

Diferencias mineralógicas y geoquímicas del vulcanismo inicial de Fuerteventura

Mineralogical and geochemical differences of the initial volcanism of Fuerteventura

M. Muñoz ⁽¹⁾, J. Sagredo ⁽²⁾ y C. de Ignacio ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento Petrología y Geología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid. fuertm@geo.ucm.es

⁽²⁾ Instituto de Geología Económica, CSIC, Universidad Complutense, 28040, Madrid. sagredo@geo.ucm.es

⁽³⁾ Departamento Biología y Geología, ESCET, Universidad Rey Juan Carlos, 28933 Móstoles, Madrid. cristina.deignacio@urjc.es

ABSTRACT

The initial growth stage of the Fuerteventura Island is represented by submarine, transitional and subaerial volcanics. Among the submarine types, two can be distinguished: a basaltic (s.l.) one, and a basanitic one. The latter is characterized by the presence of hydrous ferromagnesian minerals (kaersutite, phlogopite) and a more alkaline character, whereas the former shows a less alkaline character that brings it closer to the subaerial group. All these groups would be generated from different partial melt degrees of a garnet-bearing mantle source. However, for the basanitic group, also a shallower (oceanic lithosphere) melting and an amphibole-bearing source have to be invoked.

Key words: submarine-subaerial, basaltic-basanitic volcanism, mineralogy, geochemistry, Fuerteventura

Geogaceta, 44 (2008), 15-18

ISSN: 0213683X

Introducción Geológica

El estadio de crecimiento inicial de la isla de Fuerteventura está representado por: un tramo de depósitos volcánicos de carácter submarino (episodio SS de Muñoz *et al.*, 2003; Muñoz y Sagredo, 2004), otro con características transicionales (tramo hidroclástico de Muñoz *et al.*, 2002) y otros que deben adscribirse, al menos en parte, a los materiales subaéreos más bajos (edificios inferiores de Ancochea *et al.*, 1996) de los Edificios volcánicos Miocenos. Este artículo hace referencia a los aspectos composicionales que distinguen principalmente a los materiales volcánicos submarinos (estadio sumergido), de los subaéreos tempranos.

Los materiales representativos de la formación volcánica submarina ocupan una extensión superficial importante dentro del Complejo Basal (Fig. 1). Aparecen distribuidos en una banda aproximadamente paralela a la costa occidental, y sus afloramientos más importantes se encuentran entre el barranco de los Molinos al N y el barranco de Tarajalito al S, continuándose hacia el interior, desde la costa, aproximadamente hasta los 500 m, que podrían representar la potencia máxima visible. En ningún caso constituyen una secuencia continua y estructurada de depósitos volcánicos, sino que aparecen como esquistas centimétricas, o en masas de unos pocos

metros entre un denso enjambre de diques, de dirección dominante NNE-SSO, en parte contemporáneos. La malla de diques supone entre el 70 y el 90% de afloramiento según los sectores, por lo cual sólo en determinados lugares se reconocen adecuadamente morfologías y productos característicos de emisión submarina: tobas hialoclastíticas, altamente vesiculares, pillow-brechas y brechas de fragmentos de pillows, junto a productos lávicos masivos. La alta vesicularidad y tamaño (0.5 mm) de vesículas que presentan las esquistas vítreas de las hialoclastitas indican emisión en aguas someras, lo cual es congruente con la presencia de depósitos sedimentarios arrecifales del Oligoceno Superior. Dentro de esta formación submarina (episodio SS de los autores) se ha reconocido la presencia de dos grupos litológicos de composición mineralógica diferente.

Dentro del tramo submarino, se han distinguido dos grupos litológicos (ver Fig. 1; 2 a y b): a) Un grupo basáltico en sentido amplio (s.l.) que ocupa topográficamente la posición inferior (ver Fig.1); b) otro grupo de composición basanítica con minerales hidratados (kaersutita y flogopita) que ocupa preferentemente posiciones más altas hacia el S y bastante más bajas hacia el N. Este grupo aparece como depósitos de pillows en todas sus variantes.

