

Caracterización geoquímica y tectonomagmática de los haces de diques básicos del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa

Geochemical and tectonomagmatic characteristics of the basic dykes swarms of the Eastern South Portuguese Zone

E. García-Navarro ⁽¹⁾, J.D. de la Rosa ⁽²⁾, C. Fernández ⁽¹⁾ y A. Castro ⁽²⁾

⁽¹⁾ Dto. Geodinámica y Paleontología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Campus universitario de "El Carmen". 21071 Huelva (Spain)

⁽²⁾ Dto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva. Campus universitario de "El Carmen". 21071 Huelva (Spain)

ABSTRACT

High volumes of diabase dykes outcrop in the Eastern part of the South Portuguese Zone, which cross-cutting the subvolcanic and plutonic rocks of the Seville Range batholith (SRB), and they are covered by permian deposits of the Viar Basin. Geochemically, the diabases were originated in a tectonic setting similar to basic rocks of the SRB, therefore both have been derived from the same matelic source in a tectonic setting of active margin.

Key words: *Sudportuguese Zone, basics dykes, geochemistry, tectonomagmatism*

Geogaceta, 33 (2003), 91-94
ISSN:0213683X

Introducción

En el extremo oriental de la Zona Sudportuguesa (Macizo Ibérico) puede reconocerse un gran cortejo de diques básicos (Simancas, 1983) que intruyeron con anterioridad al Pérmico y con posterioridad a las rocas ígneas del batolito de la Sierra Norte de Sevilla (de la Rosa, 1992). En este trabajo se caracterizan geoquímicamente los diques y se da una primera aproximación al ambiente geodinámico en el que se originaron. Por otro lado, se analiza la existencia de variaciones composicionales entre los diques y sus posibles relaciones espaciales o temporales, así como la presencia de alguna conexión genética con las rocas plutónicas básicas precedentes.

El área estudiada se ubica en el tercio oriental de la Zona Sudportuguesa (ZSP), zona que constituye el extremo meridional del Macizo Ibérico (Fig. 1). En ella afloran rocas devonocarboníferas deformadas durante la Orogenia Varisca en condiciones metamórficas de grado bajo a muy bajo (Munhá, 1990). Desde el punto de vista estructural, el conjunto de la ZSP constituye un cinturón de pliegues y cabalgamientos con vergencia sur o suroeste que pueden integrarse dentro de un modelo tectónico de tipo "thin-skinned" (Silva *et al.*,

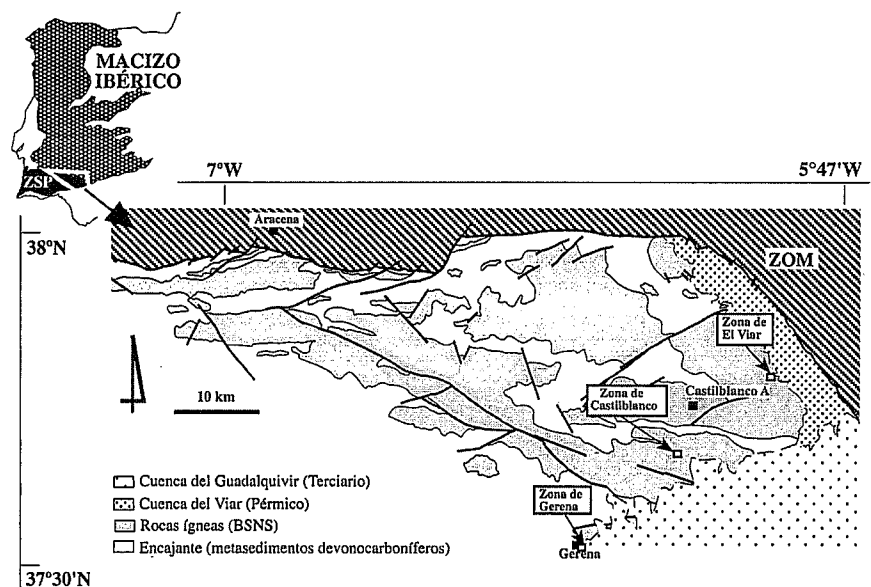


Fig. 1.- Mapa geológico de la parte oriental de la Zona Sudportuguesa (ZSP). BSNS: batolito de la Sierra Norte de Sevilla. ZOM: Zona de Ossa-Morena.

