

Petrografía, geoquímica y posible origen del plutón de Salvatierra de los Barros (Zona de Ossa Morena, Badajoz)

Petrography, geochemistry and possible origin of the Salvatierra de los Barros pluton (Ossa Morena Zone, Badajoz)

M. Carracedo ⁽¹⁾, F. Sarrionandia ⁽¹⁾, L. Eguíluz ⁽²⁾ y O. Apalategui ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao.

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica de la Universidad del País Vasco, Apdo. 2111, 01006 Vitoria.

⁽³⁾ Área de Paleontología de la Universidad de Extremadura, Avenida Elvas s/n, 06071 Badajoz.

ABSTRACT

The Salvatierra de los Barros pluton is mainly composed by medium grain biotite monzogranites and granodiorites, with common monazite and apatite, and lesser cordierite and allanite. These rocks show massive structure and apparent isotropic fabric, but have a solid state, brittle to brittle – ductile microstructural deformation. These rocks are peraluminous, with variable amounts in potassium, high contents in calcium and low contents in ferromagnesian minerals; they have also normative corundum. Radiometric data obtained by different authors are in agreement with our geochemical data, and indicate an hybrid origin from mixing of pelitic melts and basaltic melts, in a Cadomian post-collisional settling.

Key words: Cadomian magmatism, Salvatierra de los Barros, Ossa-Morena Zone, Badajoz.

Geogaceta, 41 (2007), 43-46

ISSN: 0213683X

Introducción

En el núcleo precámbrico de la antifoma de Monesterio (Zona de Ossa Morena) afloran numerosos plutones emplazados durante los ciclos orogénicos Cadomiense y Varisco, y también durante el rift cambro-ordovícico que separó ambos ciclos. Los plutones volumétricamente más importantes son: Táliga, Almendral, Barcarrota, Salvatierra de los Barros, Brovales, Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, La Tablada, Calera, Mosquil, Ahillones y Monesterio (Fig. 1). De todos ellos, el menos estudiado y del que existe menos información geológica es el plutón de Salvatierra de Los Barros.

En este trabajo se aportan nuevos datos petrográficos y geoquímicos de los granitos que forman el plutón de Salvatierra de los Barros, datado en 516.2 (+8.8/-2.7) Ma (Ochsner, 1993), y se discute su posible origen, en función de la comparación entre su composición química y la de fundidos equivalentes obtenidos en experimentos de fusión, recogidos de la bibliografía. No se hará referencia a los diques básicos más tardíos de dirección NNO-SSE que atraviesan este macizo, cuya edad es por el momento desconocida, aunque diques similares que atraviesan el macizo de Táliga han sido datados en 250±5 Ma (i.e. Pérmico Superior) por Galindo *et al.* (1991).

Principales rasgos geológicos

El plutón de Salvatierra de los Barros está situado al Sur de la provincia de Badajoz, en las estribaciones occidentales de Sierra Morena, dentro de la Hoja a escala 1:50.000 del Mapa Topográfico Nacional nº 853 (Burguillos del Cerro). En sus afloramientos, situados inmediatamente al suroeste de la carretera que une las localidades de Salvatierra de los Barros y Burguillos del Cerro, no se asienta ningún núcleo de población, aunque estas dos localidades están ubicadas en sus proximidades (Fig. 1).

El macizo ígneo está emplazado, como se ha señalado anteriormente, en el núcleo de la antifoma de Monesterio, intruyendo íntegramente en los materiales esquistoso-grauváquicos de edad Neoproterozoico superior pertenecientes a la Serie Negra (Fig. 1). Estos materiales están afectados por un metamorfismo sin-esquistoso de grado bajo, desarrollado durante la orogenia Varisca y es peculiar la casi total ausencia de metamorfismo térmico entorno al plutón, aunque localmente se encuentran pizarras moteadas. En las proximidades del contacto se observan formas maculosas y/o agregados subredondeados micáceos de posible alteración de cordierita, junto con biotitas subparalelas a la esquistosidad. Las relaciones blastesis-esquistosidad no son claras, pero sugieren la posibilidad de que el emplaza-

miento fuese pre-esquistoso, lo que podría explicar la ausencia de metamorfismo térmico a escala cartográfica, pues podría estar obliterado, casi en su totalidad, por la esquistosidad (Muelas y Soubrier, 1977).

