

Caracterización de los granitoides variscos de tipo I (ACG) de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Hespérico): Unidad Ácida del Plutón de Valencia del Ventoso (Badajoz)

Characterization of the Variscan I-type (ACG) granitoids of Ossa Morena Zone (Hesperian Massif): the Acid Unit of the Valencia del Ventoso pluton (Badajoz)

Fernando Sarrionandia⁽¹⁾, Manuel Carracedo⁽²⁾, Luis Eguíluz⁽¹⁾ y Benito Ábalos⁽³⁾

⁽¹⁾ Dpto. Geodinámica, Facultad de Farmacia, UPV/EHU, 01006 Vitoria-Gasteiz (Álava). fernando.sarrionandia@ehu.es y luis.eguiluz@ehu.es

⁽²⁾ Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, 48940 Leioa (Vizcaya). manuel.carracedo@ehu.es

⁽³⁾ Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, UPV/EHU, 48940 Leioa (Vizcaya). gppabvib@lg.ehu.es

ABSTRACT

The Valencia del Ventoso Igneous Complex (≈ 349 Ma; Ossa Morena Zone) is composed by the coalescence of several plutonic massifs, standing out by its volume the located in the surrounding areas of the Valencia del Ventoso locality (Badajoz). This pluton includes a wide variety of facies, which have been grouped according to their mineral and chemical composition, in a Basic Unit, which encloses basic rocks, and another unit integrated by intermediate-acid rocks (Acid Unit). The Acid Unit rocks shows mafic minerals characteristics of I-type or ACG granitoids, such as biotite, amphibole, magnetite, diopside and allanite. These rocks are metaaluminous, high-K calcalkaline, enriched in LILE and depleted in Nb, P and Ti, and define a monzonitic association. These rocks resulted from the differentiation of magmas generated in an enriched mantle source by fluid-melts, in a subduction zone, in absence of crustal interaction. Thus, in the southern areas of Ossa Morena Zone, the mantle played an important role in the generation of intermediate-acid magmas and in the crustal growth, since late Tournaisian and during the Visean.

Key-words: Calc-alkaline, I-type granitoids, ACG granitoids, hercynian, Ossa Morena Zone.

RESUMEN

El Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso (≈ 349 Ma; Zona de Ossa Morena) está compuesto por la coalescencia de varios macizos plutónicos entre los que destaca, por su gran volumen, el localizado en los alrededores de la localidad de Valencia del Ventoso (Badajoz). Este plutón incluye una gran diversidad de facies que, de acuerdo a sus características químicas y mineralógicas, han sido agrupadas dentro de una Unidad Básica, la cual incluye rocas básicas, y otra unidad integrada por rocas intermedias-ácidas (Unidad Ácida). Las rocas de la Unidad Ácida contienen minerales máficos característicos de granitoides de tipo-I o ACG: biotita, anfíbol, magnetita, diópsido y allanita. Estas rocas son metaaluminosas, calcoalcalinas, altas en K, con enriquecimientos en LILE y empobrecimientos en Nb, P y Ti, y conforman una asociación monzonítica. Estas rocas son el resultado de una diferenciación de magmas generados en una fuente mantélica, previamente enriquecida por fluidos-fundidos en relación a una zona de subducción, pero que no han interactuado con rocas corticales durante el ascenso. Por tanto, desde finales del Tournaisiense y a lo largo del Viseense, en las áreas meridionales de la Zona de Ossa Morena el manto jugó un papel importante, tanto en la generación de magmas intermedios-ácidos así como en el crecimiento cortical.

Palabras clave: Calcoalcalino, granitoides de tipo-I, granitoides ACG, hercínico, Zona de Ossa Morena.

Geogaceta, 50-1 (2011), 43-46.

ISSN:2173-6545

Fecha de recepción: 15 de Febrero de 2011

Fecha de revisión: 28 de Abril de 2011

Fecha de aceptación: 27 de Mayo de 2011

Introducción

El Macizo Hespérico integra un gran número de cuerpos plutónicos variscos, que muestran un amplio espectro composicional derivado, por una parte, de la participación de distintas fuentes en la génesis de los magmas primarios y, por otra, de la variable incidencia de los distintos mecanismos de diversificación magmática sobre ellos. Los datos geoquímicos e isotópicos de la mayoría de estos plutones señalan que la

contribución cortical ha sido indiscutible, sobre todo en la generación de las facies más evolucionadas, por lo que los granitoides con marcadas signaturas mantélicas son muy escasos (Bea *et al.*, 1987). En la rama sur del Macizo Hespérico, concretamente en el sector meridional de la Zona de Ossa Morena, afloran una serie de plutones de pequeñas dimensiones (80 – 120 km²), alineados según las directrices hercínicas N120-130E, entre los que destacan, de NO a SE, los de Brovales, Burguillos del Cerro,