Las edades K/Ar (Ibarrola *et al.*, 1989) y Ar-Ar (Gutiérrez *et al.*, 2006) de este episo-

odio datan las emisiones basaníticas, puesto que todas ellas están realizadas en concentrados de mica. El rango de variación oscila entre 29 y 22 Ma, aunque las edades más repetidas se sitúan en el entorno de 26-24 Ma, lo que las hace muy próximas a las del episodio alcalino-carbonatítico (Muñoz *et al.*, 2005). En cualquier caso, éste debió representar un magmatismo de larga duración.

El límite entre los depósitos volcánicos submarinos y los subaéreos del Edificio Inferior (ver Fig. 1, 5) está oscurecido por la importante densidad de diques (de hasta el 90% de afloramiento) que atraviesa y separa a ambos materiales, siempre fragmentarios. Sin embargo, la presencia de plagioclasa abundante de los fragmentos basálticos subaéreos, así como la ausencia de minerales hidratados (anfíbol o flogopita) son magníficos criterios discriminantes entre ambos grupos. Las litologías representativas de las tobas y brechas monogénicas y poligénicas subaéreas, más próximas a dicho límite, son basaltos piroxénico-olivínicos, con abundante plagioclasa en la matriz, así como traquibasaltos.

El estudio que se presenta sólo incluye los tipos menos fraccionados.

Aspectos petrográficos y química mineral

Para la clasificación de los grupos reconocidos se ha combinado la proyección

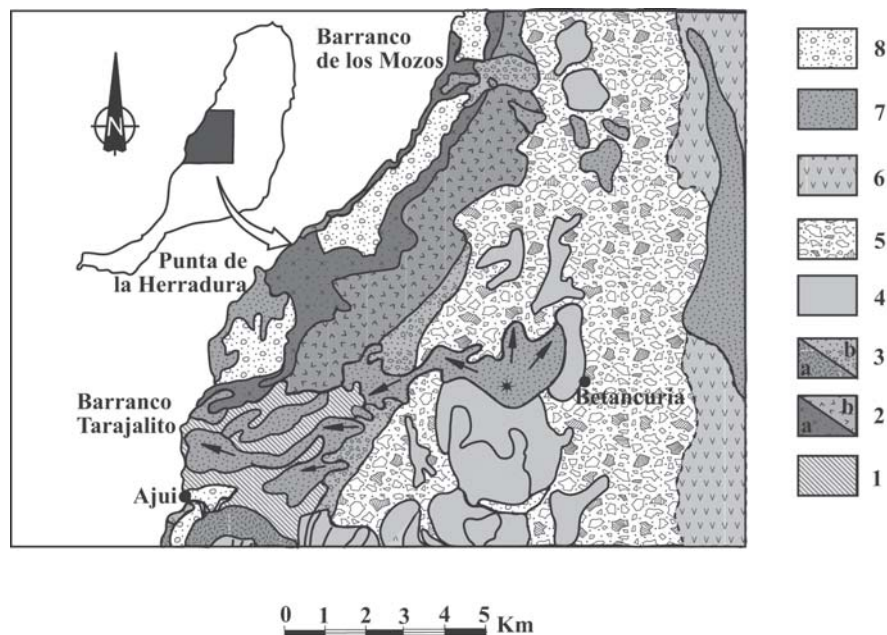


Fig 1.- Mapa geológico del sector centro-occidental del Complejo Basal (modificaciones inéditas de Fúster et al., (1984) incluidas en Muñoz et al., (2003). 1 = Sedimentos mesozoicos; 2 = Serie submarina: a) basanítica; b) basáltica; 3a y 3b = Rocas subvolcánicas-plutónicas, y extrusivas, respectivamente, del EM1; 4 = Plutones indiferenciados del EM2, EM3 y EM4; 5 = Rocas volcánicas transicionales-subaéreas, del EM2; 6 = Vulcanismo mioceno; 7 = Vulcanismo plioceno y cuaternario; 8 = Sedimentos cuaternarios.