La geometría del plutón es grosso modo elíptica, con su eje mayor, de unos 14.5 km de longitud, dispuesto en dirección NO-SE, mientras que su eje menor tiene unos 3.5 km de anchura; ocupa aproximadamente una superficie de unos 70 km² (Fig. 1). A pesar de no desarrollar un metamorfismo térmico generalizado en el encajante, los contactos externos son intrusivos y netos, sin evidencias de mecanización, aunque localmente están retocados por fracturas tardías transversales que llevan asociados pequeños desplazamientos. El carácter intrusivo está refrendado por la existencia de xenolitos pizarrosos, «septas» y «rafts» decamétricos de cuarcitas negras, procedentes de la Serie Negra, embaladas en el interior del plutón. También son relativamente frecuentes, aunque en general con escasa potencia y poco desarrollo lateral, las venas y diques (< 20 cm) de aplitas, pegmatitas y cuarzo.

Además de los xenolitos, los granitos engloban localmente enclaves microgranulares máficos, biotíticos, con bordes difusos y crenulados, de hasta 5 cm de diámetro, y presentan algunos *schlierens* biotíticos planares, centimétricos, de escasa continuidad lateral.

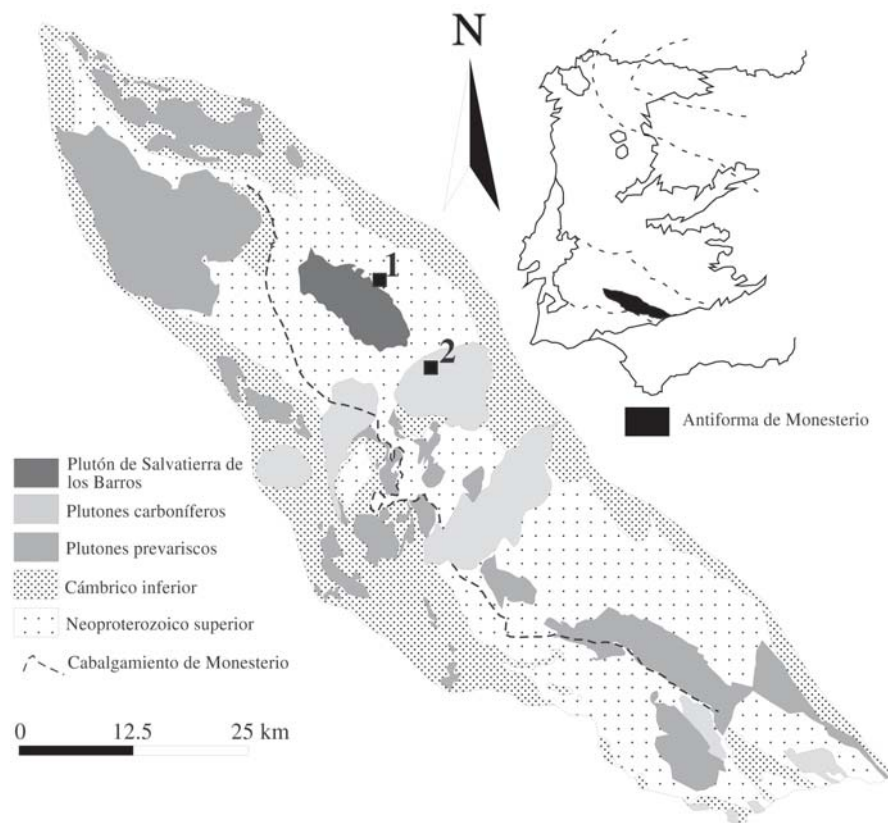


Fig. 1.- Localización geográfica y esquema geológico regional del plutón de Salvatierra de los Barros. Los números 1 y 2 indican la situación de los núcleos de Salvatierra de los Barros y Burguillos del Cerro respectivamente.