Valencia del Ventoso, Culebrín y Santa Olla-Aguablanca (Fig. 1). Cada uno de estos plutones integra numerosas facies básicas e intermedias, y en menor medida, ácidas, de carácter calcoalcalino y metaaluminoso, con características isotópicas que implican la mezcla entre magmas basálticos y materiales corticales en su génesis (Casquet y Galindo, 2004).

Estos plutones intruyen principalmente en los materiales esquistoso-grauváquicos de la Serie Negra (Neoproterozoico supe-

rior; Carvalhosa, 1965) que forman el núcleo de la antiforma varisca de Monesterio (Alia-Medina, 1963). Las intrusiones se desarrollan a lo largo del Viseense, aunque los primeros magmas se emplazaron a finales del Tournaisiense (e.g., Sarrionandia y Carracedo, 2006; Romeo, 2006; Montero *et al.*, 2000; Pin *et al.*, 1999; Dupont *et al.*, 1981), probablemente dentro de un contexto de colisión continental (Casquet y Galindo, 2004).

En este trabajo se aportan nuevos datos de las facies diferenciadas de uno de los plutones más representativos de esta alineación magmática, el Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso, situado unos 15 km al sur de la ciudad de Zafra (Badajoz), en torno a la localidad pacense de Valencia del Ventoso (e.g., Pons, 1982; Sarrionandia, 2006).

Rasgos geológicos esenciales del Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso

El Complejo Plutónico de Valencia del Ventoso (≈ 349 Ma; Sarrionandia y Carracedo, 2006) intruye en dirección N40E en la parte central del núcleo de la Antiforma de Monesterio, y ocupa una superficie aproximada de 120 km². Está formado por tres pequeños stocks individualizados, de composición básica-intermedia, denominados Medina de las Torres, Valencia del Ventoso y el Pozuelo, y están intruidos a su vez por un plutón de mayor tamaño, denominado plutón de Valencia del Ventoso (PVV) (Fig. 1). Intruyendo al complejo ígneo hay un extenso y diverso haz filoniano de dirección E-O constituido por aplitas, riolitas, microgabros y andesitas (Sarrionandia, 2006).

El PVV tiene unos 90 km² y una acusada morfología elipsoidal, con su eje largo dispuesto también en la dirección N40E. Este plutón incluye una gran diversidad de facies, que en base a sus características composicionales y sus relaciones de intrusión se han agrupado en dos unidades, una integrada esencialmente por rocas básicas (Unidad Básica) y otra integrada por rocas intermedias y ácidas (Unidad Ácida). Las rocas de la Unidad Básica están ubicadas en el centro del plutón y están intruidas por las de la Unidad Ácida, objeto concreto de este trabajo, en las zonas periféricas. Esta distribución espacial confiere al PVV un modelo de zonado concéntrico inverso.

