

## Geoquímica del granito de dos micas de A Espenuca: origen y evolución.

### Geochemistry of A Espenuca two-mica granite: origin and evolution

ORTEGA, L. A.; CARRACEDO, M.; LARREA, F. J.; GIL IBARGUCHI, J. I.

The A Espenuca two-mica granite, situated in the northern sector of the Central Iberian Zone, was variably deformed by the Valdoviño Fault. Deformation intensity is observed to increase from W to E, also being more intense in the northern half. Results of the geochemical study of the less deformed granite facies, known in the regional literature as the «weakly deformed facies», are presented.

Chemical variations are faint ( $DSiO_2 \approx 4\%$ ) and reflect a whole composition close to the granite minimum. Analyzed samples correspond to alkali-rich ( $Na_2O+K_2O$ ,  $x = 8.4\%$ ), CaO-depleted rocks ( $< 0.9\%$ ), showing very low values for the B (=Fe+Mg+Ti) parameter  $x = 30$ , and a marked peraluminous character, A/CNK,  $x = 1.16$  (range 1.1-1.26), which from the mineralogical point of view is traduced in the occurrence of muscovite ( $\pm$  garnet).

The rocks studied are depleted in REE ( $\sum REE = 75.77-189.83$ ;  $x = 117.4$ ), notably in the HREE. They exhibit considerably fractionated pattern (La/Lu) $_n$   $x = 50$  as well as important Eu negative anomalies ( $Eu/Eu^*$ ,  $x = 0.36$ ).

These rocks can be linked by fractionated crystallization processes. Mass-balance calculations indicate crystallization ratios  $< 30\%$ , the fractionated minerals being Kfs, Bt, Pl. These values to explain the trace element variations observed in the different samples.

The chemical-mineralogical composition of analyzed facies suggests an origin by partial melting of crustal rocks (either pelites, schists, meta-greywackes or orthoderived materials) at considerable depths, where garnet constitutes a restite stable phase. Nevertheless, calculated models show that not all these materials equally adjust as source to the granite magma. The best fits are obtained considering a source similar to Ollo de Sapo gneisses.

**Key Words:** Two-mica granite, fractional crystallization, partial melting.

## INTRODUCCION

El granito de A Espenuca (A Coruña, NO España), es un plutón alargado, en dirección aproximada N150E, de forma lenticular. Se extiende a lo largo de aproximadamente 65 km, con una anchura variable entre 1 y 12 km (Fig.1). Está ubicado en el sector nororiental de la Zona Centro Ibérica. Se emplaza, de forma sintectónica, a favor de la falla de Valdoviño, zona de cizalla dúctil asociada a la tercera fase de deformación Hercínica (MATTE, 1968 y CAPDEVILA, 1969; IGLESIAS y CHOUCCROUNE, 1980).

En este granito se han distinguido cartográficamente tres facies que se diferencian fundamentalmente en el grado de deformación que presentan. La facies de borde y la facies fuertemente deformada corresponden a zonas donde la deformación es intensa, llegando a desarrollarse ultramilonitas (FERNÁNDEZ POMPA, 1975; NAVAL, et al.,1981; PABLO MACIÁ y MARTÍNEZ CATALÁN, 1981).

La facies débilmente deformada está constituida por granitos de dos micas de color gris claro, en los que destaca la presencia de fenocristales de feldespato potásico (hasta 3 cm) y de moscovita (hasta 1 cm). Mineralógicamente está constituida por cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa (An1-21), moscovita poikilítica y biotita como minerales esenciales. Los minerales accesorios presentes son apatito, monacita, ilmenita y, ocasionalmente, circón y granate. Esta facies, con escasos síntomas de deformación (PABLO MACIÁ, & MARTÍNEZ CATALÁN,1981; COURRIOUX, 1984), es la más idónea para estudiar las condiciones de génesis y evolución del granito de A Espenuca ya que sus

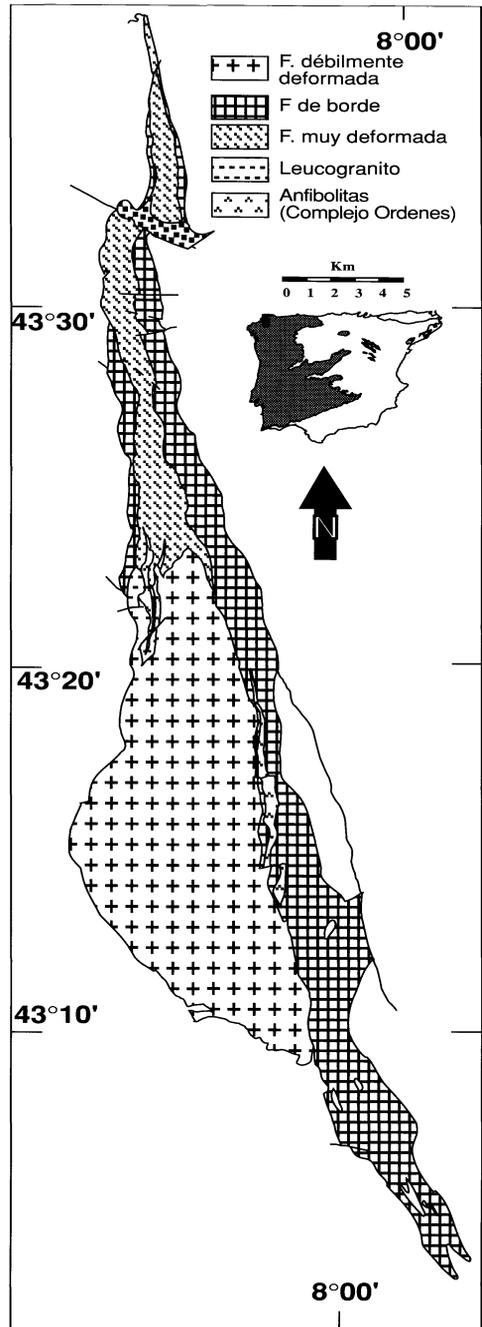


Fig. 1. Esquema cartográfico del granito de A Espenuca (según Fernández Pompa, 1975; Naval et al.,1981; Pablo Maciá y Martínez, 1981).

características químicas no están modificadas por procesos deformacionales.

El estudio petrogenético del plutón está basado en las características mineralógicas y geoquímicas que presenta la facies débilmente deformada.

## CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS GENERALES Y TIPOLOGIA

Las variaciones químicas son escasas ( $\text{SiO}_2 = 70.12\text{-}74.37\%$ ) y reflejan una composición próxima al mínimo granítico (Tabla I). Corresponden a rocas ricas en alcalis

TABLA I: Composición química de la facies debilmente deformada del granito de Espenuca

| Muestra                        | LO-9171 | LO-9172 | LO-9173 | LO-9174 | LO-9175 | LO-9177 | LO-9178 | LO-9190 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 73.81   | 72.68   | 70.12   | 72.52   | 73.00   | 72.56   | 73.84   | 74.37   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14.46   | 14.81   | 15.38   | 14.03   | 14.13   | 14.03   | 13.86   | 13.86   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.93    | 1.37    | 1.62    | 1.72    | 1.27    | 1.29    | 1.66    | 1.21    |
| MnO                            | 0       | 0       | 0       | 0       | 0.05    | 0       | 0       | 0       |
| MgO                            | 0.25    | 0.3     | 0.44    | 0.48    | 0.34    | 0.39    | 0.43    | 0.28    |
| CaO                            | 0.63    | 0.78    | 0.88    | 0.76    | 0.88    | 0.63    | 0.63    | 0.54    |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.58    | 3.59    | 2.83    | 2.7     | 3.99    | 3.08    | 2.92    | 3.25    |
| K <sub>2</sub> O               | 4.66    | 4.99    | 6.8     | 5.91    | 4.3     | 5.25    | 4.66    | 4.66    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.17    | 0.22    | 0.34    | 0.34    | 0.11    | 0.2     | 0.25    | 0.16    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.26    | 0.29    | 0.43    | 0.4     | 0.24    | 0.4     | 0.43    | 0.35    |
| LOI                            | 1.05    | 0.79    | 0.88    | 0.87    | 0.8     | 0.99    | 1.13    | 1.13    |
| total                          | 99.8    | 99.82   | 99.72   | 99.73   | 99.11   | 98.82   | 99.81   | 99.81   |
| Ba                             | 195     | 254     | 521     | 391     | 185     | 219     | 109     | 78      |
| Be                             | 6.58    | 8.6     | 3.7     | 4       | 11.3    | 3.9     | 11.8    | 7       |
| Co                             | 56      | 26      | 16      | 22      | 19      | 26      | 36      | 33      |
| Cr                             | 5       | 10      | 10      | 8       | 11      | 12      | 17      | 5       |
| Cu                             | 3       | 3       | 3       | 7       | 17      | 18      | 6       | 3       |
| Ga                             | 19      | 19      | 22      | 22      | 17      | 21      | 35      | 15      |
| Nb                             | 3       | 3       | 3       | 3       | 8       | 3       | 3       | 3       |
| Ni                             | 3       | 3       | 3       | 5       | 6       | 8       | 15      | 3       |
| Rb                             | 300     | 347     | 328     | 335     | 298     | 292     | 331     | 331     |
| Sc                             | 2.2     | 1.7     | 2       | 2       | 5.8     | 4.3     | 2.5     | 1.7     |
| Sr                             | 61      | 70      | 124     | 95      | 66      | 67      | 37      | 31      |
| Th                             | 3       | 11      | 19      | 18      | 9       | 12      | 14      | 3       |
| V                              | 3       | 7       | 13      | 12      | 5       | 7       | 9       | 3       |
| Y                              | 4.03    | 6.03    | 7.79    | 7.19    | 15.51   | 4.75    | 6.04    | 4.88    |
| Zn                             | 58      | 89      | 95      | 105     | 51      | 95      | 109     | 83      |
| Zr                             | 65      | 93      | 152     | 149     | 59      | 78      | 98      | 68      |
| La                             | 18.63   | 28.47   | 38.94   | 36.13   | 16.76   | 17.29   | 19.96   | 14.79   |
| Ce                             | 39.71   | 54.4    | 85.85   | 81.38   | 32.5    | 38.05   | 45.63   | 33.43   |
| Nd                             | 16.95   | 27.41   | 38.9    | 36.98   | 12.52   | 17.1    | 20.92   | 14.58   |
| Sm                             | 3.78    | 6.07    | 8.71    | 8.14    | 2.72    | 4.01    | 5.04    | 3.6     |
| Eu                             | 0.45    | 0.59    | 0.99    | 0.77    | 0.36    | 0.46    | 0.27    | 0.21    |
| Gd                             | 2.29    | 4.05    | 5.44    | 5.11    | 2.28    | 2.75    | 3.42    | 2.34    |
| Dy                             | 0.99    | 1.42    | 2.13    | 1.99    | 2.54    | 1.33    | 1.66    | 1.22    |
| Er                             | 0.3     | 0.57    | 0.62    | 0.55    | 1.21    | 0.33    | 0.41    | 0.38    |
| Yb                             | 0.24    | 0.37    | 0.41    | 0.4     | 1.4     | 0.28    | 0.35    | 0.3     |
| Lu                             | 0.03    | 0.07    | 0.05    | 0.06    | 0.18    | 0.03    | 0.05    | 0.04    |

( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times = 8.4 \%$ ), y empobrecidas en  $\text{CaO}$  ( $< 0.9 \%$ ), presentando valores muy bajos en el parámetro  $B (= \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}) \times = 30$ , y marcado carácter peraluminoso  $A/\text{CNK} \times = 1.16$  (rango 1.1-1.26), que mineralógicamente se traduce en la omnipresencia de moscovita. Así mismo, presentan relaciones  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ .

El granito de A Espenuca se aproxima en algunos aspectos químicos ( $A/\text{CNK} > 1.1$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ , escasa variación de sílice) a los granitos tipo 'S' de la zona orogénica de Lachlan (LFB) de Australia (CHAPPELL y WHITE, 1992). Sin embargo, es más pobre en  $\text{CaO}$  y ferromagnesianos y presenta una tendencia más alcalina. Comparando estas

rocas con granitoides orogénicos de diferentes localidades (Fig. 2), se observa que las rocas aquí estudiadas son más similares a los leucogranitos alpinos del Himalaya, p. e. granito del Manaslu (VIDAL et al., 1982), o a los leucogranitos hercínicos de la region de Pontivy-Rostrenen en Bretaña (EUZEN, 1993), que a los granitoides de la LFB, tanto tipo 'T' como tipo 'S'.

Mineralógicamente también son diferentes de los granitos 'S' del LFB. Los granitos tipo 'S' son granitos con cordierita, pobres en moscovita ( $< 5\%$ ) y relativamente ricos en biotita (CHAPPELL y WHITE, 1992). En el caso estudiado no se ha encontrado cordierita, la proporción de moscovita

