

Existencia de diques y tobas volcánicas relacionadas con la asociación alcalino-carbonatítica de Fuerteventura (Islas Canarias)

Existence of dykes and volcanic tuffs related to the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura (Canary Islands)

M. Muñoz, J. Sagredo y C. de Ignacio.

Dptº Petrología. Intº Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de Geología. 28040 Madrid.

ABSTRACT

In this work, the existence of volcanic tuffs and dykes related to the alkaline-carbonatitic association is, for the first time, revealed. The characteristics of the fragmentary materials, the possible processes involved in their genesis, and their relationships with the associated dykes are all described. Additionally, preliminary data on their mineralogical and geochemical composition are supplied, which demonstrate the existence of a close compositional relationship between the volcanic set and the more profoundly consolidated rocks belonging to the alkaline-carbonatitic association.

Key words: dykes, volcanic tuffs, alkaline-carbonatitic association, Fuerteventura

Geogaceta, 32 (2002), 63-66
ISSN:0213683X

Introducción

La asociación alcalino-carbonatítica de Fuerteventura comprende una serie variada de miembros silicatados subsaturados que abarca desde términos ultramáficos a términos sálicos (Fúster *et al.*, 1980). Los primeros están representados por diferentes tipos de clinopiroxenitas (Muñoz y Sagredo 2000, de Ignacio *et al.*, 2002): clinopiroxenitas anfibólicas, con abundante apatito y esfena, clinopiroxenitas micáceas de tipo glimmerita y clinopiroxenitas con perovskita. Los términos intermedios son melteigitas-ijolitas que, junto a los anteriores, constituyen el mayor volumen de roca. Los términos más sálicos están representados por sienitas nefelínicas. Estas últimas, y especialmente las carbonatitas (Fúster *et al.* 1968), son los términos menos abundantes y se presentan en forma de diques, segregados y venulaciones cortando a las anteriores. Hasta el momento se ha considerado como un conjunto de consolidación plutónica e hipoabisal. Sin embargo, los datos que aquí se aportan, ponen de manifiesto la existencia de equivalentes volcánicos, cuyos edificios están

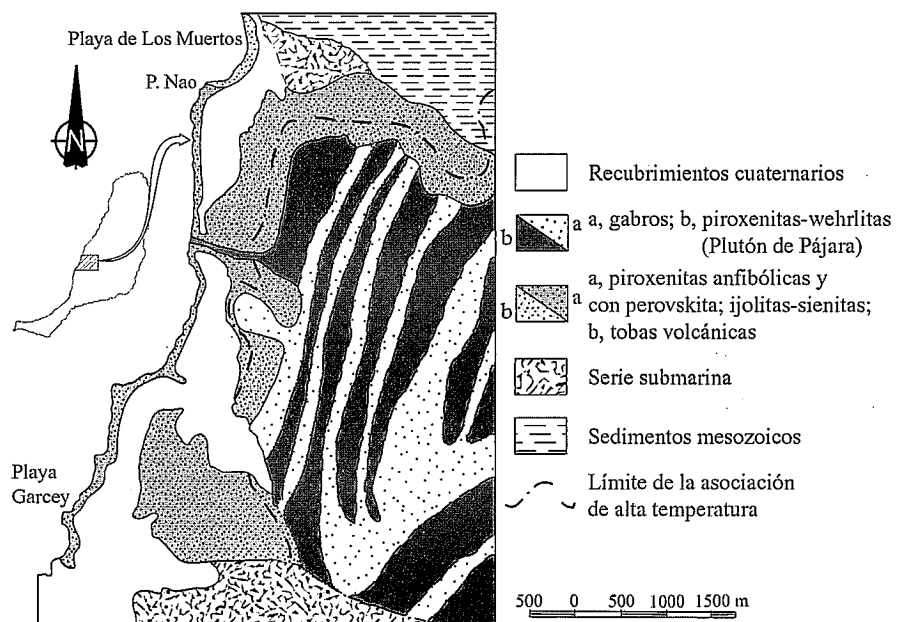


Fig. 1.- Localización de los afloramientos.