Fig. 1.- Geological map of the Eastern part of Sudportuguese Zone (ZSP). BSNS: Seville Range batholith. ZOM: Ossa-Morena Zone.

1990). Con posterioridad a esta deformación se produce la intrusión de un cortejo de rocas ígneas plutónicas denominado por de la Rosa (1992) como batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS) que cortan a las estructuras variscas previas. Las rocas ígneas son de composición muy variada: ultrabásica a

básica, intermedia y ácida. Todas ellas, junto con las rocas metamórficas encajantes, están atravesadas por un importante volumen de diques de diabasa y se encuentran afectadas por una intensa deformación frágil. En la parte oriental de la ZSP se desarrolla, durante el Pérmico, la Cuenca del Viar cuyos sedi-

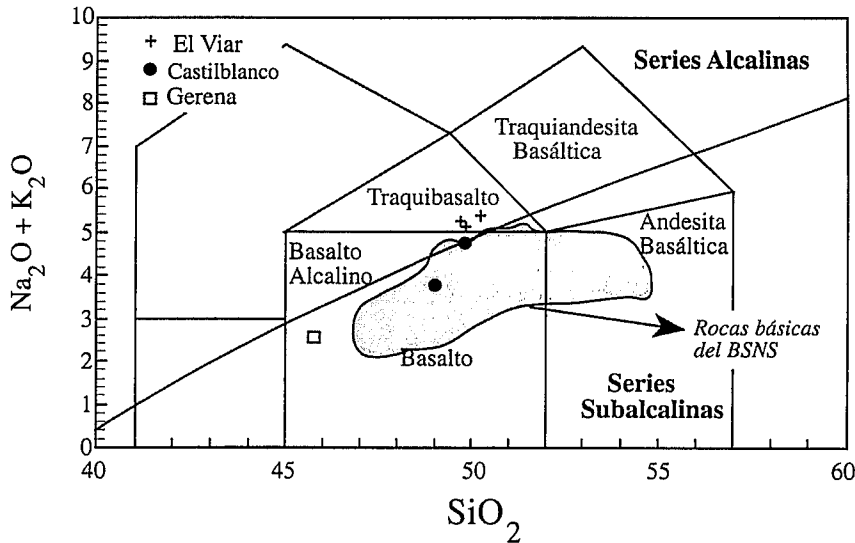


Fig. 2.- Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 de Le Bas et al. (1986).

Fig. 2.- Total alkalis vs. SiO_2 diagram after Le Bas et al. (1986)

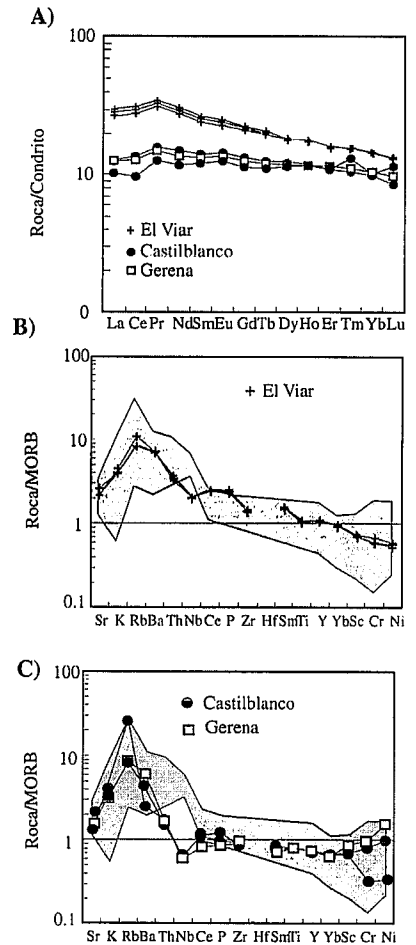


Fig. 3.- A) Diagrama de REE normalizado a condrito según Nakamura (1974). B) y C) Diagramas araña normalizados a MORB de Pearce (1982) para las rocas de El Viar, Castilblanco y Gerena. El campo en gris representa el rango de variación de las rocas básicas del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. Más explicación en el texto.