**TABLA II: Resumen de características químicas y mineralógicas de los granitos tipo 'S' del LFB, de los leucogranitos hercínicos y del granito de La Espenuca.**

|                                    | Tipo S (1)                                                             | Leucogranitos (1)                         | Espenuca                | Leucogranitos(2) |
|------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------------------|------------------|
| SiO <sub>2</sub>                   | K = 70.2<br>M = 72.9                                                   | 72.7                                      | 72.86                   | 72.5             |
| ISA                                | > 1.1                                                                  | > 1.2                                     | 1.16                    |                  |
| Na <sub>2</sub> O                  | < 3.2 (para 5 % K <sub>2</sub> O)<br>< 2.2 (para 2 % K <sub>2</sub> O) | 3.35                                      | 3.24                    |                  |
| K <sub>2</sub> O                   | K = 3.83<br>M = 4.52                                                   | 4.42                                      | 5.15                    |                  |
| CaO                                | K = 2.17<br>M = 1.55                                                   | 0.91                                      | 0.72                    |                  |
| FMMT                               | K = 5.67<br>M = 3.09                                                   | 2.61                                      | 1.89                    |                  |
| K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O | 1.7                                                                    | 1.6                                       | 1.5                     |                  |
| Co                                 | 1.5 % -2.5 %                                                           |                                           | 2.8 %                   | 3 %              |
| Minerales típicos                  | Ms, Crd, Grt, Als                                                      | Ms, Crd, Grt, Als                         | Ms ± Grt                |                  |
| Biotita                            | < 35 %                                                                 | Bt + opacos < 10 %                        | < 8 %                   |                  |
| Moscovita                          |                                                                        |                                           |                         |                  |
| Plagioclasa                        | no especificada                                                        | An 0-20                                   | An 0-21                 |                  |
| Accesorios                         | Monacita, apatito                                                      | no especificados                          | Apatito, monacita       |                  |
| Enclases                           | xenolitos metasedimentarios                                            | restitas micáceas xenolitos del encajante | xenolitos del encajante |                  |
| 87Sr/86Sri                         | > 0.708                                                                | 0.706-0.718                               | 0.717                   |                  |

(1) Según Didier et al. (1982). M: Moonbi; K: Kosciusko. (2) Según Pichavant y Stussi (1986). FMMT =  $\sum \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ ; ISA = Índice de saturación de alúmina.

es importante (hasta el 15%), son pobres en biotita (<8%) y presentan plagioclasa pobre en Ca (An1-21).

Las características químicas y mineralógicas sitúan al granito de A Espenuca próximo a los granitos de tipo 'C', subtipo 'CS', de origen cortical metasedimentario (DIDIER et al., 1982) o a los leucogranitos hercínicos (PICHAVANT y SUSSI, 1986) mientras que difiere de los granitos tipo 'S' de la LFB (HINE et al. 1978; CHAPPELL y WHITE, 1992) como se observa en la Tabla II.

Los diagramas de variación frente a la sílice presentan una fuerte dispersión de todos los elementos salvo el Sr y Ba. Esta dispersión química ha sido puesta de manifiesto en la mayoría de los leucogranitos hercínicos y del Himalaya (HOLTZ, 1989; EUZEN, 1993, INGER y HARRIS, 1993; etc.). La mayoría de los elementos se comportan de manera compatible. Únicamente el Na, Co y el Be se comportan de forma incompatible.

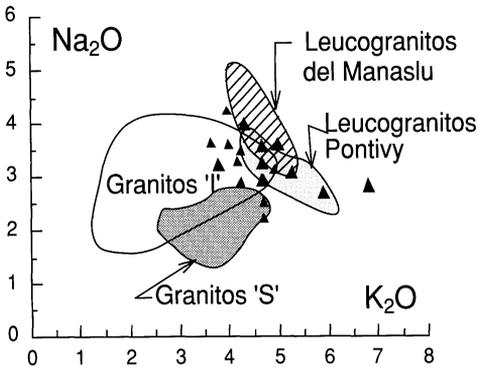


Fig. 2. Diagrama Na<sub>2</sub>O vs. K<sub>2</sub>O. Se han representado los campos correspondientes a los leucogranitos del Manaslu (Vidal et al., 1982) y de Pontivy (Euzen, 1993). Los triángulos corresponden a las facies débilmente deformada del granito de A Espenuca.

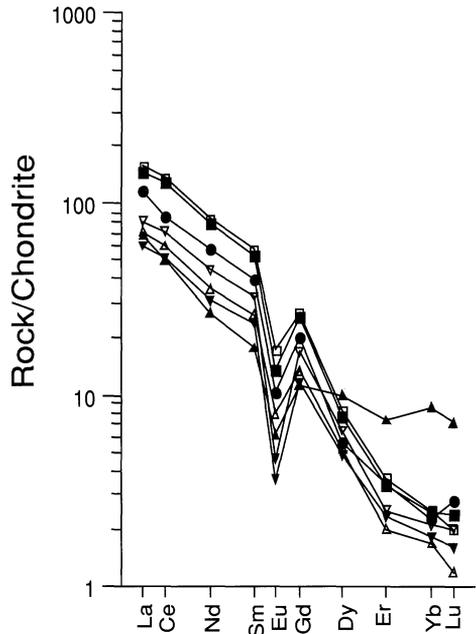


Fig. 3. Contenidos en elementos de tierras raras normalizados frente a condrito (Evensen et al., 1978)

Las muestras analizadas son pobres en tierras raras ( $\Sigma TR = 75.77-189.83$ ;  $x = 117.4$ ; Fig. 3). Están muy empobrecidas en tierras raras pesadas (TRp), y presentan, por tanto, espectros muy fraccionados  $(La/Lu)_n$   $x = 50$ , característica repetitiva en la mayoría de los granitos de dos micas (COCHERIE, 1978; BERNARD-GRIFFITHS et al., 1985; PEUCAT et al., 1988). Muestran, así mismo, importantes anomalías negativas en Eu ( $Eu/Eu^*, x = 0.36$ ). La muestra LO-75 está más enriquecida en TRp (~10 x condrito). La presencia de circón (zonado con un componente heredado) puede explicar esta anomalía geoquímica.

## APROXIMACION A LAS CONDICIONES DE LA FUSION

Los diagrama multielementales para el granito de A Espenuca, normalizados frente a la composición del manto primitivo (Sun, 1980), muestran una fraccionación continua desde los elementos más incompatibles a los más compatibles, marcadas anomalías negativas en Ba, Sr, Nb, (Ti) y un fuerte empobrecimientos en TRp, Sc y V (Fig.4). Estas características químicas deben ser resultado del proceso de fusión parcial y/o

heredadas de la roca fuente, puesto que las diferentes tasas de cristalización fraccionada producen un descenso en los contenidos de los diferentes elementos, manteniendose la misma geometría de los espectros.

Las composición química y mineralógica de estas rocas permiten atribuirles un origen crustal. Los materiales que son susceptibles de fundir son pelitas, o más probablemente esquistos o metagrau-vacas o materiales ortoderivados (Miller, 1985; Holtz, 1989, Conrad et al., 1988; Patiño Douce y Jonhston, 1991).

