

# Las albititas del Paleozoico Inferior del occidente de Asturias: ¿posible fuente de leucogranitos?

The Lower Palaeozoic albitites from Western Asturias: possible source of leucogranites?

M. García-Arias <sup>(1)</sup>, L.G. Corretgé <sup>(1)</sup> y A. Castro <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento de Geología, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo, C\ Jesús Arias de Velasco, s/n. C.P. 33005, Oviedo. mgarias@geol.uniovi.es, corretge@geol.uniovi.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Geología, Facultad de CC. Experimentales, Universidad de Huelva, Bulevar de las Artes y las Ciencias, s/n, C.P. 21071, Huelva. dorado@uhu.es

## ABSTRACT

In the West Asturian-Leonese Zone there are some albititic beds of volcanoclastic origin interlayered in the lower part of the Serie de los Cabos, deposited in a graben-type basin during the Middle Cambrian. The mineralogy is plagioclase (albite), rutile, sheet silicates and sometimes quartz, carbonates and chlorite-serpentine cryptocrystalline masses.

Melting experiments at 850°C, 6 kbar and added 10% water conditions produce very silicic melts, with different rates of melting according to quartz percentage, but the fertility of these rocks as sources of leucogranites is very low.

Key words: albitite, Paredes, cineritic deposit, silicic melts

Geogaceta, 40 (2006), 147-150

ISSN: 0213683X

## Introducción

El término “albitita” ha tenido varios significados con el tiempo. Turner (1896; en Tröger, 1969) la definió por primera vez como una “aplita albítica sin cuarzo”. El término ha sufrido varias modificaciones y acabó aceptándose como “una roca aplosienítica, con feldespatos y con menos del 10% de cuarzo, máficos y feldespatoides, respectivamente” (Ronner, 1963). Sin embargo, esta restricción a una roca ígnea presentaba dificultades, ya que fueron reconocidas rocas muy ricas en albite pero sin tener origen ígneo. Finalmente, se adoptó la definición de Tomkeieff (1983) como “una roca compuesta principalmente por albite”, que no alude a ningún origen petrogenético sino sólo a la mineralogía principal.

La presencia de niveles de albititas en el Paleozoico Inferior de las Zonas Cantábrica (ZC) y Astur Occidental-Leonesa (ZAOL) ha sido resaltada en especial por su interés económico como explotación de feldespatos sódicos (Roel, 1994). Se han encontrado niveles de albititas en Foz, Mondoñedo, Vegadeo, Allande, Degaña y Paredes, entre otros. Las albititas estudiadas son las correspondientes a este último sector.

Las albititas del sector de Paredes se encuentran intercaladas en los tramos in-

feriores de la Serie de los Cabos, en la ZAOL, de edad Cámbrico Medio basal y formados por pizarras verdes seguidas de una alternancia de pizarras, limolitas y areniscas. Estas litologías se depositaron en una cuenca tipo *graben* debido al *rifting* que sufría el margen de Gondwana; dicho *rifting* es la causa de los importantes eventos volcánicos durante este periodo. Finalmente, durante la orogenia varisca, estos materiales sufrieron un metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes, zona de la clorita), con recristalización de los minerales previos y formación de clorita.

Este trabajo muestra un estudio petrográfico y geoquímico de estos niveles de albititas, en concreto el situado en S. Pedro de Paredes, al SSE de Luarca, Asturias, así como los resultados de unos experimentos de fusión con dos muestras realizados con la finalidad de comprobar si dichos materiales son rocas fértiles y pueden representar fuentes de algunos leucogranitos variscos alóctonos de carácter subvolcánico presentes en el occidente de Asturias (Corretgé *et al.*, 2004).

### Equipo experimental y analítico utilizado

Para los experimentos de fusión se ha empleado una prensa tipo “end loaded, solid-media, internally heated, piston cylinder” Enerpac, con un lector/controlador de temperatura Eurotherm 808 y un controlador digital de presión “OMRO” E5CK, situada en el Laboratorio de Alta Presión de la Universidad de Huelva. Para el análisis químico de los minerales y fundidos se ha empleado un Microscopio Electrónico de Barrido JEOL JSM-5410, equipado con un detector de electrones retrodispersados Tetra Link de Oxford, con 4 diodos (Universidad de Huelva), así como una Microsonda Electrónica modelo CAMECA SX-100, dotada con cinco espectrómetros WDS, así como un espectrómetro de energía dispersiva (EDS) y detectores SE, BSE, ABS y catodoluminiscencia (Universidad de Oviedo). Para el análisis químico de las rocas se ha empleado un Espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X PHILLIPS PW 2404 con cargador automático PW 2540, dotado de un tubo con ánodo de Rodio y 5 cristales analizadores (Universidad de Oviedo).