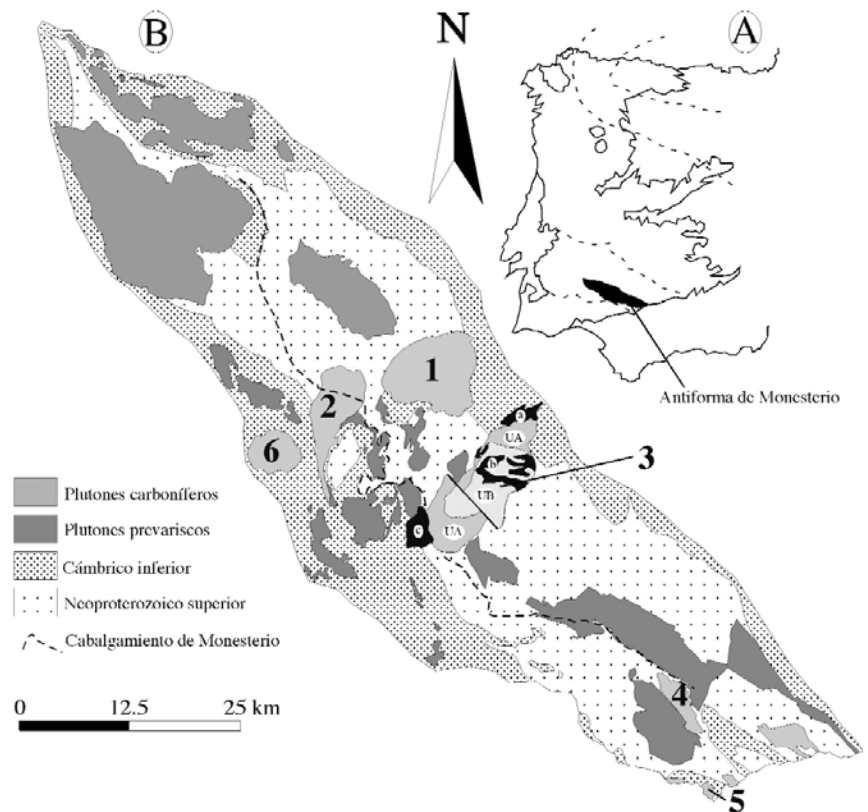


Fig 1.- A) Localización de la antiforma de Monesterio dentro del Macizo Hespérico. B) Principales plutones carboníferos de tipología I (ACG) de la antiforma de Monesterio: 1) Burguillos del Cerro, 2) Brovales, 3) Valencia del Ventoso, 4) Culebrín, 5) Aguablanca y 6) La Bazana. a) stock de Medina de las Torres; b) stock de Valencia del Ventoso, c) stock del Pozuelo; UA) Unidad Ácida y UB) Unidad Básica del plutón de Valencia del Ventoso indiferenciados.

Fig 1.- A) Location of the Monesterio antiform in the Hesperian Massif. B) Main I-type (ACG) carboniferous plutons in the Monesterio antiform: 1) Burguillos del Cerro, 2) Brovales, 3) Valencia del Ventoso, 4) Culebrín, 5) Aguablanca, and 6) La Bazana. a) Medina de las Torres stock, b) Valencia del Ventoso stock, c) Pozuelo stock; UA) Acid Unit and UB) Basic Unit of the Valencia del Ventoso pluton.

Petrografía y mineralogía de la Unidad Ácida

La Unidad Ácida (UA) está constituida por cuarzdioritas, cuarzomonzodioritas, granodioritas y monzogranitos (Fig. 2A). Son rocas de estructura masiva y fábrica plano-lineal, magmática, holocristalinas, faneríticas, mesocráticas a leucocráticas, que tienen en general una textura hipidiomórfica inequigranular seriada, de grano medio a grueso. Sólo las granodioritas son francamente porfídicas, mostrando fenocristales (1-3 cm) de plagioclasa y feldespato potásico o de cuarzo y biotita.

Aunque la moda de las rocas de esta unidad es variable, cualitativamente su mineralogía es relativamente uniforme. Los minerales esenciales son plagioclasa ($An_{18}-An_{47}$), cuarzo, feldespato potásico (microclina y microclina perfitica), biotita y anfíbol (magnesio-hornblenda, edenita y actinolita). El anfíbol engloba con frecuencia relictos de piroxeno (diópsido). Los mi-

nerales accesorios son magnetita, ilmenita, apatito, circón, esfena \pm epidota \pm piroxeno (diópsido) \pm allanita \pm pirita. Esta asociación mineral es característica de los granitoides de tipo I o granitos calcoalcalinos con anfíbol (ACG; Barbarin, 1999). Tras la corrección del efecto biotita las rocas de la UA proyectadas en el diagrama QAPF (Lameyre y Bowden, 1982; Fig. 2A) definen una trayectoria intermedia entre la de las asociaciones granodioríticas calcoalcalinas y la de las asociaciones monzoníticas (tipo Vosgos-Córcega) (Fig. 2A). En base a la composición química de las biotitas proyectada en los diagramas de Nachit *et al.* (1985), Abdel-Raman (1994) y Rossi y Chevremont (1987) las rocas de la UA forman una asociación subalcalina o monzonítica magnesipotásica (Fig. 2B-C).