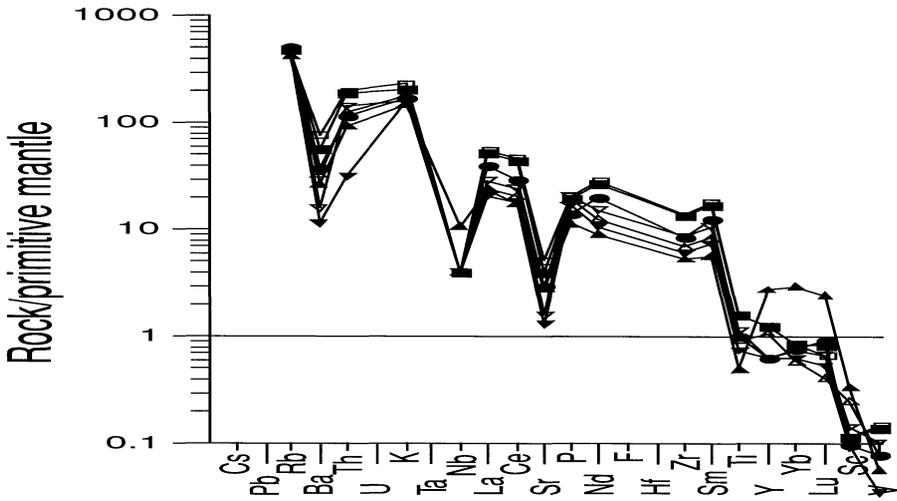


Fig.4. Representación multielemental para las rocas débilmente deformadas del granito de La Espenuca normalizadas frente a un manto primitivo (Sun, 1980)

Los granitos de A Espenuca están fuertemente empobrecidos en elementos traza en relación con las rocas sedimentarias (pizarras, grauwacas) o rocas ortoderivadas que han podido ser fuente (porfiroide del Olló de Sapo, metavulcanitas del Dominio Esquistoso Galicia-Tras-os-Montes,; fig. 5). El empobrecimiento de los granitos en Ba, Ti, TRp, Y, Sc, V, Fe y Mg frente a las posibles rocas fuente (fig.5) debe estar condicionado por la composición mineralógica de la roca restítica. La restita debe estar enriquecida en granate, que concentra las tierras raras pesadas, Sc, Y, en biotita, que

retiene Ba, V, Ni, Sc, Fe, Mg, Ti y en plagioclasa, que retiene a su vez Eu y Sr. El feldespato potásico no debe ser fase restítica, si la fuente es el Olló de Sapo, como indica el enriquecimiento en Sr. Los empobrecimientos en Nb, V y Ni deben ser en parte características heredadas de las rocas fuente (Fig.5). El bajo contenido en Sr también puede ser una característica química heredada de la roca fuente, si ésta correspondiera al porfiroide del Olló de Sapo.

Teniendo en cuenta la información química y los datos experimentales recogidos de la bibliografía, podemos aproximar las condiciones de formación del granito.

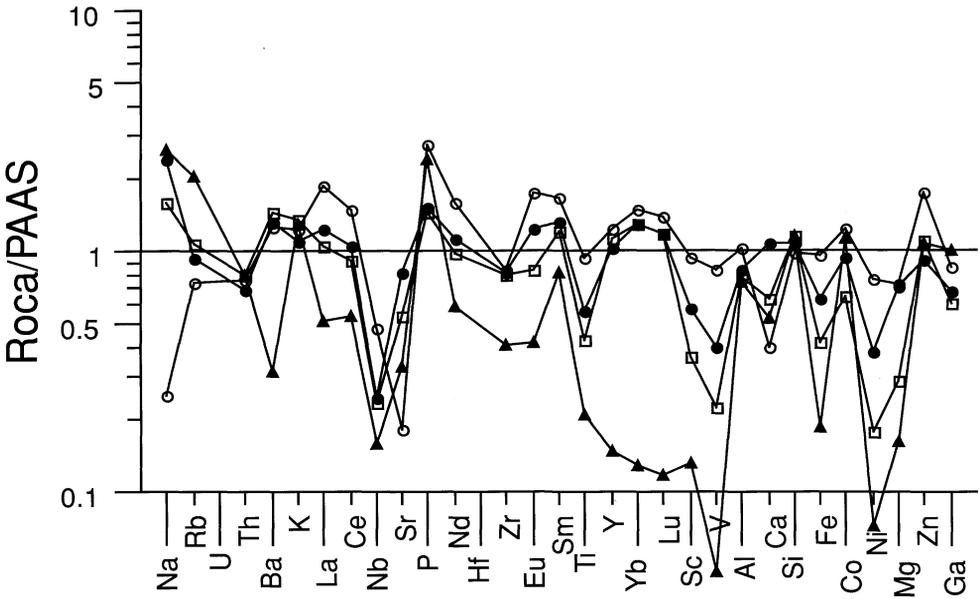


Fig.5. Diagrama de elementos normalizados frente al PAAS (Taylor y McLennan, 1985). ▲: media de la facies débilmente deformada del granito de A Espenuca. ●: media del Porfiroide del Ollode Sapo. ○: Metapelita Ordovícicas del Paraño. □: metavulcanitas del Carraxo.

La XFe [Fe/(Fe+Mg)] de los líquidos obtenidos experimentalmente por la fusión de metapelitas depende de los minerales ferromagnesianos que permanecen en la fase sin fundir, en equilibrio con el líquido. Considerando los datos experimentales, si la fusión se realiza a presiones inferiores a 5 kbar la mineralogía que permanece estable en el residuo tras la fusión es biotita + cordierita, presentando los fundidos valores de XFe elevados, del orden de 0.7 a 0.8, donde  $X_{FeCrd} < X_{FeBt} < X_{FeLiq}$  (GREEN, 1976; HOLTZ y JOHANNES, 1991). Por el contrario si la fusión se realiza a presiones elevadas (superiores a 5 kbar) el residuo estará formado por granate en vez de cordierita, obteniéndose valores de XFe cercanos a 0.6-0.7, donde  $X_{FeGrt} < X_{FeLiq} < X_{FeBt}$  (GREEN,

1976; VIELZUEF y HOLLOWAY, 1988; CONRAD et al., 1988; PATIÑO-DOUCE y JOHNSTON, 1991). Los valores encontrados en estas rocas (XFe, x = 0.66) nos indicaría una fusión a gran profundidad (P > 5 kbar), donde el granate es una fase estable. La presencia de granate en el residuo habría sido utilizada anteriormente como argumento para explicar la distribución de los elementos traza en los granitos.

La presencia de feldespato potásico en el residuo indica fusión a baja temperatura (600-800 °C) y alta actividad de agua en el sistema (HOLTZ y JOHANNES, 1991); mientras que esta fase desaparece si se sobrepasan temperaturas de 800-850 °C (VIELZUEF y HOLLOWAY, 1988; CONRAD et al., 1988; PATIÑO-DOUCE y JOHNSTON, 1991; VIELZUEF y

MONTEL, 1994), siendo a su vez la actividad de agua insuficiente para saturar el fundido. Las características químicas de estas rocas y los modelos de fusión obtenidos señalan la ausencia de feldespatos potásico estable en el residuo. Por tanto la fusión se ha debido realizar a temperaturas superiores a los 800 °C y en condiciones de subsaturación en agua. Temperaturas de este orden se deducen también en función del termómetro propuesto por WATSON y HARRISON (1984), basado en la solubilidad del Zr.