Fig 1.- Geologic map of the central-western sector of the Basal Complex (unpublished modifications from Fúster et al., (1984) included in Muñoz et al., (2003). 1 = Mesozoic sediments; 2 = Submarine series: a) basanitic; b) basaltic; 3a and 3b = EM1 subvolcanic-plutonic rocks, and extrusive rocks, respectively; 4 = EM2, EM3 and EM4 undifferentiated plutons; 5 = EM2 transitional-subaerial, volcanic rocks; 6 = Miocene volcanism; 7 = Pliocene and Quaternary volcanism; 8 = Quaternary sediments.

en el diagrama TAS (reduciendo a base anhidra el análisis de las rocas) con los valores normativos. El grupo con flogopita y kaersutita, es el que mejor se agrupa en el campo de las basanitas, lo que concuerda además con los valores de nefelina normativa ($ne_n=6.5-7.5$) y olivino normativo ($ol_n>10-14$). Sin embargo, el grupo submarino sin minerales hidratados aparece bastante más disperso, probablemente debido a su mayor alteración. Unas veces se encuentra alineado con el grupo subaéreo, proyectándose en el campo de los basaltos, otras lo hace en el campo de las rocas subsaturadas, y las menos en el campo de las basanitas. Además, presenta valores más bajos de nefelina normativa ($ne_n=2.5-2.7$), y olivino normativo más alto. El grupo subaéreo comparte con este último grupo los bajos valores de nefelina normativa, pero en general posee menor cantidad de olivino normativo ($ol_n=2-10.5$); se proyecta en el campo de las basanitas, aunque en su límite con los picobasaltos. Se utilizará por tanto el término basanita de manera restrictiva, aplicado a las rocas que mejor cumplen los criterios mencionados, mientras que utilizaremos el término basaltos

en sentido amplio para las otras dos litologías.

El grupo basáltico (s.l) submarino presenta dos facies texturales: una porfídica, con matriz hipocrystalina o microcristalina, escasamente vesicular (tipos masivos, lávicos) y otra con escasos microfenocristales, en matriz vítrea muy vesicular (tobas hialoclastíficas). En ambos casos, los fenocristales son de clinopiroxeno, con escasos restos de olivino alterado a clorita y serpentina. La matriz, cuando es vítrea, está palagonitizada, y cuando es microcristalina está formada por clinopiroxeno dominante y abundantes óxidos metálicos, con albita intergranular.

El grupo basanítico submarino está formado por fenocristales de clinopiroxeno, flogopita-biotita, anfíbol y, en menor proporción, olivino pseudomorfizado, en una matriz hipocrystalina formada esencialmente por clinopiroxeno y, en menor proporción, albita, feldespato potásico, esfena, apatito y óxidos metálicos. Con relativa frecuencia este grupo contiene acumulaciones de clinopiroxeno, flogopita, kaersutita y apatito. Ambos grupos muestran alteración

hidrotermal marcada, representada por granate de tipo andradita-grosularia, epidota rica en Sr, clorita y albita, asociación que indica una temperatura de 400 °C.

El grupo basáltico (s.l.) subaéreo presenta una textura siempre porfídica, constituida por fenocristales de clinopiroxeno y olivino en matriz microgranular, con abundante plagioclasa. El olivino de estos basaltos está pseudomorfizado por sílice, carbonatos (calcita-ankerita), y serpentina, pero el resto de la mineralogía aparece básicamente libre de alteración.