Fig. 3.-A) Chondritic-normalized Spider diagram for REE after Nakamura, 1974). B) and C) MORB-normalized Spider diagram for rocks of El Viar, Castilblanco and Gerena zones. Grey area shows the basics rocks of the Seville Range batholith after de la Rosa (1992).

mentos y rocas volcánicas cubren el extremo oriental del BSNS y los diques que lo recorren, fosilizando todas estas estructuras (Fig. 1).

La ZSP contacta al norte con la Zona de Ossa-Morena (ZOM) a lo largo de la banda metamórfica de Aracena (Bard, 1969). Por sus características geológicas, esta banda ha sido interpretada como el resultado de la actividad de una zona de subducción, seguida de una colisión continental (Castro et al., 1999). Esta colisión sería la responsable del cabalgamiento de la ZOM sobre la ZSP. En este ambiente de convergencia tendrían lugar las deformaciones variscas y la intrusión de las rocas del BSNS, para las que se atribuye, desde el punto de vista geoquímico, un ambiente tectónico de margen continental activo (de la Rosa et al., 1993). La corteza inferior de la ZOM muestra edades más antiguas que las de la ZSP según el estudio de núcleos de circon heredados (de la Rosa et al., 2002) apoyando el origen exótico de la ZSP (Quesada, 1991).

Los diques básicos del extremo oriental de la Zona Sudportuguesa

Los diques de diabasas constituyen conjuntos volumétricamente importantes en la parte oriental de la ZSP, al oeste de la cuenca del Viar y en la zona de Castilblanco de los Arroyos. En las proximidades a las localidades de Gerena y Guillena también existen importantes concentraciones de diques (Fig. 1).

Los diques más potentes y abundantes muestran direcciones próximas a la E-O existiendo otros menos potentes de direc-

ciones NNE-SSO o NO-SE. Se puede establecer, además, una variación areal de los diques, de forma que los de orientaciones próximas a la NS o NO-SE predominan en la parte occidental de la zona siendo la orientación E-O la más representativa en la parte oriental. Cuando coexisten varias orientaciones en un mismo lugar, los diques NNE-SSO o NO-SE cortan a los E-O por lo que parecen haberse generado con posterioridad. El buzamiento de los diques es en general alto, variando la potencia observada entre unos centímetros y varios metros. En los diques más potentes es frecuente observar intrusiones de dique en dique. También se ha observado la presencia de enclaves angulosos de composición básica (autolitos), y con menor frecuencia, de la roca encajante (granito, granodiorita). Desde el punto de vista textural muestran una disminución importante del tamaño de grano hacia los bordes, hecho que ha sido interpretado como característico de un borde enfriado, incrementándose el tamaño de grano hacia el centro del dique, donde se pueden encontrar cristales de tamaño centimétrico.

Petrografía

El estudio petrográfico de los diques revela que las fases minerales más representativas son plagioclasa y clinopiroxeno. Los minerales accesorios son opacos, esfena y apatito. Este último, puede presentarse con hábito acicular en la zona del borde del dique. Como productos de alteración aparecen epidota, clorita y carbonatos.

El borde de los diques presenta un tamaño de grano muy fino y en las muestras estudiadas se observa que la plagioclasa constituye fenocristales de

composición An_{60-70} . La textura es dendrítica y en ocasiones aparecen cristales reabsorbidos o microlitos ligeramente zonados englobando a clinopiroxeno.

En el centro del dique la textura es porfídica con fenocristales de plagioclasa, que pueden estar soldados y sin zonar. En ocasiones presentan también textura celular englobados por una matriz subofítica de tamaño de grano medio a fino constituida por plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos, apatito y esfena.

En los fenocristales de plagioclasa se han podido reconocer texturas de sobreenfriamiento, encontrándose éstos

atravesados por cristales de apatito con hábito acicular (Wyllie *et al.*, 1962). En general, se encuentran muy alterados a epidota y carbonatos. La plagioclasa de la matriz se encuentra zonada ($An_{70}-An_{34}$), con el núcleo alterado a epidota y, en ocasiones, incluye clinopiroxeno y minerales opacos.