Fig. 1.- Geographic location and regional geologic sketch of the Salvatierra de los Barros pluton. Numbers 1 and 2, location of Salvatierra de los Barros and Burguillos del Cerro towns respectively.

Pons (1982) señala que este granito presenta una estructura interna que responde a una fábrica fluidal magmática. Sin embargo, la fábrica orientada, planar, es difícilmente perceptible, tanto de visu como en lámina delgada, por lo que las rocas son aparentemente isotropas; sólo en algunos afloramientos son perceptibles fenocristales de feldespato potásico y xenolitos orientados. Localmente se percibe una grosera anisotropía que responde a una deformación cataclástica poco penetrativa. Son relativamente frecuentes, especialmente cerca de los bordes del macizo, las bandas de cizalla frágil-dúctil, mayoritariamente dexas, que afectan tanto al granito como a las aplitas.

Edad del plutón

Los granitos intruyen a la Serie Negra, de edad Neoproterozoico superior, y están cortados por diabasas de edad desconocida, posiblemente Pérmicos. Muelas y Soubrier (1977) señalan que la intrusión es probablemente anterior a la orogenia hercínica. Por el contrario, Pons (1982) sugiere que el emplazamiento es sincrónico con la segunda fase de deformación varisca.

Los datos isotópicos confirman el emplazamiento pre-varisco: Dupont *et al.* (1981) obtienen una edad K-Ar de 431 ± 15 Ma en base a un concentrado de biotita; Quesada *et al.* (datos no publicados recogidos en Oschner, 1993), en base a una errorcroma Rb-Sr sobre roca total, obtienen una edad de 564 ± 160 Ma (MSWD=17,5); y Oschner (1993) mediante un estudio isotópico de U-Pb realizado sobre monacitas sugiere que la edad de cristalización es $516, 2 (+8,8/-2,7)$ Ma, es decir Cámbrico inferior.

Los datos geocronológicos obtenidos por Oschner (1993) indican que el plutón de Salvatierra (516 Ma) se emplaza en un estadio post-colisional, con posterioridad al magmatismo orogénico y sincolisional cadomiense (ca. 530 Ma) y con anterioridad al magmatismo alcalino que marca la transición a un régimen extensional (ca. 500 Ma) precursor del ciclo Hercínico.

Petrografía

Las rocas son esencialmente granitos biotíticos de color gris claro, faneríticos, que tienen una estructura masiva y, mayoritariamente, una fábrica aparentemen-

te isotropa. Su textura es hipidiomórfica inequigranular, de grano medio a grueso ($d \gg 8$ mm), aunque con frecuencia adquiere un cierto aspecto porfídico, debido al desarrollo ligeramente mayor de algunos cristales de feldespato potásico ($d \gg 3$ cm). Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico peritítico (con frecuencia microclinizado), plagioclasa (albitaandesina) y biotita. Los minerales accesorios son apatito, circón, monacita, opacos, rutilo, \pm cordierita, \pm allanita. Los minerales secundarios son moscovita, clorita, esfena, opacos, sericita, leucoxeno, minerales de la arcilla, calcita y epidota. Destaca la abundancia de monacita y apatito, así como la presencia esporádica de allanita y de cordierita, ésta última casi siempre transformada a micas blancas. Según la clasificación QAPF (IUGS, 2002) la mayor parte de las rocas son monzogranitos, aunque hay también algunas granodioritas.

Muelas y Soubrier, (1977) y Pons (1982) señalan la existencia de anfíbol (hornblenda verde), pero en las muestras estudiadas en este trabajo no ha sido detectado. La mineralogía que presentan es equiparable a la de los granitos peraluminosos con cordierita (Barbarin, 1999), aunque es más parecida a la paragénesis de los granitos y tonalitas con biotita \pm cordierita (asociaciones peraluminosas de tipo PTG), que a aquellas de los granitos de tipo S con biotita + cordierita (Barbarin, 1992). La mayor parte de las muestras presentan evidencias microestructurales de deformación en estado sólido, frágil a frágil-dúctil, puesta de manifiesto principalmente en el cuarzo (extinción ondulante, rotura, elongación de cristales, reducción del tamaño de grano, ...), en la biotita (kinks, alabeamientos,...), en el feldespato potásico (microclinización, pertitas en llamas, formación de mirmequitas, rotura,...) y en menor medida en las plagioclasas (rotura y alabeamiento de cristales, formación de mirmequitas,...). La tectonización cataclástica general que presenta este macizo se desarrolla presumiblemente de forma coetánea con la esquistosidad regional del encajante.