*Condiciones experimentales*

Los materiales de partida, muestras PA-6 y PA-8, representan los términos extremos de albititas pobres y ricas en cuarzo respectivamente. La solubilidad del H<sub>2</sub>O en fundidos albiticos es casi independiente de la temperatura y varía mucho con la presión. Tanto la calculada (Holland y Powell, 2001) como la medida

Muestra	PA 6	PA 8	Melt PA6	Melt PA8
SiO <sub>2</sub>	66,83	76,95	71,23	73,48
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,62	0,29	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,09	12,95	12,47	11,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,00	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0,25	0,52	0,29	0,37
MnO	0,00	0,00	0,03	0,04
MgO	1,52	0,34	1,51	0,00
CaO	0,31	0,26	0,05	0,17
Na <sub>2</sub> O	10,39	7,25	4,22	6,38
K <sub>2</sub> O	0,06	0,25	0,39	0,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,15	n.d	n.d
L.O.I	0,76	0,58	n.d	n.d
Total	99,21	99,89	90,47	92,81

**Tabla I.- Análisis químico de los elementos mayores de las albititas PA-8 y PA-6, así como de los fundidos obtenidos de estas rocas. En el caso de los fundidos, la diferencia hasta el 100% se debe a los volátiles incorporados. "n.d.": no determinado.**

*Table I.- Chemical analysis of major elements of the albitites PA-8 and PA-6, just as melts obtained from these rocks. With regard to melts, the difference to 100% is due to incorporated volatiles. "n.d.": not determined.*

experimentalmente (Behrens, 1995) está en torno al 10-11 % en peso de H<sub>2</sub>O para una presión de 6Kb y una temperatura de 1100°C. Se han realizado los experimentos a esa presión y se ha añadido 10% de H<sub>2</sub>O en las cápsulas para trabajar en condiciones teóricas de exceso de H<sub>2</sub>O. La temperatura se ha fijado en 850 °C, es decir más alta que los sólidos saturados de la albita (750°C /6Kb) y albita + cuarzo (700°C/6Kb).

## Las albititas

### Petrografía

Las albititas estudiadas presentan una mineralogía diversa, compuesta principalmente por plagioclasa + filosilicatos + opacos ± cuarzo ± carbonato ± apatito ± masas criptocristalinas de clorita-serpentina (Foto 1)

Las albititas más puras están compuestas casi en su totalidad por plagioclasa (92% albita pura), con opacos (rutilo) como accesorios. A medida que se hacen menos puras, aparecen filosilicatos (moscovita, biotita, clorita e incluso talco) y cuarzo, y en ocasiones carbonato y masas criptocristalinas de clorita y serpentina (Figs. 3a y 3b)

Los minerales se presentan en una textura equigranular modificada a textura granolepidoblástica por el metamorfismo de bajo grado asociado. El tamaño de grano general es de 50 a 100 micras o ligeramente mayor, salvo en el caso de algunos filosilicatos (especialmente clorita) y algunas plagioclasas, que por blástesis pueden alcanzar los 2 mm (Foto 1).

La plagioclasa se presenta principalmente en los tamaños antes mencionados.

Este tamaño, junto con la ausencia de maclas, hace que en la gran mayoría de los casos no se pueda diferenciar del cuarzo. En los cristales de mayor tamaño pueden haber inclusiones de apatito.

Los filosilicatos se pueden diferenciar en dos grupos. El primero está compuesto por moscovita y biotita principalmente, de hábito prismático, tamaño pequeño (<100 micras) y disperso entre la plagioclasa. El segundo está formado por lepidoblastos de clorita de diversos tamaños, desde 100 micras hasta 2 milímetros, de contornos y formas irregulares, en diversos estados de formación. Se supone que el primer grupo está formado por los filosilicatos primarios, depositados junto al resto de minerales en la cuenca, y el segundo está formado por los lepidoblastos originados durante el metamorfismo de bajo grado en la ZAOL.