El clinopiroxeno es de color crema y se altera a clorita. En los bordes puede aparecer alterado a clorita y actinolita y se encuentra tanto en los intersticios dejados por la plagioclasa como dentro de ella. En las muestras pertenecientes al centro de los diques los clinopiroxenos son poiquilíticos englobando a plagioclasas de tamaño de grano fino. En las muestras de las zonas de El Viar el clinopiroxeno muestra una gran homogeneidad composicional, siendo ligeramente más rico en En y Di ($En_{43}Fs_{13}Di_{43}$) que los clinopiroxenos de las muestras de la zona de Castilblanco ($En_{43}Fs_{16}Di_{41}$).

Geoquímica

Las muestras analizadas fueron tomadas en diques intruidos en rocas ígneas graníticas o granodioríticas, en las zonas donde éstos eran más abundantes (Fig. 2). Al existir diferencias en la orientación de los diques, se muestrearon también diabasas con diferentes orientaciones. Los elementos mayores han sido analizados mediante fluorescencia de rayos X en la Universidad de Oviedo. Los elementos traza fueron medidos mediante análisis ICP-MS en la Universidad de Huelva (de la Rosa *et al.*, 2001).

Los resultados de estos análisis muestran, de forma general, una transición composicional entre las muestras situadas al norte o noreste (zona de El Viar) y las situadas al sur o suroeste (Gerena). Así, el contenido en SiO_2 varía entre 45.8-50.24, siendo las muestras más básicas las del sur y las menos básicas las del norte. El contenido en TiO_2 y alcalis aumenta hacia el norte, disminuyendo el de Mg. La representación de los análisis químicos en un diagrama TAS (Total Alcalis-Silice), permite observar una transición desde basaltos subalcalinos (muestras de Gerena y Castilblanco) a traquibasaltos alcalinos (muestras de la zona de El Viar) (Fig. 2), muy similares a los observados en las rocas básicas del BSNS (de la Rosa, 1992) (Fig. 3). Este diagrama refleja, por tanto, una variación composicional desde términos toleíticos al suroeste hacia términos alcalinos al noreste.

En cuanto a la variabilidad composicional del centro al borde del dique, puede observarse que no existe

zonación química, excepto un leve enriquecimiento en Mg y empobrecimientos en TiO_2 , Fe_2O_3 y K_2O en los piroxenos de los bordes de los diques respecto de los del centro. Esta zonación química es coherente con la textura observada en los bordes de los diques en, donde el clinopiroxeno se encuentra cristalizado precozmente e incluido en las plagioclasas junto con minerales opacos. No se observan enriquecimientos en silicio o alcalis del borde al centro, lo que permite desestimar cualquier proceso de asimilación "in situ" con la roca encajante de naturaleza granítica. El borde del dique se enriquece en elementos de transición (Cr, Co, Ni y Cu) y se empobrece en Rb, Sr, Ba y LREE -MREE. Esta variación puede corresponder a una mayor abundancia de clinopiroxeno y, posiblemente, minerales opacos en el borde del dique, y enriquecimiento de plagioclasa en el centro.

Proyectando todas las muestras analizadas en un perfil de REE (*Rare Earth Elements*) normalizados a condrito según Nakamura (1974), se puede observar en general una pauta de empobrecimiento de elementos MREE y HREE frente a los LREE (Fig. 3A). Esta tendencia es muy marcada en las diabasas de la zona de El Viar, como es típico de las rocas más ricas en álcalis. En este diagrama se hace de nuevo patente una variación composicional entre las muestras del norte (zona de El Viar) y las del sur. Las más enriquecidas en REE, sobre todo en LREE (La, Ce, Pr, Nd y Sm), son las del norte. Las más empobrecidas son las del sur (Gerena y Castilblanco). Estas últimas presentan además una anomalía positiva en Eu.