Características geoquímicas

Las muestras analizadas presentan contenidos en SiO_2 variables entre el 67.77% y el 74.12%, son en general ligeramente más ricos en K_2O (3.62-4.25%) que en Na_2O (2.85-4.4%), son pobres en ferromagnesianos ($B_{\text{Fe+Mg+Ti}} = 27-67$) y relativamente ricas en CaO (0.43-2.43%). No obstante, 3 muestras presentan contenidos más elevados en Na_2O que en K_2O .

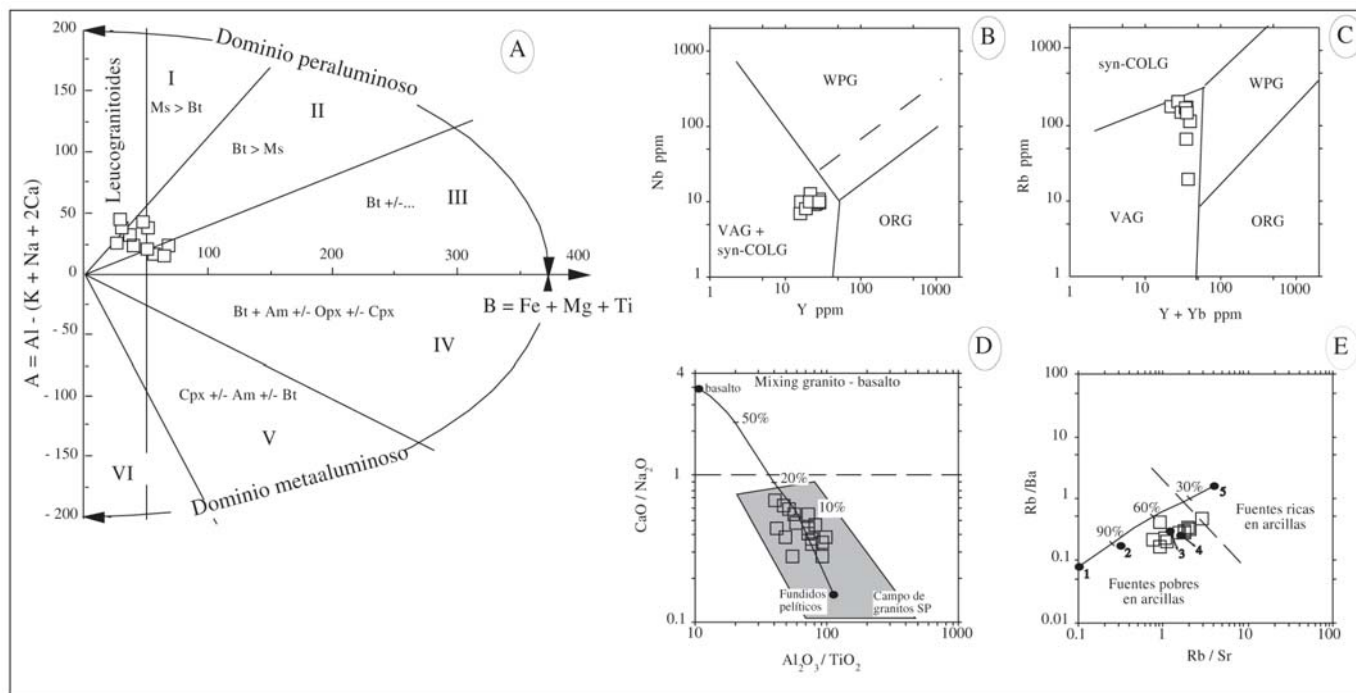


Fig. 2.- A) Diagrama B-A (Debon y Le Fort, 1983). B y C) Diagramas tectono-magmáticos Y-Nb y (Y+Nb)-Rb (Pearce *et al.*, 1984), en los que las abreviaturas empleadas se corresponden con los campos: granitos de arcos volcánicos (VAG); granitos de intraplaca (WPG); granitos de dorsales oceánicas (ORG) y granitos sincolisionales (syn-COLG). D y E) Diagramas Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Na_2O y Rb/Sr - Rb/Ba (Sylvester, 1998), la zona sombreada en gris representa el área de proyección de los granitos peraluminosos post-colisionales.

Fig. 2.- A) B-A diagram (Debon and Le Fort, 1983). B and C) Y-Nb and (Y+Nb)-Rb tectono-magmatic diagrams (Pearce *et al.*, 1984), the abbreviations corresponds with: within plate granites (WPG); arc granites (VAG), mid-ocean ridge granites (ORG) and syn-collisional granites (syn-COLG). D and E) Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Na_2O and Rb/Sr - Rb/Ba diagrams (Sylvester, 1998), the shaded area represents the projection zone of post-collisional peraluminous granites.

La presencia de corindón normativo (0.81-2.52%) indica su carácter peraluminoso con una relación molar A/CNK mayor de 1 (1.03-1.18). El diagrama normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965) permite clasificarlas como trondhjemitas, granodioritas y granitos.

Las rocas son exclusivamente peraluminosas y forman por tanto una asociación aluminosa (Fig. 2a) aunque, paradójicamente, sus contenidos en elementos traza son más afines con los valores típicos de los granitos de arco volcánico que con los estrictamente sin-colisionales (Fig. 2b y c). No obstante, en el diagrama Rb-Hf-Ta de Harris *et al.* (1986) se proyectan en el dominio de los granitos tardí y post-colisionales (Ochsner, 1993).