Geoquímica de la Unidad Ácida

Las rocas de la UA tienen contenidos en sílice comprendidos entre el 56.98 wt% y el

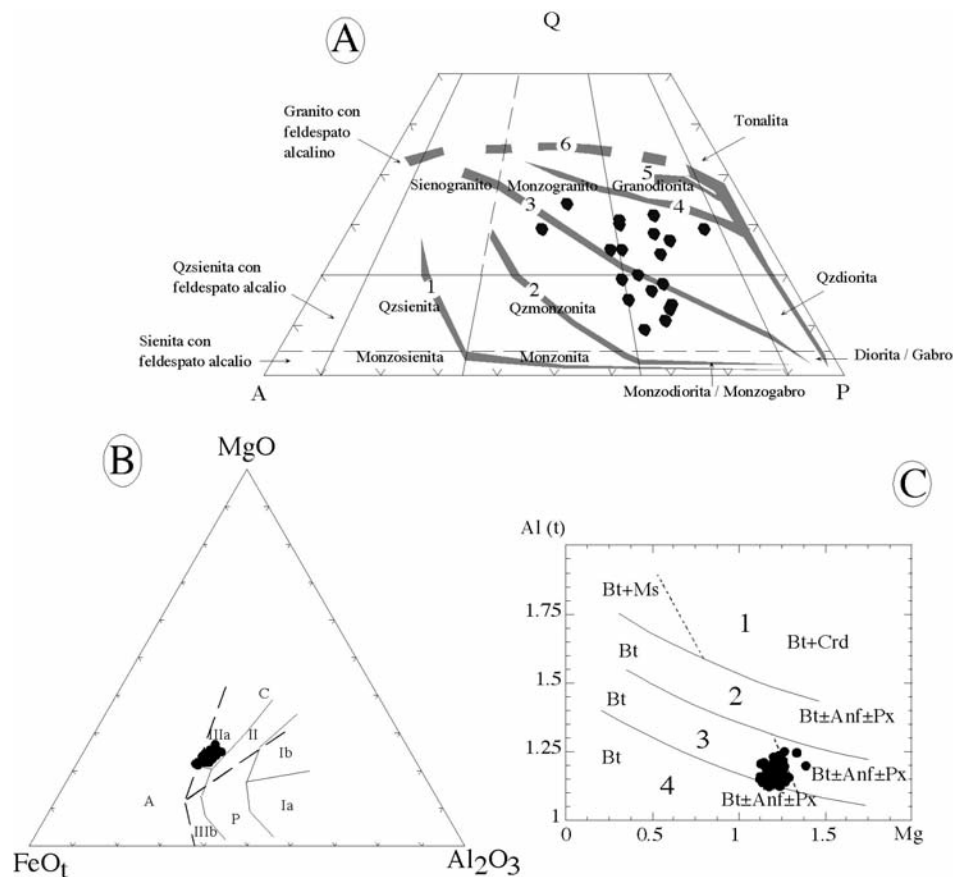


Fig 2.- A) Diagrama QAP de las facies ácidas-intermedias del plutón de Valencia del Ventoso tras la corrección del efecto biotita (Bonin *et al.*, 1982). Las líneas grises se corresponden con las trayectorias de las series magmáticas definidas por Lameyre y Bowden (1982); B) Diagrama MgO-FeO^{Tot}-Al₂O₃ con los campos diferenciados por Abdel-Raman (1994), y Rossi y Chevremont (1987). C) Diagrama Mg - Al^{Tot} de Nachit *et al.* (1985).

Fig 2.- A) QAP diagram of the intermediate-acid rocks of the Valencia del Ventoso pluton after "biotite effect" correction (Bonin *et al.*, 1982); the grey lines correspond with the magmatic series trends defined by Lameyre and Bowden (1982); B) MgO-FeO^{Tot}-Al₂O₃ diagram with different fields defined by Abdel-Raman (1994), and Rossi and Chevremont (1987). C) Mg - Al^{Tot} diagram of Nachit *et al.* (1985).

70.24 wt%, y se clasifican como cuarzo-monzodioritas, granodioritas y adamellitas (diagrama P-Q; Debon y Le Fort, 1982). Se trata de rocas subalcalinas (diagrama TAS con la línea de McDonald y Katsura, 1964), calcoalcalinas (diagrama AFM; Irvine y Baragar, 1971) y altas en K (Peccerillo y Taylor, 1976). Sus contenidos en REE varían entre 121.50 - 222.12 ppm. Los diagramas de REE normalizados (condrito de Evensen, 1978; Fig. 3B) muestran perfiles muy similares, notablemente fraccionados $(La/Yb)_N = 5.75 - 13.57$, con mayor fraccionación en las LREE (3.19) que en las HREE (1.95), y variables anomalías negativas en Eu ($Eu/Eu^* = 0.48-0.93$). Los espectros multielementales normalizados (manto primitivo de Sun y McDonough, 1989) muestran perfiles aserrados, con marcadas anomalías negativas en Nb, P y Ti, y un notable enriquecimiento en los LILE (especialmente en Ba) con respecto a los HFSE. Destacan también las notables variaciones en los contenidos en U y Th, que dan lugar a anomalías tanto positivas como negativas.