En un diagrama de elementos incompatibles normalizados a MORB (Pearce, 1982), puede observarse un enriquecimiento en elementos LIL (*Large Ion Lithophile*) o de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba, Th) y un patrón casi horizontal, ligeramente empobrecido en los elementos inmóviles de alto potencial iónico (HFS o *High Field Strength*) respecto del MORB (Fig. 3B y C). Este patrón es típico de basaltos de arcos de islas (Pearce, 1982). Además, la anomalía negativa de Nb, más marcada en la zona de Castilblanco y Gerena, es típica también de magmas relacionados con contextos de subducción. En la zona de El Viar puede destacarse un enriquecimiento en Nb, Ce y P que puede llegar a ser el doble que los valores correspondientes a los MORB (Fig. 3B). Este enriquecimiento ha sido interpretado como debido a la participación de manto litosférico en la génesis de este tipo de roca (Saunders *et al.*, 1991).

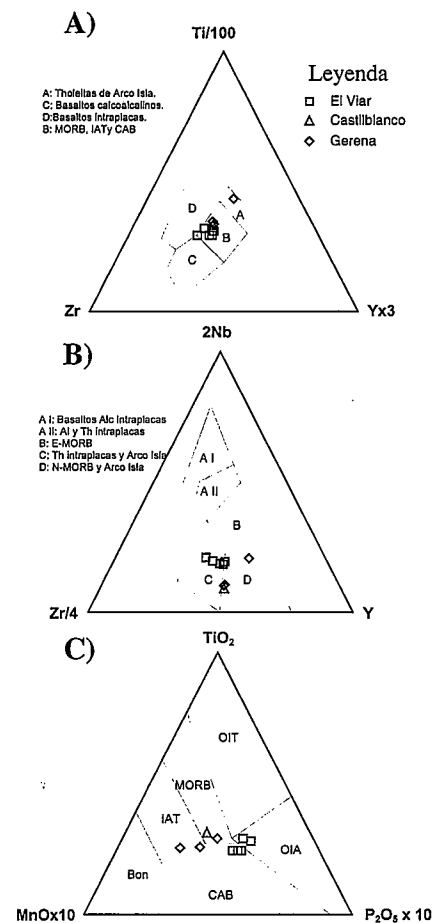


Fig. 4.- A) Diagrama Ti/100-Zr-3Y de Pearce y Cann (1973). B) diagrama 2Nb-Zr/4-Y de Meschede (1986). C) TiO_2 -MnOx10- $P_2O_5 \times 10$ de Mullen (1983).

Fig. 4.- A) The Ti/100-Zr-3Y discrimination diagram (Pearce and Cann, 1973). B) The 2Nb-Zr/4-Y discrimination diagram (Meschede, 1986). C) The TiO_2 -MnOx10- $P_2O_5 \times 10$ discrimination diagram Mullen 1983)

Diagramas de discriminación tectonomagmática

Los diagramas de discriminación tectonomagmática han contribuido a identificar el ambiente tectónico en el que se generaron los diques básicos, aunque su uso no ha sido por sí solo determinante. La proyección de los datos geoquímicos en este tipo de diagramas pone de manifiesto el carácter transicional entre MORB y basaltos de arco de islas y tholeiitas de margen continental para las diabasas analizadas.

En el diagrama triangular Ti/100-Zr-3Y (Fig. 4A) de Pearce y Can (1973), las muestras se localizan en el campo B correspondiente a MORB, tholeiitas de arco de islas y basaltos continentales. En el diagrama 2Nb-Zr/4-Y (Fig. 4B) de

Meschede (1986) se observa para las rocas estudiadas un carácter transicional entre los campos C y D, es decir, entre tholeitas intraplaca y arco de islas y N-MORB. Por último, en el diagrama TiO_2 - $MnOx10-P_2O_5x10$ de Mullen (1983), se indica un carácter intermedio entre MORB y tholeitas de arco de islas (Fig. 4C).

Discusión y conclusiones

Teniendo en cuenta lo expuesto, puede concluirse que las diabasas analizadas muestran una variación composicional en relación con la posición geográfica en la que se sitúan. Esta variación consiste en una transición desde términos más alcalinos en el norte (zona de El Viar) a más toleíticos en el sur (Castilblanco y Gerena). Se observa además un enriquecimiento de REE de sur a norte.