La proporción de filosilicatos con respecto a la plagioclasa es variable. En las albititas más puras, la proporción de filosilicatos es prácticamente insignificante (<2%), mientras que en las más impuras hay más filosilicatos que plagioclasa (60% frente a un 30%)

Los opacos se presentan siempre como accesorios (<10%), identificados en la microsonda como rutilo en su gran mayoría. En general son equidimensionales, de pequeño tamaño (<70 micras) y anhedral, aunque en algunos casos pueden alcanzar mayores tamaños, formas euhedrales y tener reflexiones internas rojizas. Pueden estar alterados y producir orlas de óxidos a su alrededor.

El cuarzo se presenta de dos modos: principalmente como granos de 100 a 150 micras entre la plagioclasa, y en menor

medida como grandes cristales con paleofracturas marcadas por inclusiones o como poiquiloblastos que engloban cristales de albita. También puede aparecer rellenando fracturas.

El carbonato puede aparecer en las láminas como cristales euhedrales, aunque mayoritariamente como masas amorfas entre los granos de albita. En el primer caso pueden alcanzar hasta los 2 mm de tamaño, y suelen tener inclusiones de plagioclasa y opacos; no son muy abundantes. En el segundo caso son masas anhedral de hasta 100 micras situadas entre la albita en proporciones variadas. El carbonato está presente sólo en las áreas donde las albititas se disponen sobre sustrato carbonatado, lo que indica que estos niveles se depositaron en parte en áreas carbonatadas.

Las masas de clorita-serpentina criptocristalinas aparecen en alineaciones entre la plagioclasa, pero también pseudomorfizando cristales de carbonato. Presentan colores verdosos y una gran dispersión de tamaños.

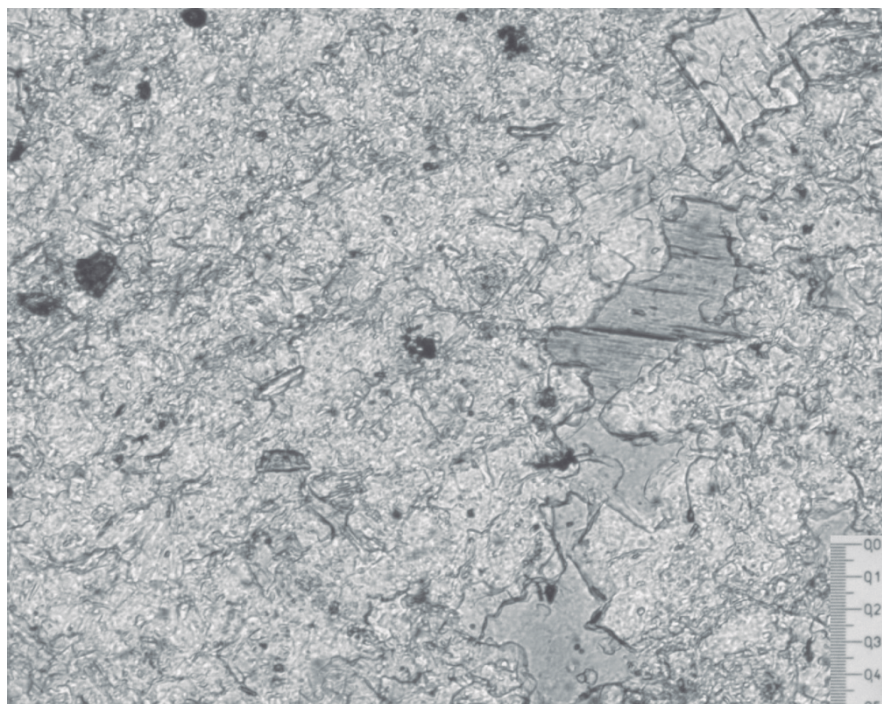
Existe un buen número de fracturas en las albititas, con un relleno de cuarzo, carbonato o clorita-serpentina.

El aspecto general de las láminas es el de una masa homogénea de albita recristalizada con otros minerales (cuarzo, filosilicatos, carbonato), aunque en ocasiones aparecen cantos de albitita en la propia albitita, y laminaciones sedimentarias marcadas por opacos (Foto 2)

### Experimentos de fusión

Para los experimentos de fusión han sido seleccionadas dos muestras, una albitita pura (PA-6) y una albitita con 50% cuarzo (PA-8). Estos experimentos han sido realizados a 850 °C y 6 kbar, con un 10% en peso de agua añadida. Los resultados muestran que, en el primer caso, la tasa de fusión es reducida, de alrededor de un 5%, mientras que en el segundo caso se produce aproximadamente un 60% de fundido. Este fundido es muy ácido (>70% SiO<sub>2</sub>) y se encuentra en equilibrio con plagioclasa, rutilo y apatito.