En el diagrama P-Q (Debon y Le Fort, 1982) las rocas de la UA forman una asociación cafémica, integrada exclusivamente por términos metaaluminosos, y en el dia-

grama B-Q-F (Debon y Le Fort, 1982) definen una asociación monzónica (Fig. 3A). El tipo de asociación obtenido según los criterios de Debon y Le Fort (1982) difiere ligeramente del obtenido en función de los criterios modales de Lameyre y Bowden (1982), pero coincide con la obtenida a partir de la composición de las biotitas proyectada en diversos diagramas (Nachit *et al.*, 1985; Abdel-Raman, 1994; Rossi y Chevremont, 1987).

Los datos isotópicos indican que todas las rocas del complejo plutónico de Valencia del Ventoso son cogenéticas y proceden de la fusión parcial de rocas mantélicas modificadas por fluidos-fundidos derivados de una zona de subducción (Sarrionandia y Carracedo, 2006). Así mismo, la escasa dispersión obtenida en las relaciones $^{143}Nd/^{144}Nd_{(349Ma)}$ y $^{87}Sr/^{86}Sr_{(349Ma)}$ y la ausencia de correlaciones positivas SiO_2-Sr_{349Ma} o negativas SiO_2-Nd_{349Ma} , descartan la asimilación de material cortical como mecanismo de diversificación (Sarrionandia y Carracedo, 2006). Por tanto, las rocas intermedias-ácidas de la UA se formarían a partir de la cristalización fraccionada de magmas mantoderivados.

Conclusiones

Las rocas de la UA del plutón de Valencia del Ventoso son cuarzo-monzodioritas, granodioritas y adamellitas, cuyos minerales máficos característicos son biotita, anfíbol, magnetita ± diópsido ± allanita. Son rocas intermedias-ácidas, calcoalcalinas y altas en K, ricas en LILE y pobres en Nb, P y Ti, que forman una asociación monzónica. Representan los líquidos diferenciados de magmas procedentes de una fuente mantélica, enriquecida por fluidos-fundidos derivados de una zona de subducción, que no han experimentado interacción con rocas/líquidos corticales. Por tanto, en la parte meridional de la Zona de Ossa Morena (Macizo Hespérico), desde finales del Tournaisiense y a lo largo del Viseense, el manto jugó un papel importante en la generación de magmas intermedios-ácidos y, por tanto, en el crecimiento cortical.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por la Universidad del País Vasco/EHU (Grupo de Investigación GIU09/61), y por el Ministerio de Ciencia e Innovación ("Grupo Consolidado", Proyecto