Las variaciones más significativas de la química mineral son las siguientes:

- 1) La composición del clinopiroxeno que, aunque en todos los casos es de tipo diópsido (Fig. 2), presenta importantes diferencias en cuanto al contenido en Ca, bastante más bajo en las litologías volcánicas subaéreas que en las submarinas, acompañado del contenido en TiO_2 . Esto refleja la menor alcalinidad de los fundidos que dan lugar a los basaltos subaéreos frente al conjunto de los submarinos.
- 2) El comportamiento químico de los clinopiroxenos en los dos grupos submarinos es muy similar, y típico de las series marcadamente alcalinas. En ambos casos pueden distinguirse dos poblaciones de clinopiroxenos, una con zonado normal, en la que se produce disminución de MgO y aumento de FeO y TiO_2 de centro a borde del cristal, y otra con zonado inverso, de evolución contraria. En este caso, los núcleos de los cristales que aparecen corroídos, pueden llegar a tener proporciones importantes de componente hedenbergítico. Ello

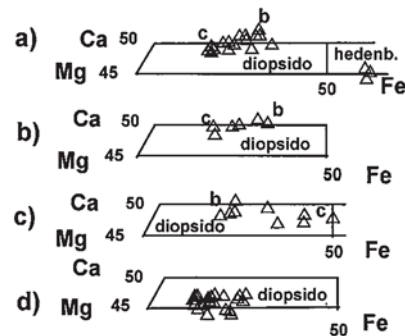


Fig 2.- Clasificación de los piroxenos: a) grupo submarino basáltico; b) y c) grupo submarino basanítico (b= zonado normal; c= zonado inverso); d) grupo subaéreo basáltico

Fig 2.- Classification of pyroxenes: a) basaltic, submarine group; b) and c) basanitic, submarine group (b= normal zoning; c= inverse zoning); d) basaltic, subaerial group

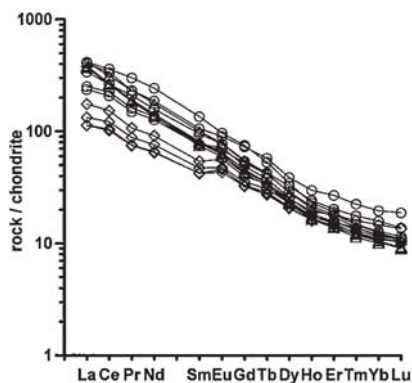


Fig 3.- Espectros de Tierras Raras: grupo submarino basáltico (círculos); grupo submarino basanítico (triángulos); grupo subaéreo basáltico (rombos). Normalización Sun y McDonough (1989)

Fig 3.- Rare earth spectra: basaltic, submarine group (circles); basanitic, submarine group (triangles); basaltic, subaerial group (diamonds). Normalization after Sun and McDonough (1989)

indica que durante el episodio submarino hubo reequilibrio continuo durante sucesivos aportes de fundidos más primitivos, mezclándose éstos con otros más evolucionados (entrada continua de magma en un sistema en extensión).

3) La presencia de minerales hidratados, como mica de tipo flogopita y anfíbol de tipo kaersutita, en el grupo submarino basanítico. La primera evoluciona, a través de un zonado normal, desde núcleos de flogopita típica (por su relación Mg:Fe) a bordes o bien de flogopita menos magnesiánica o, en muchos casos, de biotita, por disminución de MgO y con aumento de TiO₂ y BaO. La kaersutita no presenta zonado importante pero sí modificaciones subsolidus a pargasita y hastingsita en los bordes. Asociado a estas mineralogías aparece como accesorio abundante fluorapatito con SrO (1.5% en peso).

4) Entre los óxidos metálicos de los grupos submarinos es frecuente la presencia de magnetita rica en TiO₂ (o titanomagnetita, Ti 2-5 p.f.u) y cromo-espinela (Cr 1-5 p.f.u.), e ilmenita. La primera es muy abundante en la matriz del grupo submarino, sin anfíbol, ni biotita.