Fig. 1.- Location of outcrops.

prácticamente dismantelados. Esta asociación de rocas pertenece al denominado Complejo Basal (Fúster *et al.*, 1968 y Stillman, 1975), dentro del cual corresponden a la serie ultraalcalina de Fúster *et al.*, (1980, 1984), cuyas litologías pe-

netran y se emplazan con posterioridad al conjunto de sedimentos oceánicos jurásico-cretácicos y oligocenos y al vulcanismo submarino a ellos asociado. Teniendo en cuenta la mayoría de los datos, incluidos los propios, el intervalo de

tiempo en el que se desarrolla este magmatismo estaría comprendido entre los 27-28Ma. y los 22-23 Ma. Los afloramientos más representativos de esta asociación aparecen en el sector Centro-Occidental y en el Noroccidental de la isla, aunque afloran de manera casi continua a lo largo de la costa entre ambos sectores. Los materiales que aquí se describen pertenecen al primero de los sectores mencionados.

Relaciones de campo con los materiales adyacentes y características de los mismos

Las rocas fragmentarias y diques asociados aparecen localizadas en la playa de Los Muertos (fig.1), entre el espigón del puerto de Ajuí, y la Punta de La Nao. El material fragmentario constituye casi la totalidad del acantilado, con una potencia visible hasta el nivel del mar de 20-30 m. La proporción de diques, en buena parte singenéticos, con dirección dominante N10°-15°, es moderada (20-30%) y bastante inferior a lo que es habitual en la serie submarina de este sector (70-90%). A techo, roca fragmentaria y diques son sellados por un nivel de 0,50-1 m. de arena de playa, por encima del cual se apoya la base de una colada pliocena con estructura almohadillada (serie 2 de Fúster et al., 1968). Dicha colada y los potentes derrubios de ladera que están por encima, ocultan su relación hacia el E con las litologías de la asociación alcalino-carbonatítica (fig1). El contacto con esta última, a la altura del espigón de Punta de la Nao, es una falla normal de dirección E-W pre-pliocena, puesto que está también sellada por la discordancia antes mencionada.

Dicha fractura pone en contacto las facies fragmentarias extrusivas, con materiales que presumiblemente habrían estado en posición inferior a éstas y que ahora se muestran en posición adyacente. Una parte de estos materiales está constituida por la formación volcánica submarina, aquí representada por esquiras centimétricas de hialoclastitas, de composición basáltica (olivínico-plagioclásica), muy vesiculares y esplitizadas, que se muestran entre una densa malla (70-80%) de diques básicos. Estos materiales son inyectados, y parcialmente fenitizados, por las litologías de la asociación alcalino-carbonatítica posterior. Las litologías de dicha asociación están aquí representadas por ijolitas, sienitas nefelínicas, carbonatitas, y una familia de diques genéticamente relacionada, de dirección preferente N10°-15°.

Esta familia se distingue del resto de los diques por su peculiar mineralogía alcalina, que se describe más adelante. Adicionalmente no presenta fenómenos de fenitización, muestra relaciones de emplazamiento simultáneo con respecto a las litologías de la asociación, especialmente con sienitas nefelínicas y como veremos es cogenética con los materiales fragmentarios.

Las litologías granudas de la asociación alcalino-carbonatítica muestran en este afloramiento una gran heterogeneidad textural, de manera que coexisten facies microgranudas de enfriamiento más rápido, con otras granudas, de grano medio a grueso, de enfriamiento más lento, a su vez con interrelaciones mutuas diversas. Ello es especialmente notorio en las litologías de composición ijolítica que constituyen los volúmenes predominantes, aunque se producen también en las rocas sieníticas y entre éstas y el resto. Esta heterogeneidad textural indica un ámbito subvolcánico de cristalización, por lo cual representaría las raíces de los materiales volcánicos fragmentarios que se describen a continuación.

Características de los materiales fragmentarios y de los diques asociados

Los materiales fragmentarios se pueden considerar, en conjunto, como tobas polimícticas, que presentan variaciones de granulometría acusadas desde brechas volcánicas a tobas cineríticas, pero sin gradación evidente entre ambas. Las brechas aparecen siempre como facies proximales de los diques que se fragmentan e interdigitan con ellas (fig 2A). Estos diques pueden aparecer aislados entre sí o agrupados formando enjambres de varios metros, cuyos bordes interlobulados (fig 2A) ponen de manifiesto que su emplazamiento fue casi simultáneo. Interdigitándose con los diques máficos aparecen bolsadas irregulares de rocas sálicas que conjuntamente con ellos dan lugar a estructuras de "mingling" magmático. Estas agrupaciones podrían representar restos de conductos eruptivos en los cuales la presencia de fenómenos de "mingling" explican que la brecha cogenética contenga, junto a los fragmentos máficos dominantes, una proporción relativamente alta de fragmentos sálicos (fig. 2A).

