la entrada de Ti al sistema implica la generación de vacancias en posiciones octaédricas, parece justificado considerar las dos substituciones acopladas siguientes:

- 1) $2 (R^{2+})^{VI} = (Ti^{4+})^{VI} + (\square)^{VI}$ (1)
- 2) $(Ti^{4+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV} = (Al^{3+})^{VI} + (Ti^{4+})^{IV}$ (2)

El resultado final de ambas substituciones sería:



Esta ecuación es consistente con todos los diagramas expuestos. No obstante, dado que implica la existencia previa de Al (IV) parece indicado pensar en una etapa inicial en la que se introduzca Al en posiciones tetraédricas (Ej. subst. Al-Tschermakítica).

Además, como se ha expuesto más arriba, la entrada de Al en posiciones octaédricas implica una substitución dioctaédrica-tetraédrica del tipo:

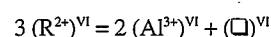


Tabla 2.—Fe³⁺ recalculado según el método iterativo de Dymek (1983) para las biotitas de la tabla 1.

Tabla 2.—Fe³⁺ re-calculated after the Dymek's (1983) iterative method for the biotites from the table 1.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Si	2,785	2,791	2,721	2,756	2,786	2,748	2,757	2,831	2,799
Al (IV)	1,215	1,209	1,279	1,244	1,214	1,252	1,243	1,169	1,201
Al (VI)	0,261	0,216	0,263	0,158	0,179	0,120	0,136	0,208	0,259
Ti	0,059	0,063	0,010	0,077	0,132	0,189	0,155	0,152	0,152
Cr	0,017	0,011	0,008	0,005	0,009	0,016	0,015	0,003	0,005
Mg	2,300	2,305	2,255	2,173	2,096	1,999	1,999	1,654	1,616
Fet	0,338	0,241	0,321	0,501	0,290	0,260	0,340	0,729	0,661
Fe ³⁺	0,021	0,095	0,141	0,081	0,158	0,226	0,193	0,098	0,147
Mn	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000	0,003	0,003	0,002
Ni	0,002	0,005	0,001	0,005	0,001	0,000	0,004	0,000	0,004
Σ(VI)	3,00	2,94	3,00	3,00	2,87	2,81	2,85	2,85	2,85
Ca	0,013	0,003	0,003	0,013	0,002	0,002	0,004	0,006	0,024
Ba	0,004	0,006	0,004	0,004	0,005	0,007	0,009	0,003	0,005
Na	0,207	0,243	0,372	0,280	0,231	0,189	0,174	0,034	0,030
K	0,558	0,627	0,462	0,531	0,624	0,682	0,699	0,807	0,702
Σ(A)	0,781	0,879	0,841	0,828	0,861	0,881	0,886	0,851	0,761

Recálculo del Fe³⁺ por el procedimiento de la substitución iterativa

El Fe³⁺ puede ser recalculado mediante un método iterativo, (Dymek 1983), que elimina el exceso de carga, asumiendo que todo el defecto de carga es debido a Fe³⁺.

Asumiendo que el Fe es igual al de-

fecto de carga éste no podrá ser calculado en caso de haber exceso de carga.

La suposición de la no existencia de vacancias en posiciones tetraédricas no es correcta dado que hay Ti-vacancias y Al-vacancias. La existencia de estas vacancias produce una sobrestimación de las abundancias catiónicas en posiciones tetra- y octaédricas, dando lugar a un exceso de carga para la fórmula calculada bajo este supuesto, haciendo así imposible el cálculo del Fe³⁺ a partir de esta normalización.

Para eliminar el defecto de carga hay que considerar el efecto de las Ti-vacancias. Esto implica calcular una nueva fórmula bajo el supuesto de que: Σ cationes — (K + Na + Ca + Ba) + Ti = 7. Dado que se produce una vacancia por cada Ti.

Si la carga total es inferior a 22 es posible calcular el Fe³⁺ pero si persiste el exceso de carga, habría que considerar también las Al-vacancias en posiciones octaédricas. Para recalculer la fórmula teniendo en cuenta las vacancias producidas por el componente dioctaédrico, es necesario calcular el exceso estequiométrico de Al (VI): $Al(VI)_{exceso} = \Sigma cat. - (K + 2Na + 2Ca + 2Ba)$.