Geoquímica de roca total e interpretación petrogenética

En el diagrama TAS, todos los grupos se proyectan en el campo alcalino. De

ellos, el de alcalinidad más moderada es el grupo basáltico subaéreo.

Todos los grupos tienen representantes de términos primarios o muy próximos a primarios (submarino basáltico: MgO=13-6.45%; basanítico: MgO=10,5-8, %; subaéreo: MgO=7.64- 4,28%) y, consecuentemente, las concentraciones apropiadas de Cr (670-463 ppm en submarino basáltico; 659-509 ppm en basanítico) y Ni (230-270 y 209-229 ppm respectivamente), aunque es el grupo subaéreo el que representa a tipos menos magnesianos y, por tanto, a magmas menos primitivos (Cr 430-510; Ni 186-248 ppm). No obstante, los términos menos magnesianos del grupo submarino basáltico (s.l.) se solapan, por una parte, con los del grupo subaéreo, y por otra con los del grupo basanítico.

El grupo subaéreo tiene contenidos más altos de Al₂O₃ (12-14%), lo que es compatible con la presencia de abundante plagioclasa, frente a los grupos submarinos, mientras que estos últimos tienen un contenido mayor de TiO₂ (4-5 %) frente al grupo subaéreo (TiO₂=2.80-3.10). Ello es congruente con la presencia de las fases ricas en ese componente, como son la kaersutita y flogopita/biotita, o bien con la presencia de abundante titanomagnetita del grupo basáltico submarino lo cual, a su

vez, explica también el contenido más alto de Fe₂O₃ total (=16%) frente a los otros grupos (10-13.75%).

En relación con los elementos traza hay que destacar que los espectros normalizados de REE (Fig. 3) muestran un patrón típico de rocas alcalinas para todos los grupos, con un claro enriquecimiento de las ligeras (LREE) frente a las pesadas (HREE), más acusado en los grupos submarinos. Este tipo de enriquecimiento es típico de magmas alcalinos que se formaron en equilibrio con un componente mantélico con granate. En los basaltos subaéreos es patente una pequeña anomalía del Eu, congruente con la abundancia de plagioclasa en este grupo frente a los otros grupos.

Con respecto al resto de los elementos traza, los más incompatibles muestran una alta concentración en todos los grupos, aunque apreciablemente mayor en los grupos submarinos. Este hecho se refleja en las relaciones Ba/Zr, Nb/Zr y Ta/Y, Th/Y, bastante más altas que los valores condriticos. En esta línea, los aspectos más significativos aparecen expresados en los diagramas normalizados al manto primitivo (Fig. 4), que son los siguientes:

El enriquecimiento de los elementos HFS Ta y Nb con respecto a: los LIL (Rb, Ba, K), U-Th y LREE se manifiesta en to-