### Modelos de fusión

Se han realizado varios modelos de fusión en función de diferentes rocas fuente posibles: pizarras (Post-Archaean Australian SHALES, PAAS; TAYLOR y MCLENNAN, 1985), grauvacas (media europea; HASKIN et al. 1966), grauvacas del complejo Esquisto-Grauvaquico (RODRÍGUEZ ALONSO, 1985), gneis de grano grueso de la formación del Olló de Sapo (porfiroide del Olló de Sapo, CAPDEVILA, 1969), gneis de grano fino de la formación del Olló de Sapo (metagrauvacas del Olló de Sapo, CAPDEVILA, 1969), esquistos y pelitas del Paraño (ORTEGA, en prep).

Los modelos de fusión parcial se han realizado en dos aproximaciones:

(i) balance de masas para los óxidos mayores, utilizando las composiciones de las mineralogías restíticas obtenidas experimentalmente por LE BRETON y THOMPSON (1988) y VIELZUEF y HOLLOWAY (1988) en la fusión de metapelitas a 10 kbar. Para las rocas de composición grauváquica (incluido el profiroide del Olló de Sapo y las vulcanitas precámbricas del dominio esquistoso Gali-

cia-Tras-os-Montes (GALLASTEGUI et al. 1987) se han utilizado las composiciones obtenidas por CONRAD et al. (1988) y MONTEL y VIELZEUF (1994) en la fusión de grauvacas. Se han realizado ensayos para diferentes presiones y temperaturas (según el experimento de MONTEL y VIELZEUF, 1994), a  $P = 8$  y  $10$  Kbar; y  $T = 800$  °C,  $858$  °C,  $860$  °C,  $874$  °C), y para diferentes actividades de agua y temperaturas según los experimentos de CONRAD et al. (1988).

(ii) cálculos de la distribución de elementos traza en función de la ecuación dada por ALLÈGRE y MINSTER (1978) para la fusión en masa en equilibrio con un residuo sólido no fundido. Los coeficientes de reparto utilizados han sido los publicados por ARTH y HANSON (1975).

Todos los ensayos de balance de masas se han realizado con un amplio rango de libertad y se ha dejado al programa balancear libremente entre varias fases minerales que pueden constituir el residuo (granulítico): plagioclasa, feldespatos potásico, biotita, cuarzo, granate, sillimanita (silicatos de aluminio), ilmenita, apatito. Apatito e ilmenita son minerales que pueden ser estables durante la fusión de materiales corticales (VIELZEUF y MONTEL, 1994)

Se han obtenido numerosos ensayos razonables donde el sumatorio de los residuos cuadráticos ( $\sum r^2$ )  $< 1$  y con frecuencia  $\sum r^2 < 0.1$ . Al comparar los datos de los diferentes modelos realizados se observa que la composición de la roca fuente tiene poca influencia en la geoquímica de elementos mayores de los magmas leucograníticos: una metapelita (LO-6, ORTEGA, en prep) y unas metavulcanitas ácidas o una grauvaca pueden dar lugar a líquidos con la misma composición. Varían, sin embargo, las tasas de fusión a las que se producen, lo cual tiene

gran trascendencia en la distribución de los elementos traza en los fundidos.

Los mejores resultados del balance de masas y distribución de elementos traza se obtienen cuando se considera como material fuente el Olo de Sapo, fuente propuesta por HOLTZ y BARBEY (1991) para el origen de los granitos de dos micas del complejo de Tourem (N de Portugal). La aproximación que se obtiene es este caso en muy buena ( $\sum R^2 < 0.15$ ) y se requiere una tasa de fusión parcial de ~55% (Tabla III). Las tasas de fusión obtenidas son similares a las obtenidas experimentalmente por VIELZEUF y HOLLOWAY (1988) y VIELZEUF y

MONTEL (1994). Por el contrario las grauvacas del esquisto grauváquico no serían buenas rocas fuente para granitos de esta composición.

En cualquiera de los modelos aceptables se ha llegado a rocas residuales de composiciones granulíticas, acorde con las observaciones realizadas por diferentes autores (NESBITT, 1980; DRURY, 1980; PIN y VIELZEUF, 1983) y con los trabajos experimentales antes citados.

En el caso de los elementos traza, los contenidos en Rb, Ba, Sr pueden ser explicados considerando las fases y proporciones obtenidas en el balance de masas. Las ma-

TABLA III: Resultados del calculo de fusión del Olo de Sapo.

|       | Fuente(1) | Fundido | Predicho | Diff   | Residuo |
|-------|-----------|---------|----------|--------|---------|
| SiO2  | 68.57     | 71.06   | 71.10    | -0.042 | 65.54   |
| TiO2  | 0.58      | 0.34    | 0.37     | -0.029 | 0.83    |
| Al2O3 | 15.63     | 15.59   | 15.64    | -0.051 | 15.62   |
| Fe2O3 | 0.00      | 0.00    | 0.00     | 0.000  | 0.00    |
| FeO   | 4.38      | 1.48    | 1.54     | -0.059 | 7.79    |
| MnO   | 0.05      | 0.00    | -0.12    | 0.124  | 0.26    |
| MgO   | 1.80      | 0.45    | 0.51     | -0.057 | 3.35    |
| CaO   | 1.46      | 0.89    | 0.66     | 0.234  | 2.43    |
| Na2O  | 3.00      | 2.87    | 3.09     | -0.216 | 2.90    |
| K2O   | 4.33      | 6.89    | 6.86     | 0.029  | 1.29    |
| P2O5  | 0.20      | 0.44    | 0.37     | 0.073  | 0.00    |
| Total | 100.00    | 100.01  | 100.00   |        | 100.01  |

|             | SOLUCION | % RESTITA | NOMBRE   |
|-------------|----------|-----------|----------|
| FUENTE      | 1.0000   |           | Olo      |
| Plagioclasa | 0.1691   | 37.20     | VM-A109B |
| Fedespato-K | 0.0000   |           | Or 100   |
| Biotita     | 0.0560   | 12.33     | VM-A109B |
| Ilmenita    | 0.0015   | 0.33      | Standard |
| Apatito     | 0.0000   |           | Standard |
| Cuarzo      | 0.1303   | 28.66     | Standard |
| Granate     | 0.0976   | 21.48     | VM-109B  |
| FUNDIDO     | 0.5455   |           | LO-73    |

Suma de residuos al cuadrado = .13521

Masa de fundido = 54.552

(1) Olo de Sapo de grano grueso; Capdevila (1969)

yores discrepancias surgen en los contenidos de tierras raras calculados, que son superiores a los que presenta el granito (Tabla IV). Sin embargo, los modelos se aproximan a los valores de REE del granito cuando se tiene en cuenta la potencial influencia de minerales accesorios como monacita y circón.