Dado que este tipo de substitución produce una vacancia octaédrica por cada dos Al en posiciones octaédricas, la nueva fórmula estructural deberá ser normalizada a: $\Sigma cat. - (K + Na + Ca + Ba) + Ti + 1/2 Al(VI)_{exceso}$.

Esta nueva normalización eliminó el exceso de carga en todos aquellos

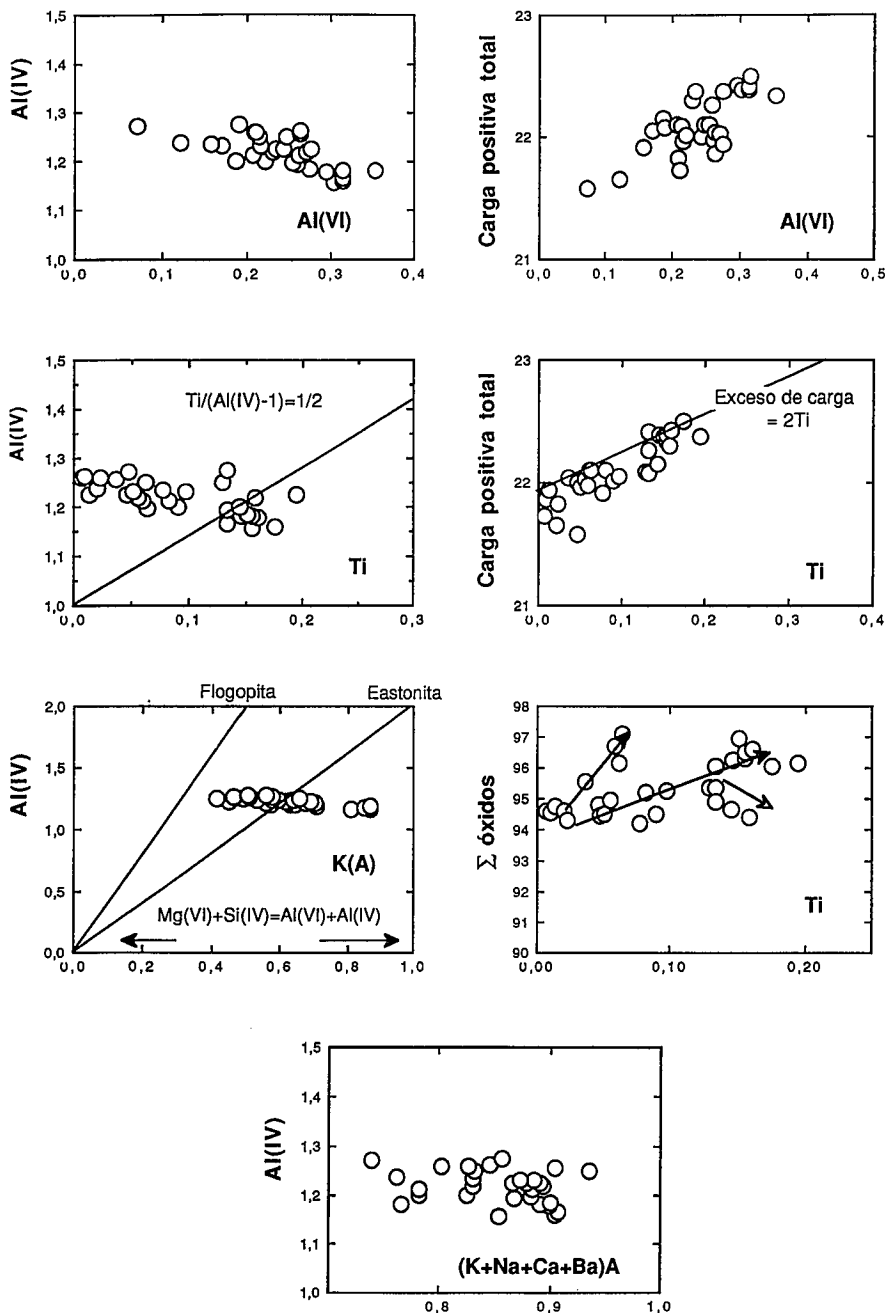


Fig. 2.—Diagramas de variación composicional.