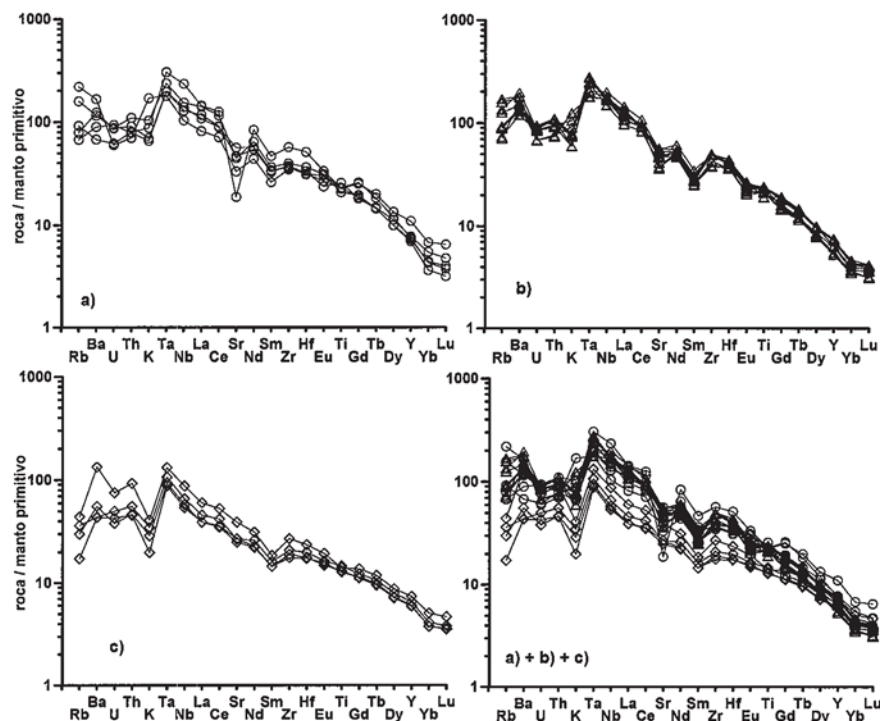


Fig 4.- Diagramas multielementos: a) grupo submarino basáltico (círculos); b) grupo submarino basanítico (triángulos); c) grupo subaéreo basáltico (rombos). Normalización Sun y McDonough (1989).

Fig 4.- Spider diagrams: a) basaltic, submarine group (circles); b) basanitic, submarine group (triangles); c) basaltic, subaerial group (diamonds). Normalization after Sun and McDonough (1989).

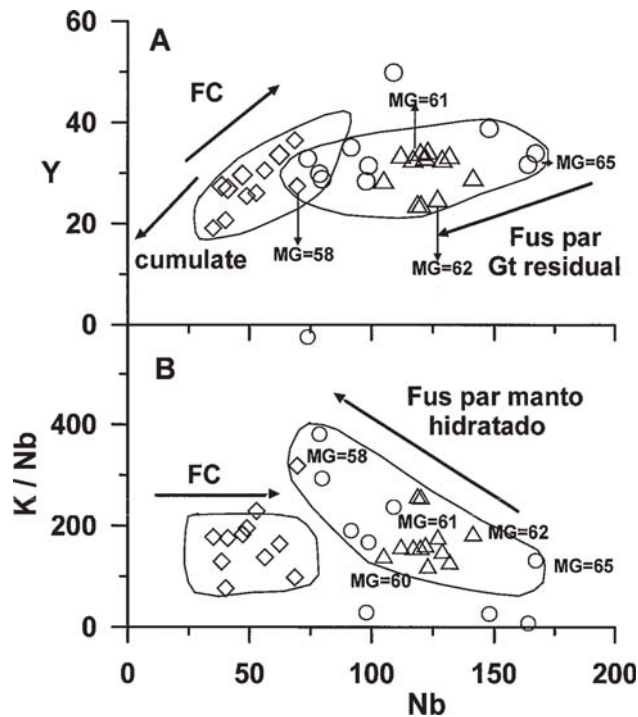


Fig 5.- Diagramas Y-Nb y K/Nb vs. Nb indicativos de los procesos petrogenéticos implicados. Símbolos: grupo submarino basáltico (círculos); grupo submarino basanítico (triángulos); grupo subaéreo basáltico (rombos).

Fig. 5.- Y-Nb and K/Nb vs. Nb diagrams showing the petrogenetic processes involved. Symbols: basaltic, submarine group (circles); basaltic, submarine group (triangles); basaltic, subaerial group (diamonds).

dos los grupos, aunque es más notorio en el grupo subaéreo, excepto en su término más evolucionado ($MgO=4.28$). En este mismo grupo, las anomalías negativas de Rb y K, típicas de basaltos oceánicos derivados de fuente tipo HIMU, están más acentuadas que en los grupos submarinos, indicando una fuente mantélica con anfíbol residual.