La solubilidad de la monacita y el circón es variable en función del tamaño de los cristales, la temperatura y el grado en saturación de alumina y agua del fundido (HARRISON y WATSON, 1983; RAPP y WATSON, 1986; MONTEL, 1994).

Según determina WATSON (1979) las rocas fuente que contengan más de 60 ppm de Zr como circón, independientemente de la tasa de fusión que se alcance, pueden producir fundidos saturados en circón. Al aumentar la fusión de una roca fuente con más de 60 ppm, la proporción de Zr en el

fundido disminuye, y la proporción de circón en la restita aumenta, quedando tamponado el fundido en  $\sim 60$  ppm. Por otra parte WATSON (1979) calcula que la existencia de 300 ppm de Zr en la fuente implican la presencia de un 0.06 % en peso de circón en la restita y que en este circón se encontrarán la mayoría de las TR<sub>p</sub> de la roca fuente ( $\sim 93$  % del total de Lu). Los contenidos medios en Zr determinados en los porfiroides del Olló de Sapo son de 170 ppm. Esta cantidad de Zr nos indicará que debe quedar en la restita  $\sim 0.03$  % de circón.

También la monacita puede permanecer en el residuo como fase estable. RAPP y WATSON (1986) determinan que los cristales de tamaño inferior a  $30 \mu\text{m}$  pueden ser digeridos e incorporarse al magma anatóctico en condiciones de  $700\text{-}800^\circ\text{C}$  y  $\text{H}_2\text{O} > 2\%$ , mientras que cristales  $> 50 \mu\text{m}$  deben ser residuales durante el proceso de fusión parcial. El Olló de Sapo presenta cristales de monacita de talla variable (al menos hasta  $250 \mu\text{m}$ ) y una parte de ellos debe permanecer en la restita.

Si estas fases se encuentran realmente en la restita (como parecen indicar los trabajos experimentales) y se produce un equilibrio entre el fundido y la restita, las concentraciones de tierras raras en los fundidos anatócticos serán (bastante?) inferiores a los determinados previamente. En la tabla IV se considera un fundido en equilibrio con una restita que tenga un 0.02 % de circón y 0.01 % de monacita. Este modelo explica mejor la distribución de las tierras raras en el fundido.

El empobrecimiento en TR puede, también ser explicado por un cambio en los coeficientes de reparto en condiciones de alta presión. WATT y HARLEY (1993) han determinado altos contenidos en tierras ra-

TABLA IV. Resultados del cálculo de fusión del Olló de Sapo (elementos traza)

|    | Olló (1) | Cl (2) | Cl (3) | Cl (4) | LO-73 |
|----|----------|--------|--------|--------|-------|
| La | 47.1     | 50.45  | 71.64  | 33.04  | 38.94 |
| Ce | 82.99    | 80.46  | 123.8  | 56     | 85.85 |
| Nd | 35.54    | 40.36  | 53.89  | 23.13  | 38.9  |
| Sm | 7.39     | 7.66   | 9.25   | 4.96   | 8.71  |
| Eu | 1.34     | 1.44   | 1.49   | 1.35   | 0.99  |
| Gd | 7.3      | 3.85   | 5.49   | 3.69   | 5.44  |
| Dy | 6.83     | 2.01   | 2.01   | 1.57   | 2.13  |
| Er | 3.76     | 0.79   | 0.79   | 0.56   | 0.62  |
| Yb | 3.62     | 0.76   | 0.76   | 0.42   | 0.41  |
| Lu | 0.51     | 0.12   | 0.12   | 0.06   | 0.05  |
| Rb | 148.71   | 199.21 | 220.44 | 220.44 | 328   |
| Ba | 862.43   | 733.8  | 733.8  | 733.8  | 521   |
| Sr | 162      | 199.5  | 199.5  | 199.5  | 328   |
| Sc | 9.29     | 3.37   | 3.37   | 3.37   | 2     |
| Zr | 169.86   | 214.36 | 214.36 |        | 152   |

(1) Olló de Sapo de grano grueso; Ortega (en prep)

(2) coeficientes de Watt y Harley (1993)

(3) coeficientes de Arth y Hanson (1975)

(4) coeficientes de Arth y Hnason (1975)+ circón y monacita

ras ligeras en las plagioclasas de terrenos migmáticos de presiones intermedias-altas (6-8 kbar); REID (1990) encuentra situaciones similares para enclaves en granulitas. Utilizando los coeficientes de reparto obtenidos por estos autores, se han conseguido en los líquidos modelos concentraciones similares a las analizadas en los granitos (Tabla IV).

**PROCESOS DE CRISTALIZACION FRACCIONADA**

La variación química de estas rocas puede ser explicada de manera sencilla mediante procesos de cristalización fraccionada tal y como indican los diagramas log-log (Fig. 6)

Para cuantificar estos procesos se han efectuado diferentes modelos. En primer lugar se han realizado cálculos de balance de masas para explicar la variación de los elementos mayoritarios (Programa OXICRIST,

ORTEGA y VELASCO, en prep.). Se ha elegido la muestra LO- 73 como líquido primario, por ser la menos diferenciada. La mineralogía utilizada en los cálculos corresponde a análisis de fases minerales de esta muestra; para el apatito se ha considerado

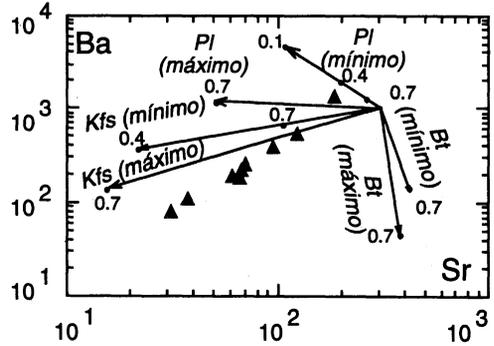


Fig. 6. Diagrama Ba-Sr para la facies débilmente deformada. Los vectores indicados corresponden a la cristalización fraccionada de los minerales indicados. Los coeficientes de reparto han sido tomados de la compilación de López Ruiz (1986).