Con respecto a las características geoquímicas, las diabasas del sur son coherentes con tholeitas de arco de islas (empobrecimiento respecto del MORB de elementos de alto potencial iónico y anomalía negativa en Eu). Para las muestras del norte puede establecerse igualmente un ambiente de margen convergente, si bien las diferencias en el contenido de Nb, Ce, y P pueden interpretarse como el resultado de una mayor participación del manto litosférico. Al no haberse observado variaciones composicionales de las diabasas con respecto a la orientación de las mismas, puede concluirse que las diferencias químicas se relaciona exclusivamente con una variación composicional de la fuente en función de la situación espacial, existiendo un mayor espesor de la litosfera continental en el norte en comparación con el sur.

Comparando estos patrones con los obtenidos por de la Rosa (1992) para las rocas básicas del BSNS (Fig. 3B y 3C), se observan características composicionales semejantes a las observados

en las diabasas (enriquecimiento en elementos LIL y elementos HSF poco abundantes respecto al N-MORB excepto Nb, Ce y P). Esto implica que la fuente para ambos tipos de rocas debió de ser la misma y el ambiente tectónico debió de ser también similar. Por ello, la génesis de los diques de diabasa puede estar en relación con la reactivación y fusión parcial del mismo manto que generó las rocas básicas del BSNS, dentro de un contexto de margen convergente. Los resultados del estudio de los sistemas de fallas que se desarrollan en el área hasta la formación de la cuenca del Viar, así como la determinación de los paleoesfuerzos asociados a esta tectónica frágil, muestran también una situación tectónica coherente con un proceso de convergencia (García Navarro, 2001). Esto implica que tanto las rocas del BSNS como las diabasas habrían intruído durante los últimos estadios de la colisión entre la ZOM y la ZSP.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco de los proyectos PB94-1085 y PB97-0439, el PAI (Grupo RNM-120) y la Universidad de Huelva.

Referencias

- Bard, J.P. (1969): Thèse, USTL, Montpellier. 397 pp.
- Cabanis, B. y Lecolle, M. (1989): *C. R. Acad. Sci. Paris Ser. II*, 309, 2023-2029.
- Castro, A., Fernández, C., El-Hmidi, H.; El-Biad, M.; Díaz, M.; de la Rosa, J.D. y Stuart, F. (1999): *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 26-37.
- de la Rosa, J.D (1992): *Tesis Doctoral. Univ. de Sevilla*: 312 pp. (inédita).
- de la Rosa, J.D., Rogers, G. y Castro, A. (1993): *Rev. Soc. Geol. de España*, 6(1-2), 141-149.
- de la Rosa, J.D., Chacón, H., Sánchez de la Campa, A., Carrasco, R. y Nieto, J.M. (2001): *Libro de Actas del IIIer Congreso Ibérico de Geoquímica. Zaragoza*, 435-438.
- de la Rosa, J.D., Jenner, G. y Castro, A. (2002): *Tectonophysics*, 325, 245-256
- García-Navarro, E. (2001): *Tesis doctoral. Universidad de Huelva*, 225 pp. (inédita).
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986): *Journ. Petrology*, 27: 745-750.
- Meschede, M. (1986): *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- Mullen, E.D., (1983): *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 53-62
- Munhá, J. (1990): En: *Premesozoic Geology of Iberia*. D. Dallmeyer y E. Martínez. Springer Verlag, 363-369.
- Nakamura, N. (1974): *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38, 757-775.
- Pearce, J.A. (1982): En: *Andesites*. Thorpe RS (ed). John Wiley & Sons, 525-548.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973): *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J.A., Gorman, B.E. y Birkett, T.C. (1977): *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 121-132.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J. (1979): *Cont. Min. Pet.*, 69, 33-47.
- Quesada, C. (1991): *Tectonophysics*, 185, 225-245.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. y Tarney, J. (1991): En: *The behavior and influence of fluids in subduction zones*. Eds Tarney J, Pickering KT, Knipe RJ, Dewey JF. The Royal Society. London, 151-166.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T. y Ribeiro, A. (1990): En: *Premesozoic Geology of Iberia*. D. Dallmeyer y E. Martínez. Springer Verlag, 348-362.
- Simancas, F. (1983): *Tesis doctoral. Universidad de Granada*, 439 pp. (inédita).
- Wyllie, P.J., Cox, K.G. y Biggar, G.M. (1962): *Journ. of Petrology*, 3-2, 238-243.