El enriquecimiento en Zr con respecto al Y del grupo basáltico subaéreo (el menos enriquecido en incompatibles) es lo suficientemente elevado ($Zr/Y=7.20-7.92$) como para confirmar la presencia de granate residual en la fuente, dado que dicho mineral es el único capaz de generar tal fraccionación (Pearce y Norry, 1979) de estos elementos. Estos valores se duplican en el caso de los grupos submarinos indicando que, además de granate en el residuo, el anfíbol y la flogopita han tenido que haber formado parte de la paragénesis mantélica.

Conclusiones petrogenéticas

Las tendencias de los elementos traza son bastante similares, en todos los grupos, a las de basaltos generados a partir de una fuente mantélica de tipo HIMU.

Adicionalmente, tanto las rocas submarinas como los basaltos subaéreos, y en especial estos últimos, muestran relaciones Rb/Nb, La/Nb y Th/Nb más bajas que las consideradas para componentes mantélicos de tipo EMI y EMII, por lo que estos componentes de litosfera continental no estarían implicados.

La interpretación de las diferencias entre los magmas primarios de los tres grupos, está condicionada por: una fuente mantélica común de tipo HIMU y la presencia de granate y anfíbol en el residuo mantélico. En la figura 5 se pone de manifiesto cómo los tipos litológicos considerados podrían ser el resultado de tasas de fusión variables de un manto con granate residual (A), y con anfíbol residual (B). Sin embargo, ello no se puede producir a partir del mismo término mantélico, puesto que el anfíbol no es estable en el campo del granate. Es necesario, como proponen diferentes autores (p.e. Class *et al.*, 1998) involucrar al manto litosférico oceánico metasomatizado (en parte por fundidos carbonatíticos, como lo indica la alta concentración de Ba de gran parte de las rocas) y a una pluma mantélica (de tipo HIMU-FOZO). Los grupos submarinos con mayor rela-

ción K/Nb (ver Fig. 5) representarían altas tasas de fusión parcial de la litosfera, en la que se consumiría el anfíbol (que pasaría a formar parte del fundido basanítico). Éste se mezclaría con un bajo porcentaje de fundido astenosférico, y a la inversa para el grupo subaéreo inicial.

Tanto desde el punto de vista mineralógico como geoquímica y temporalmente, el grupo submarino basanítico es muy similar a los diques definidos como lampródidos alcalinos (López Ruiz, 1970), que en algunos puntos constituyen plugs o diques brecha similares a los de tipo diatrema (Muñoz *et al.*, 2002; 2003), así como a las piroxenitas anfibólico-biotíticas asociadas a las carbonatitas, por lo que se consideran genéticamente relacionados.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha financiado mediante el CGL2006-03414/BTE y el Grupo de Investigación de Vulcanismo UCM-CAM 910469 (2008)

Referencias

- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F. y Huertas, M.J. (1996). *Journal Volcanology Geothermal and Research*, 70, 183-204
- Class, C., Goldstein S.L., Altherr, R. y Bachélery, P. (1998). *Journal of Petrology*, 39, 881-903
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J.R. y García-Navarro, E. (2006). *GSA Bulletin*, n 118, 785-804
- Ibarrola, E., Fúster, J.M. y Cantagrel, J.M. (1989). En: *ESF Meeting on Canarian volcanism*. Abstracts, 124-129
- López-Ruiz, J. (1970). *Estudios Geológicos*, 26, 173-208
- Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 645-649.
- Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C. (2002). *Geogaceta*, 32, 63-66
- Muñoz, M., Sagredo, J. de Ignacio, C. (2003). En: *Fieldtrip guide: Fuerteventura IV Eurocarb Workshop, Canary Islands, Spain*. 83 pp.
- Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández Suárez, J. y Jeffries, T.E. (2005). *Lithos*, 85, 140-153.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J. (1979). *Contribution Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). En: *Magmatism in the Ocean Basins.* (A.D. Saunders y M.J. Norry Eds.). 313-345.