Fig. 2.—Compositional variation diagrams.

casos en que esta aún persistía después de considerar las Ti-vacancias.

Los resultados del recálculo del Fe^{3+} por este procedimiento iterativo aplicado a las flogopitas de la Tabla 1 son mostrados en la tabla 2.

Conclusiones

Las micas de las rocas cortlandíticas del batolito del Sistema Central son de tipo flogopita, pero los cuarzo-gabros asociados tienen micas de tipo biotita (clasificación de Deer *et al.*, 1962). Este hecho ha sido referido también por Galán, G. (1984) en relación a las micas de las rocas ultramáficas y máficas asociadas del macizo de Vivero. Textualmente presentan carácter poiquilítico incluso en los cuarzo-gabros asociados. El tipo de sustituciones que operan son: 1) Ti-

sustituciones que producen vacancias octaédricas. 2) Al-sustituciones que producen vacancias octaédricas. 3) Al-sustituciones que implican un componente dioctaédrico. 4) Ti-sustituciones en relación con reacciones de deshidrogenación.

Aplicando las restricciones impuestas por el tipo de sustituciones operantes ha sido posible recalcular el Fe^{3+} por el método iterativo de Dymek (1983).

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto PS87-0125 de la DGICYT y ha sido parcialmente financiado por la Ayuda a la Investigación (PAI) de la Junta de Andalucía. Agradecemos a la Universidad de St. Andrews las facilidades mostradas para la utilización de la microsonda.

Referencias

- Alburquerque, C. A. R. (1973): *Geoquímica Cosmoquímica Acta*, 37, 1779-1802.
- Aparicio, A.; Bellido, F.; García-Cacho, L. y López Ruiz, J. (1980): *Estudios Geol.*, 36, 307-317.
- Bea, F. (1980): *Krystalinikum*, 15, 103-124.
- Deer, W. A. R.; Howie, R. A. and Zussman, J. (1962): *Rock forming minerals*. J. Wiley & Sons, N. Y.
- Dymek, R. F. (1983): *American Mineralogist*, 68, 880-899.
- Galán, G. (1984): Tesis Doctoral. *Universidad de Oviedo*. 351 pp.
- López Ruiz, J. (1978): *Chem. Geol.* 21, 113-129.
- Saavedra, J. y García Sánchez, A. (1973): *Studia Geologica*, 6, 7-27.

Recibido el 31 de enero de 1991
Aceptado el 1 de marzo de 1991

Anfíboles cálcicos de las cortlanditas de la Sierra de Gredos, Sistema Central español

Calcic amphiboles from the cortlandites of Sierra de Gredos, Spanish Central System

I. Moreno-Ventas y A. Castro

Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla. 21819 La Rábida, Huelva.

ABSTRACT

Calcic amphiboles from cortlanditic rocks of the Sierra de Gredos were analyzed with the aim of knowing chemical controls and crystallization conditions. These amphiboles constitute part of the intercumular skeleton. They are rich in alumina implying minimum crystallization pressures of about 10 kb for near solidus temperatures. These conditions are different from that deduced from the composition of amphiboles in the associated gabbros, suggesting a complex history of crystallization and differentiation at different crustal levels.

Key words: Amphibole. Cortlandite. Geobarometry. Hercynian massif.

Geogaceta, 10 (1991), 153-159.

Introducción

En los últimos años el estudio de los anfíboles en rocas calcoalcalinas ha cobrado especial interés y se ha convertido en una herramienta básica en trabajos petrogenéticos. A pesar de ser una fase presente en un amplio rango de condiciones PT y con com-

posiciones diversas, el estudio detallado de su composición química y de la distribución de cationes en diferentes huecos mediante el análisis de sustituciones acopladas permite estimar condiciones de cristalización e identificar situaciones de desequilibrio de gran interés petrogenético. En las rocas básicas cortlandíticas de la Si-

erra de Gredos (Sistema Central Español), los anfíboles están siempre presentes con relaciones texturales bien definidas. Forman parte, junto con flogopita, del esqueleto intercumulus más tardío respecto a olivino, plagioclasa y ortopiroxeno. En esta nota se presentan los rasgos composicionales más sobresalientes de dichos anfíboles