En el caso de la albitita PA-6, su composición normativa (Qz = 42,22; C = 5,02; Or = 2,30; Ab = 35,67; An = 0,25; Hy = 3,91; Il = 0,55) corresponde a una riolita alcalina peraluminica. En el caso de la albitita PA-8, el fundido es ligeramente más rico en sílice que el de la albitita PA-6, y su composición normativa (Qz = 34,67; C = 0,51; Or = 1,95; Ab = 53,93; An = 0,84; Hy = 0,28; Il = 0,63) corresponde igualmente a una riolita



**Foto 1.-** Imagen de una albitita con filosilicatos de las dos generaciones. Obsérvese el pequeño tamaño de grano de la plagioclasa y de los opacos. Escala en milímetros.

*Photo 1.- Image of an albitite with sheet silicates of two generations. Look at the fine grain size of the plagioclase and opaques. Scale in millimeters.*

alcalina que, a diferencia de la PA-6, es subalumínica.

#### Geoquímica

Los análisis químicos de las rocas de partida (PA-6 y PA-8), así como de los fundidos obtenidos en los experimentos de fusión, se pueden observar en la tabla I.

Con respecto a la albitita más pura (PA-6), se comprueba que su composición es casi idéntica a la de una albita (Deer, Howie y Zussman, 1992), con incremento de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  debido a la presencia de rutilo y filosilicatos, aunque en muy pequeña cantidad. Sin embargo, en la albitita rica en cuarzo (PA-8) se observa un incremento en  $\text{SiO}_2$  y un descenso en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  debido a la presencia del cuarzo.

La composición química de los fundidos es muy similar. Presenta valores altos de  $\text{SiO}_2$  (>70%) y de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (>11%), y valores moderados a altos de  $\text{Na}_2\text{O}$  (~5%), con un alto contenido en volátiles (~10%, considerando que la fracción volátil es la diferencia 100%-total), tratándose por tanto de un fundido peraluminico.

Comparando estas composiciones con las de sus respectivas rocas (ver Tabla I), se pueden observar dos hechos: por un lado, se aprecia un enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$  en el Melt-PA6 y un empobrecimiento en el Melt-PA8; por otro lado, la

cantidad de  $\text{Na}_2\text{O}$  es menor que la de las rocas originales. Esto último indica que, durante el proceso de fusión, el sodio tiende a quedarse en la plagioclasa; asimismo, un producto de este fundido daría

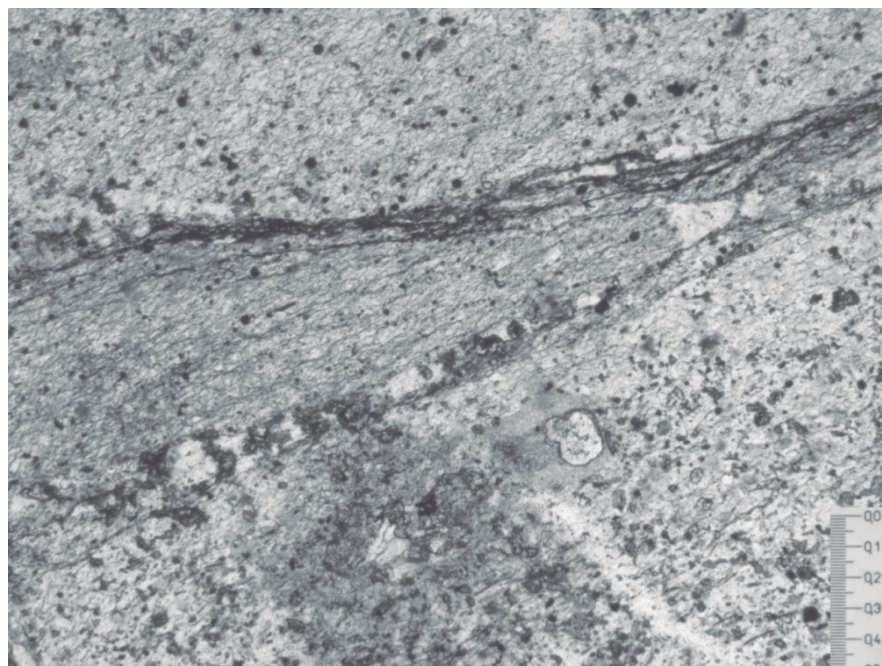
una roca rica en albita, con una mayor o menor presencia de cuarzo.