Las biotitas analizadas se proyectan íntegramente en el dominio de las asociaciones aluminopotásicas, o peraluminosas, del diagrama Mg-Al^{Tot} de Nachit *et al.* (1985). Los puntos representativos de sus composiciones se agrupan alrededor de la línea que separa los campos de las asociaciones con biotita+moscovita y con biotita+cordierita, aunque la mayor parte se proyectan en el dominio de las rocas con cordierita (Fig. 3a). Igualmente, el carácter peraluminoso de las biotitas y, por tanto, de las rocas que las hospedan queda reflejado en el diagrama $FeO^{L}MgO-Al_2O_3$ (Fig. 3b).

Origen de los granitos

Tanto las características químicas como las mineralógicas de las rocas del plutón de Salvatierra de los Barros indican que son granitos con biotita ± cordierita, peraluminosos, equiparables a los granitos de las asociaciones tipo PTG (granitos-tonalitas peraluminosos; e.g., Barbarin, 1992).

Desde la publicación de Chappell y White (1974) que sugería la existencia de dos tipos diferentes de granitoides, S e I, en el Lachland Fold Belt (Australia), la formación de los granitoides peraluminosos [A/CNK > 1; en moles] ha sido relacionada con frecuencia con situaciones de colisión continental (e.g. Barbarin, 1999), aunque numerosos trabajos recientes confirman que este tipo de granitoides también se forman como resultado de procesos que se desarrollan en ambientes post-colisionales e incluso anorogénicos (e.g. Sylvester, 1998). Los datos experimentales indican que los magmas graníticos peraluminosos se obtienen, esencialmente, cuando rocas corticales participan en la génesis de los magmas, a través de distintos procesos: fusión parcial de ortogneises, reacción entre fundidos mantélicos y corticales, y la mayoría por fusión de metasedimentos pelíticos y samíticos.

Un modo de aproximación utilizado con frecuencia para tratar de desvelar la fuente de los magmas graníticos es la comparación entre la composición de las rocas problema y la composición de fundidos experimentales obtenidos a partir de distintas fuentes (e.g. Patiño Douce, 1999; Sylvester, 1998).