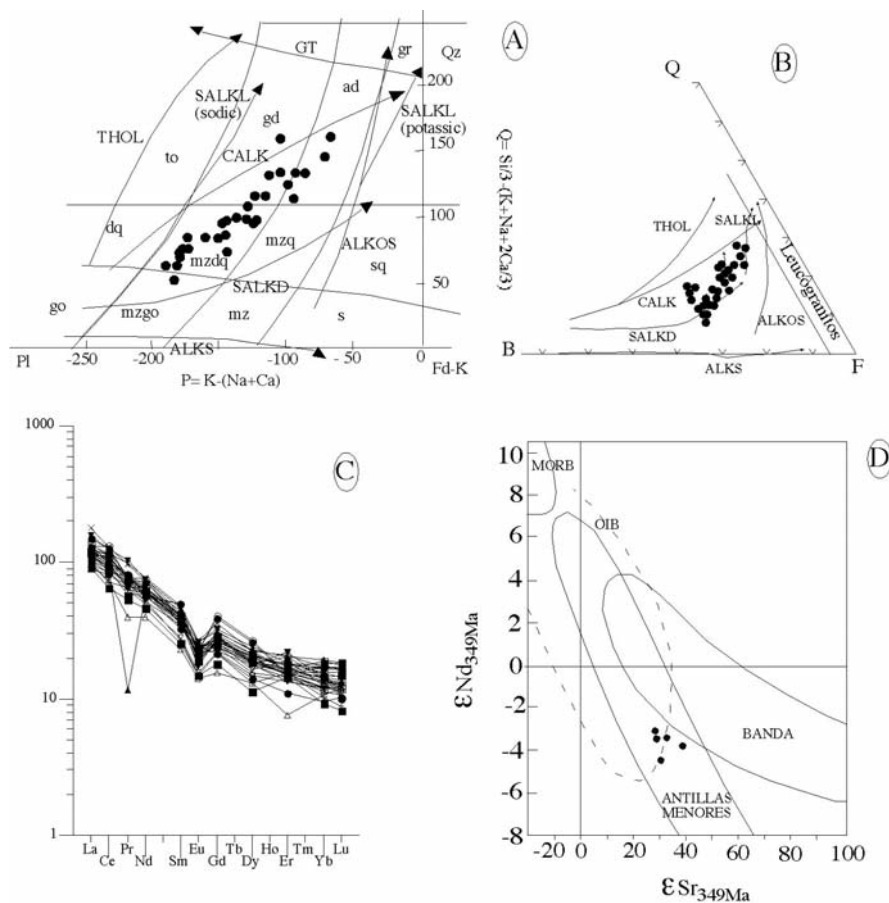


Fig. 3.- A y B) Diagramas P-Q y B-Q-F (Debon y Le Fort, 1982); cada flecha corresponde a un tipo de asociación magmática. C) Diagrama de REE normalizadas frente al condrito (Evensen *et al.*, 1978). D) Diagrama $eSr_{349Ma} - eNd_{349Ma}$, donde se han proyectado cinco muestras de la Unidad Ácida.

Fig 3.- A and B) P-Q and B-Q-F diagrams (Debon and Le Fort, 1982); each arrow correspond with a particular magmatic series. C) Chondrite normalized REE diagram (Evensen *et al.*, 1978). D) Plot of five samples of the Acid Unit in the $eSr_{349Ma} - eNd_{349Ma}$ diagram.

CGL2008-01130/BTE). También quisieramos agradecer enormemente las aportaciones realizadas a este trabajo por Andrés Cuesta Fernández y María del Carmen Galindo.

Referencias

Abdel-Rahman A.M. (1994). *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
 Alia-Medina, M. (1963). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 20, 247-262.

Barbarin, B. (1999). *Lithos*, 46, 605-626.
 Bea, F., Sánchez, J.G. y Serrano-Pinto, M. (1987). En: *Geología de los granitoides y rocas básicas asociadas del Macizo Hespérico*. (F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López-Plaza, M.D. Rodríguez, Eds). Rueda (Madrid), 87-194.
 Bonin, B., Lameyre, J., y Giret, A. (1982). En: *9^o RAST*, Paris, Soc. Géol. Fr. (abstract), 69.
 Carvalho, B.A. (1965). *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo)*. Memórias do Serviço Geológico de Portugal, 11, 130 p.

Casquet, C. y Galindo, C. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Eds.). SGE-IGME, Madrid, 194-199.
 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.
 Evensen, M.M., Hamilton, P.J. y O’Nions, R.K. (1978). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199 - 1212.
 Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.
 Lameyre, J. y Bowden, P. (1982). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-186.
 McDonald, G.A. y Katsura, T. (1964). *Journal of Petrology*, 5, 83-133.
 Montero, P., Salman, K., Bea, F., Azor, A., Expósito, I., Lodeiro, F., Martínez-Poyatos, D. y Simancas, F. (2000). En: *Basement Tectonics Galicia 2000. Program and Abstracts*, 136-138.
 Nachit, H., Razafimahafa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences de Paris*, 301, 813-818.
 Peccerrillo, R. y Taylor, S.R. (1976). *Contributions to Mineral Petrology*, 58, 63-81.
 Pin, C., Paquette, J.-L. y Fonseca, P. (1999). En: *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*, 219-222.
 Pons, J. (1982). *Un modèle d’évolution de complexes plutoniques: gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidental (Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Toulouse, 451 p.
 Romeo, I. (2006). *Estudio estructural, gravimétrico y geocronológico del complejo ígneo de Santa Olalla (SO de la Península Ibérica): marco tectónico del yacimiento de Ni-Cu-(EGP) de Aguablanca*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 228 p.
 Rossi, Ph. y Chevremont, Ph. (1987). *Géochronique*, 21, 14 - 18.
 Sarrionandia, F. y Carracedo, M. (2006). *Geogaceta*, 41, 207 - 210.
 Sun, S.-S. y McDonough, W.F. (1989). En: *Magmatism in the ocean basins* (A.D. Saunders y M.J. Norry, Eds.). Geological Society of London Special Publications, 42, 315 - 345.