Con respecto a la plagioclasa, ésta muestra una composición muy similar en ambas rocas ( $\text{Ab}_{95.85}\text{An}_{3.89}\text{Or}_{0.26}$  para la albitita PA-6 y  $\text{Ab}_{94.08}\text{An}_{5.35}\text{Or}_{0.56}$  para la albitita PA-8), y también similar con la plagioclasa de los fundidos en los experimentos de fusión ( $\text{Ab}_{96.43}\text{An}_{3.00}\text{Or}_{0.56}$  para el experimento Melt-PA6 y  $\text{Ab}_{95.00}\text{An}_{4.33}\text{Or}_{0.67}$  para el experimento Melt-PA8).

Hay que reseñar la presencia de talco en las láminas y en los fundidos. Aunque el contenido de  $\text{MgO}$  es muy reducido, se forma talco debido a la casi total ausencia de  $\text{K}_2\text{O}$ , que impide la formación de otros tipos de filosilicatos. La presencia de talco coexistiendo con fundido y la ausencia de enstatita (850 °C y 6 kbar) indica que, en el sistema cerrado de la cápsula experimental, el agua en exceso actúa como tampón, estabilizando el talco a temperaturas más altas de lo habitual.

#### Discusión

La presencia de albita pura en una cuenca sedimentaria, su retrabajamiento sedimentario y su pequeño tamaño sugieren que durante su formación existía una fuente de albita cercana a la cuenca, en concreto un vulcanismo de tipo cinerítico. Esto se encuentra en acuerdo con la tectónica de rifting del Cámbrico Medio y



**Foto 2.-** Set de laminación cruzada en la albitita debido a la acumulación preferente de opacos que la destacan. Escala en milímetros.

*Photo 2.- Crossed lamination set in the albitite due to preferent accumulation of opaques. Scale in millimeters.*

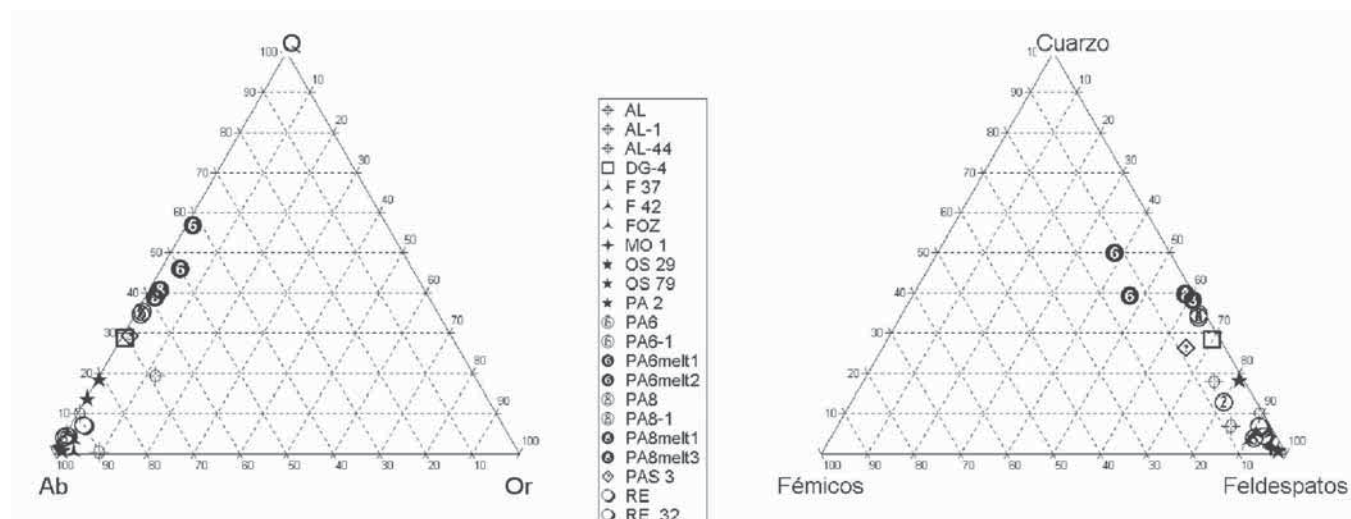


Fig. 3.- Diagramas ternarios de las principales rocas estudiadas para este trabajo, así como de algunos fundidos albitíficos de los experimentos de fusión (PA6 melt 1 y 2, PA8 melt 1 y 3). A): Diagrama Q-Ab-Or. Muestra la agrupación de muestras en el término albitítico, y una dispersión hacia el término cuarzoso en función del contenido en cuarzo de cada muestra. B): Diagrama Cuarzo-Feldespatos-Félicos (software MINLITH, Rosen *et al*, 2004). Muestra la casi total ausencia de félicos en las muestras de albitita.