Utilizando la metodología propuesta por Sylvester (1998), los granitos de Salvatierra de los Barros se proyectan en su totalidad dentro del campo de los granitos peraluminosos del diagrama Al_2O_3/TiO_2 - CaO/Na_2O (Fig. 2d), confirmando una vez más su carácter peraluminoso. La mayor parte de las muestras tienen valores de la relación CaO/Na_2O superiores a 0.3, típicos de los fundidos peraluminosos procedentes de la fusión de fuentes cuarzo-feldespáticas. En el diagrama Rb/Sr frente a Rb/Ba (Fig. 2e) todas las muestras se proyectan agrupadas dentro del campo de los fundidos derivados de fuentes pobres en arcillas, aunque en el área coincidente con la proyección de fundidos procedentes de algunas fuentes pelíticas, en las que se genera feldespato potásico residual (Sylvester, 1998). Los magmas del plutón de Salvatierra de los Barros podrían proceder, en una primera aproximación, de la fusión de rocas cuarzo-feldespáticas, descartándose la implicación exclusiva de

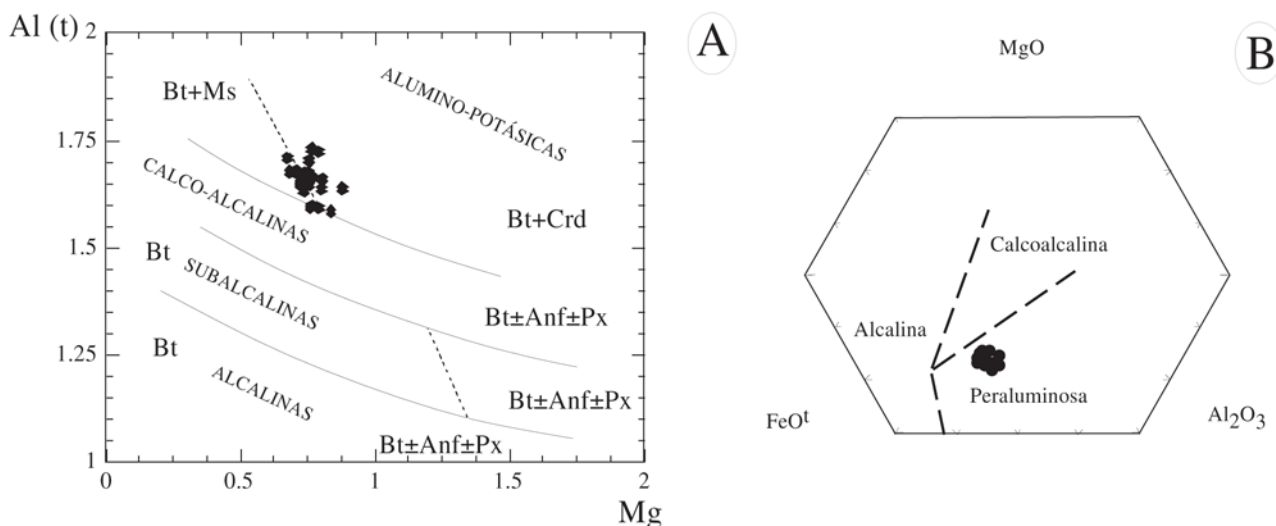


Fig. 3.- A) Diagrama de caracterización de series magmáticas en función de la relación Mg-Al^{bt} de las biotitas (Nachit *et al.*, 1985). B) Diagrama de caracterización de series magmáticas en base a la relación FeO-MgO-Al₂O₃ de las biotitas (Abdel-Rahman, 1994).

Fig. 3.- A) Magmatic series characterization diagram as a function of biotites Mg-Al^{bt} relations (Nachit *et al.*, 1985). B) Magmatic series characterization diagram as a function of FeO-MgO-Al₂O₃ relations in biotites (Abdel-Rahman, 1994).

fuentes pelíticas en su génesis. No obstante, la fusión de estas fuentes requiere temperaturas muy elevadas (ca. 900-950° C), difícilmente alcanzables en la corteza con los gradientes geotérmicos normales sin la participación de fundidos mantoderivados.