**TABLA V: Resultados de los diferentes modelos de cristalización fraccionada para la facies débilmente deformada**

| Muestra | F (%) | Σr <sup>2</sup> | Mineralogía fraccionada (%)                                                          |
|---------|-------|-----------------|--------------------------------------------------------------------------------------|
| 73→90   | 28.45 | 0.010           | Plag (15.24), Fd K (72.40), Bi (10.08), Ilm (0.59), Apat(1.70).                      |
| 73→90   | 33.01 | 0.003           | Plag (16.59), Fd K (64.93), Bi (9.25), Ilm (0.52), Apat (1.46), Q (5.68), Ms (1.57)  |
| 73→72   | 18.75 | 0.101           | Fd K (87.93), Bi (9.40), Ilm (0.58), Apat(2.09).                                     |
| 73→72   | 25.10 | 0.004           | Fd K (68.88), Bi (8.96), Ilm (0.41), Apat (2.09), Q (12.72), Ms (6.94).              |
| 73→78   | 28.65 | 0.042           | Plag (18.59), Fd K (73.90), Bi (5.63), Ilm (0.62), Apat(1.26).                       |
| 73→77   | 22.97 | 0.011           | Plag (17.88), Fd K (70.44), Bi (9.71), Ilm (0.60), Apat(1.37).                       |
| 73→77   | 27.13 | 0.002           | Plag (18.02), Fd K (62.38), Bi (8.85), Ilm (0.53), Apat (1.24), Q (6.35), Ms (2.63). |
| 73→74   | 21.44 | 0.020           | Plag (32.46), Fd K (62.13), Bi (4.82), Ilm (0.25), Apat(0.35).                       |
| 73→74   | 20.47 | 0.016           | Plag (30.51), Fd K (61.14), Bi (4.49), Ilm (0.26), Apat (0.53), Ms (3.07).           |
| 73→75   | 24.68 | 0.337           | Fd K (88.86), Bi (9.18), Ilm (0.63), Apat(1.33).                                     |
| 73→75   | 34.40 | 0.009           | Fd K (61.17), Bi (7.53), Ilm (0.48), Apat (1.63), Q (16.36), Ms (12.84).             |

F: tasa de cristalización fraccionada, dado en porcentaje (100\*(1-F)); Σr<sup>2</sup>:sumatorio de los residuos al cuadrado.

una composición de 56.84% CaO y 43.16% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

En la Tabla V se observa como las aproximaciones realizadas son muy buenas, menores que el error analítico ( $\sum r^2 < 0.3$ ). La tasa de cristalización puede variar entre un 20 y 35 % y la mineralogía que se fracciona es fundamentalmente feldespatos (hasta el 90%), biotita (hasta el 10%) y proporciones menores de apatito e ilmenita. Los modelos de cristalización fraccionada se han realizado incluyendo y excluyendo cuarzo en la mineralogía que se fracciona, lo que puede representar la tasa máxima y mínima de fraccionación.

En segundo lugar se han empleado las ecuaciones propuestas por HANSON (1978) y por RAYLEIGH (1896) para determinar las concentraciones de los elementos traza en el fundido tras el proceso de cristalización, en equilibrio y fraccionada, respectivamente.

**TABLA VI:** Concentraciones calculadas para los elementos traza según cristalización fraccionada pura y cristalización en equilibrio

Tasa de cristalización: 28.45 %

|    | Parental<br>(LO-73) | Diferenciado<br>(LO-90) | Rayleigh | Hanson |
|----|---------------------|-------------------------|----------|--------|
| La | 38.94               | 14.79                   | 15.08    | 21.56  |
| Ce | 85.85               | 33.43                   | 29.52    | 45.01  |
| Nd | 38.90               | 14.58                   | 10.50    | 18.41  |
| Sm | 8.71                | 3.60                    | 2.59     | 4.29   |
| Eu | 0.99                | 0.21                    | 0.73     | 0.78   |
| Gd | 5.44                | 2.34                    | 2.10     | 3.01   |
| Tb | 0.00                | 0.00                    | 0.00     | 0.00   |
| Dy | 2.13                | 1.22                    | 1.28     | 1.49   |
| Er | 0.62                | 0.38                    | 0.55     | 0.57   |
| Tm | 0.00                | 0.00                    | 0.00     | 0.00   |
| Yb | 0.41                | 0.30                    | 0.44     | 0.44   |
| Lu | 0.05                | 0.04                    | 0.06     | 0.06   |
| Ba | 521.00              | 78.00                   | 116.57   | 229.27 |
| Rb | 328.00              | 331.00                  | 388.05   | 382.68 |
| Sr | 124.00              | 31.00                   | 51.83    | 71.21  |

te. En estos cálculos se han utilizado las proporciones minerales y tasas de cristalización obtenidas en el balance de masas. Los coeficientes de reparto empleados han sido tomados de ARTH y HANSON (1975). Para la monacita se han utilizado los datos de ZHAO y COOPER (1993). Para interpretar las variaciones en REE se ha empleado para la biotita un coeficiente de reparto 'efectivo' igual al coeficiente global de la biotita al que se le ha añadido el 1% de monacita. Los resultados obtenidos muestran una notable similitud con los analizados, como se puede observar en la tabla VI.

## CONCLUSIONES

Se considera que la facies débilmente deformada del granito de A Espenuca, se ha formado como consecuencia de la fusión de materiales similares al Olló de Sapo. Las tasas de fusión calculadas son elevadas (~ 55 %), produciéndose ésta en condiciones de alta presión ( $P > 5$  kbar) y alta temperatura ( $T > 800^\circ\text{C}$ ).

La restita que queda tras el proceso de fusión presenta una composición granulítica, estando formada por plagioclasa (37 %), cuarzo (28.5 %), granate (21.5 %), biotita (12.5 %)  $\pm$  ilmenita (0.5 %).

Tanto la mineralogía de la restita que queda estable, como las características químicas de las rocas fuente propuestas permiten explicar los contenidos de los diferentes elementos traza en las rocas graníticas.

La escasa variabilidad química que presentan los granitos se puede explicar como consecuencia de pequeñas tasas de cristalización fraccionada (20-35%) de feldespatos (feldespato postásico + plagioclasa, hasta 90 %) y biotita (hasta 10 %) y cantidades

menores de apatito (hasta 2 %) e ilmenita (~0.5 %) y cantidades accesorias de monacita (0.1%), así como inclusiones en la biotita. Esta fraccionación permite explicar de forma simultánea los contenidos, tanto de los elementos mayoritarios como de los traza en las rocas.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado con ayuda económica de los proyectos PB92-0470 (DGICYT) y 130.310EB033 (UPV-EHU)