Fig. 3.- Ternary diagrams of the main rocks studied in this article, just as some albititic melts from melting experiments (PA6 melt 1 and 2, PA8 melt 1 and 3). A): Q-Ab-Or diagram. It shows samples grouped at albititic end, and a dispersion to quartzose end as a content of quartz of each sample. B): Quartz-Feldspar-Mafics diagram (software MINLITH, Rosen *et al*, 2004). It shows the nearly total absence of mafics in the albitites.

la presencia de numerosas manifestaciones volcánicas en todo el Cámbrico y Ordovícico de la ZC y ZAOL (Gallastegui *et al.*, 1992). Además, el aspecto cinerítico de los depósitos, así como la escasa alteración de la albita, permite suponer que nos encontramos con un vulcanismo freatomagmático, similar al que originó el tonstein de caolinita en la ZC.

Debido a depositarse en una cuenca sedimentaria, las cenizas albiticas se mezclaron con otros componentes sedimentarios, como cuarzo y moscovita, cuya proporción informa de la mayor o menor participación volcánica en los sedimentos. Según la zona de la cuenca donde se depositaron las cenizas, la participación no volcánica es más terrígena o carbonatada.

Los procesos metamórficos asociados a la orogenia varisca produjeron una recrystalización de la albita, así como la formación de clorita secundaria en lepidoblastos al igual que en el resto de la Serie de los Cabos.

Dada la composición de los fundidos obtenidos en los experimentos, cabría esperar un producto muy rico en albita, con una pequeña cantidad de rutilo, y también cuarzo en los fundidos algo más ricos en SiO<sub>2</sub>.

## Conclusión

Los niveles de albititas encontrados en los tramos inferiores de la Serie de los

Cabos en la localidad de Paredes se deben a depósitos volcanoclásticos cineríticos de albita en una cuenca tipo graben típica del Cámbrico y Ordovícico, producidos a partir de un vulcanismo freatomagmático cinerítico. Tras el depósito se produjo un retrabajamiento sedimentario de las cenizas y la mezcla con componentes detríticos y/o carbonatados, con una pequeña alteración de los carbonatos a masas criptocristalinas de clorita-serpentina. Con la orogenia varisca, los niveles sufrieron una pequeña recrystalización y formación de clorita secundaria.

La fusión de estos materiales a 850 °C y 6 kbar produce líquidos riolíticos alcalinos (granito de feldespato alcalino), pero su fertilidad en las condiciones de alto grado normales en la ZCI y ZAOL es prácticamente nula por no alcanzarse los sólidos del sistema.

## Agradecimientos

Nuestro agradecimiento a Javier Bravo, que proporcionó parte del material, y a Patricia Vázquez Menéndez, por la ayuda en la maquetación de los gráficos e imágenes.

Este trabajo se ha realizado en el marco de una beca FPU del Ministerio de Educación y Ciencia y financiación del proyecto CGL 2004-06808-CO4/BTE.

## Referencias

- Behrens, (1995). *European Journal of Mineralogy*, 7, 905-920.
- Corretgé, L.G., Suárez, O., Galán, G., y Fernández-Suárez, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, 63-68.
- Deer, W.A., Howie, R. A. y Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. John Wiley and Sons, 696 pp.
- Gallastegui, G., Aramburu, C., Barba, P., Fernández, L.P. y Cuesta, A. (1992). En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. (J. C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano Eds.). Cáceres, Univ. de Extremadura, 435-461.
- Holland, T. y Powell, R. (2001). *Journal of Petrology*, 42, 673-683.
- Roel, J. (1994). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 347-378.
- Ronner, F. (1963). *Systematische Klassifikation der Massengesteine*. Springer-Verlag, Wien. 380 pp.
- Rosen, O. M., Abbyasov, A. A. y Tipper, J. C. (2004). *Computers & Geosciences*, 30, 647-661.
- Tomkeieff, S. I. (1983). *Dictionary of Petrology*. John Wiley and Sons. 680 pp.
- Tröger, W. E. (1969). *Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine*. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 360 p.