La participación de magmas basálticos en la génesis del plutón de Salvatierra de los Barros no parece remota, si se atiende al diagrama Al₂O₃/TiO₂ - CaO/Na₂O (Fig. 2d). Todas las muestras analizadas definen un *trend* lineal de pendiente negativa que coincide en su trazado con una curva de mezcla entre fundidos derivados de fuentes pelíticas con magmas basálticos. La mayor parte de las muestras se sitúan también sobre posibles líneas de mezcla entre basaltos y fundidos derivados de rocas cuarzo-feldespáticas, estos últimos con relaciones CaO/Na₂O > 0.3. Sin embargo, las muestras con relaciones CaO/Na₂O inferiores a 0.3 quedarían por debajo de estas hipotéticas líneas de mezcla (Fig. 2d).

Otros argumentos geológicos, petrográficos e isotópicos, apoyan la hipótesis de mezcla: 1) la presencia de enclaves microgranulares máficos; 2) la existencia de microtexturas celulares, tanto de tipo «spongy» como de tipo «boxy», en algunas plagioclasas con zonados discontinuos, 3) los datos isotópicos Rb-Sr.

Quesada *et al.* (datos no publicados recogidos en Oschner, 1993) señalan que las rocas de este macizo tienen una relación inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7075±54, híbrida entre aquellas de las composiciones mantélicas y corticales; la errorcrona obtenida (MSWD=17.5) señala una fuerte dispersión de los datos, lo que puede indicar una incompleta homogenización del Sr durante la mezcla.

La fraccionación de minerales pobres en alúmina (e.g. anfíboles) en magmas básicos o intermedios metaaluminosos puede conducir también a la formación de rocas ácidas peraluminosas. Sin embargo, la ausencia de minerales pobres en Al y el restringido rango de variación en sílice (67.77 - 74.12%) y en A/CNK (1.03 - 1.18) de los granitos estudiados sugieren que esta última posibilidad es remota.

Conclusiones

El plutón de Salvatierra de los Barros está formado esencialmente por granitos peraluminosos con biotita ± cordierita, equiparables a los granitoides de la asociación PTG (granitos-tonalitas peraluminosos). Los granitos se forman, posiblemente, en un proceso de mezcla entre magmas generados por la fusión de rocas mantélicas y rocas corticales pelíticas. Representa un magmatismo peraluminoso post-colisional, generado durante el colapso extensional de la corteza engrosada durante la orogenia Cadomiense.

Agradecimientos

Este estudio ha sido cofinanciado por el Proyecto MAT-2000-0142-P4-06 (GEOEX).

Referencias

- Abdel-Rahman A.M. (1994). *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
 Barbarin, B. (1992). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 314, 595-601.
 Barbarin, B. (1999). *Lithos*, 46, 605-626.
 Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1974). *Paci-*

fic Geology, 8, 173-174.

Debon, F y Le Fort, P. (1982). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Sciences)*, 73, 135-149.

Dupont, R., Linares, E. y Pons, J. (1981). *Boletín Geológico y Minero de España*, 92, 370-374.

Galindo, C., Muñoz, M. y Casquet, C. (1991). *Geogaceta*, 10, 87-90.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G. (1986). *Geological Society, London, Special Publications*, 19, 67-81.

IUGS, (2002). *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 p.

Muelas, A. y Soubrier, J. (1977). *Memoria de la Hoja 1:50.000 n° 853*, IGME, Madrid, 41 p.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 301, 813-818.

O'Connor (1965). *US Geological Survey Prof. Paper*, 525B, B79-B84.

Ochsner, A. (1993). *Geochronology of the upper Proterozoic-Lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny*. Tesis Doctoral, Univ. ETH-Zürich Diss, 249 p.

Patiño Douce, A.E. (1999). *Geological Society, London, Special Publications*, 168, 55-75.

Pearce, J.A., Harris, N. B.W. y Tindle, A.G. (1984). *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

Pons, J. (1982). *Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoides de la Sierra Morena occidental (Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. de Toulouse, 451 p.

Sylvester, P.J. (1998). *Lithos*, 45, 29-44.