## BIBLIOGRAFIA

- ALLEGRE, C. J. & MINSTER, J. F. (1978). Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 1-25.
- ARTH, J. G. & HANSON, G. N. (1975). Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 325-362.
- BERNARD-GRIFFITHS, J.; PEUCAT, J.; SHEPPARD, S. & VIDAL, P. (1985). Petrogenesis of Hercynian leucogranite from the southern Armorican Massif; contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Lett.* 74, 235-50.
- CAPDEVILA, R. (1969). *Le métamorphisme régional regressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-oriental (NW Espagne)*. Tesis doc. Univ. Montpellier, 430 p.
- COCHERIE, J. P. (1978). *Géochimie des terres rares dans les granitoïdes*. Tesis Doc. Univ. de Rennes, 207 pp.
- CONRAD, W. K., NICHOLLS, I. A. y WALL, V. J. (1988). Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences. *J. Petrol.* 29, 765-803.
- COURRIOUX, G. (1984). *Etude d'une évolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active: Exemple du linéament granitique hercynien de Pontedeume (Galice, Espagne)*. Tesis Doc, Univ. Nancy I.
- CHAPPEL, B. W. & WHITE, J. R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. Royal Soc. Edimburg: Earth Sci.* 83, 1-26.
- DIDIER, J.; DUTHOU, J. L. & LAMEYRE, J. (1982). Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geother. Res.* 14, 125-132.
- DRURY, S. A. (1980). The geochemistry of high pressure gneisses from Cabo Ortegal (NW Spain): residues of deep anatexis. *Geol. Mijnbouw*, 59, 61-64.
- EUZEN, T. (1993). *Petrogénèse des granites de collision post-épaississement: le cas des granites crustaux et mantéliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaín, France)*. Tesis Doc. Univ. Rennes I. 296p. + apéndice.
- EVENSEN, M. M., HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 42, 1199-1212.
- FERNANDEZ POMPA, D. F. & MONTESERIN, V. (1976). *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000, hoja 7 (Cedeira).. 2ª serie (M.A.G.N.A.) ITGE, Madrid.
- FERNANDEZ POMPA, D. F. (1975). *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000, hoja 22 (Pontedeume). 2ª serie (M.A.G.N.A.) ITGE, Madrid.
- GALLASTEGUI, G.; MARTIN PARRA, L. M.; FARIAS, P.; PABLO MACIA, J. G. de & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1997). Las metavulcanitas del dominio esquistoso de Galicia Tras-os-Montes: Petrografía, geoquímica y ambiente geotectónico (Galicia, NO de España). *Cuad Lab Xeol Laxe* 12, 127-139.
- GREEN, T. H. (1976). Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology* 4, 85-8.
- HANSON, G. N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 26-43.
- HASKIN, L. A.; WILDEMAN, T. R.; FREY, F. A.; COLLINS, K. A.; KEEDY, C. R. & HASKIN, M. A. (1966). Rare earths in sediments. *Jour. Geophys. Res.* 71, 6091-6105.

- HARRISON, T. M. & WATSON, E. B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 1467-1477.
- HINE, R.; WHILLIAMS, J. S.; CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1978). Contrast between I- and S-type granitoids of Kosciusko. *J. Geol. Soc. Aust.* 25, 219-234.
- HOLTZ, F. (1989). Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis. The example of two granitic suits of norther Portugal. *Lithos* 24, 21-35.
- HOLTZ, F. & BARBEY, P. (1991). Genesis of Peraluminous granites II. Mineralogy and chemistry of the Tourem Complex (North Portugal). Sequential vs. Restite unmixing. *J. Petrol.* 32, 959-978.
- HOLTZ, F. & JOHANNES, W. (1991). Genesis of Peraluminous granites I. Experimental investigation of Melt composition at 3 and 5 kb and various H<sub>2</sub>O activities. *J. Petrol.* 32, 935-959.
- IGLESIAS PONCE DE LEON, M. & CHOUKROUNE, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 12: 63-68.
- Le BRETON, N. & THOMPSON, A. B. (1988). Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 226-237.
- LOPEZ RUIZ, J. (1986). Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios Geol.*, 42: 239-258.
- MATTE, P. H. (1968). La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne), *Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble*, 44: 1-28.
- MONTEL, J. M. (1994). A model for monacite/melt equilibrium and application to generation of granitic magmas. *Chemical Geol.*
- MONTEL, J. M. & VIELZEUF, D. (1994). Experimental partial melting of a natural quartz-rich greywackes: II: composition of cristals and metls, and P-T-F relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* (sometido).
- NAVAL, A, IGLESIAS, M & RUÍZ, F. (1981). *Mapa Geológico de España*. Escala 1:50.000, hoja 22 (Guitiriz). 2ª serie (M.A.G.N.A.) ITGE, Madrid.
- NESBITT, H. W. (1980). Genesis of the New Quebec and Adirondack Granulites: Evidence for their production by partia melting. *Contrib Mineral Petrol.* 72, 303-310.
- ORTEGA, L. A. (en prep) *Caracterización del granito de La Espenuca (La Coruña) y su correlación con los granitos de dos micas del Noroeste del Macizo Ibérico*. Tesis doc. Univ País Vasco.
- ORTEGA, L. A. & VELASCO, F. E. (en prep). OXICRYST: A BASIC program for simulation major and trace elements during differentiation processes in a magmatic liquid.
- PABLO MACIA, J. G. De, & MARTINEZ CATALAN, J. R. (1981). *Mapa Geológico de España*. 1:50.000, hoja 22 (Sobrado de Los Monjes). 2ª serie (M.A.G.N.A.) ITGE, Madrid.
- PATIÑO DOUCE, A. & JOHNSTON, A. D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 107, 202-218.
- PEUCAT, J. J.; JEGOUZO, P.; VIDAL, Ph. & BERNARD-GRIFFTHS, J. (1988) Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France. *Earth Planet Sci Lett* 88, 60-68.
- PICHAVANT, M. & STUSSI, J. M. (1986). Leucogranites à deux micas et granites «S»: deux types de magmatisme crustal 11ème RST. Clermont Ferrand, Soc. Geol. France edit. 147.
- PIN, C. & VIELZEUF, D. (1983). Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophics* 93, 47-74.
- RAYLEIGH, J. W. S. (1986). Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Phil. Mag.*, 42, pp.77-107.
- RAPP, R. P. & WATSON, E. B. (1986). Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 304-316.
- REID, R. D. (1990). Ionprobe investigation of rare earth element distributions and partial melting of metasedimentary granulites. In: Vielzeuf D. y Vidal Ph. (Eds) granulites and crustal evolution. *Kluwer Academic Publishers*, Neederlands, pp. 507-522.
- RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1985). *El Complejo Esquisto-Grauwáquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español*: Tesis Doc, Univ. de Salamanca. 158 pp.
- Sun S.S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks form mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 297, 409-445.
- TAYLOR, S. R. & McLENNAN, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution.

- An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. *BacKwell*, Oxford. 312 p.
- VIDAL, P.; COCHERIE, A.; & LE FORT, P., 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2279-2292.
- VIELZEUF, D. & MONTEL, J. M. (1994). Partial melting of Al-metagreywackes. Part I: Fluid-absent experiments and Phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* (en prensa).
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J. R. (1988). Experimental determination of fluid absent melting relations in the pelitic system *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 257-276.
- WATT, W. R. & HARLEY, S. L. (1993). Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contrib Mineral Petrol.* 114, 550-566.
- WATSON, E. B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace elements geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 407-419.
- ZHAO, J. X. & COOPER, J. A. (1993). Fractionation of monazite in the development of V-shaped REE patterns in leucogranite system: Evidence from muscovite leucogranite body in central Australia *Lithos*, 30: 23-32.

Recibido: 5-IV-94

Aceptado: 20-VI-94