Las tobas cineríticas inmediatamente por encima de estas brechas presentan bandeado fino, plano paralelo, que resulta similar a los de los depósitos de tipo "base surge". Espacialmente pasan a lechos de apariencia más masiva, de aspec-

to lávico, si no fuera por la presencia en ellos de fragmentos líticos de tamaño variable, que ocasionalmente producen huellas de impacto balístico (fig. 2B). Los niveles de tobas de granulometría más grosera, en general en posición más próxima a la brecha, son los que contienen una mayor concentración de fragmentos líticos de tamaño, composición y forma variables. Entre ellos los fragmentos accidentales más frecuentes son los basálticos de la formación volcánica submarina previa. Los fragmentos cogenéticos y los juveniles, redondeados y angulosos, son los más abundantes y entre ellos se encuentran, además de los resultantes de la fragmentación de los diques máficos, diversos tipos texturales de ijolitas, piroxenitas anfibólicas y micáceas, sienitas y carbonatitas. Los fragmentos cristalinos están representados esencialmente por flogopita, anfíbol y clinopiroxeno y en menor proporción perovskita, apatito y esfena. Especial mención merecen los fragmentos de carbonatitas dado que una parte de ellos tiene textura porfídica, con una matriz formada por cristalitos tabulares que son indicativos de cristalización volcánica (Keller, 1989). Cristales tabulares de este tipo aparecen a veces incorporados a la matriz de las tobas cineríticas finas (fig. 2C), lo cual indica que la generación de las mismas pudo ser simultánea con la producción de carbonatitas volcánicas.

El carácter no vesicular de la matriz vítrea de la toba, así como la mayoría de las características antes expuestas sobre estos materiales inducen a interpretarlos como un depósito hidroclástico, de afinidad freatomagmática, de tipo maar.

Este conjunto y otros similares han sido incluidos dentro de la formación volcánica submarina debido a su naturaleza fragmentaria. No obstante, todas las características de los mismos, especialmente su composición, hacen ineludible incluirlos en la serie alcalino-carbonatítica posterior.

Materiales similares situados por encima de un nivel bioclástico Oligoceno han sido descritos por Ibarrola et al., (1989) como pertenecientes a la serie submarina, aunque las edades obtenidas de los mismos (22-25Ma.) son coincidentes con las del intervalo del magmatismo alcalino-carbonatítico (de Ignacio et al., 2002).

Aspectos texturales y composición mineralógica.

La textura de las tobas volcánicas hace referencia a lo que constituye la matriz de las mismas en el terreno, que a su

vez está integrada esencialmente por fragmentos de cristales y líticos muy finos. Los primeros son mayoritariamente cogenéticos y de idéntica composición que la de los fenocristales de los diques, a saber: clinopiroxeno, anfíbol, flogopita, perovskita, esfena, apatito, olivino pseudomorfizado, magnetita, ilmenita y ocasionalmente cristales tabulares de calcita (fig. 2C). Los tres primeros son los más abundantes, presentándose en concentraciones y tamaños variables. Todos ellos están inmersos en una matriz inicialmente constituida por esquirras vítreas, no vesiculares y parcial o totalmente desvitrificadas. Los productos de desvitrificación hidrotermal están constituidos por microlitos de albita, analcima, carbonatos de Sr y Ba y diminutos agregados de grosularia y andradita. Esta desvitrificación difumina, en buena parte, el carácter fragmentario de la matriz de la toba.

Los diques presentan texturas porfídicas o glomeroporfídicas, ocasionalmente seriadas, cuya matriz suele ser muy poco cristalina, criptocristalina, intersertal e hialopilitica, en la cual son frecuentes las formas ocellares. En función de la composición mineralógica se han distinguido dos grupos dominantes que, atendiendo al orden de abundancia de fenocristales y microfenocristales, son los siguientes:

- a) clinopiroxeno + anfíbol + apatito + esfena + magnetita + ilmenita ± flogopita.
- b) clinopiroxeno + flogopita + anfíbol ± olivino (seudomorfos) + apatito ± perovskita ± esfena + magnetita-ilmenita.

El grupo a) acumula clinopiroxeno y anfíbol, y en él la mica es accesoria o inexistente, mientras que en el grupo b), donde este mineral está siempre presente, adicionalmente pueden aparecer o bien perovskita y sólo magnetita (subgrupo b1) o bien seudomorfos de olivino, esfena y magnetita-ilmenita, con inclusiones rutilo, pero no perovskita (subgrupo b2). El grupo b) es, por tanto, más variado composicionalmente, ya que incluye litologías que representan a un fundido más primario (subgrupo b2) y a otro más fraccionado y de mayor fO_2 (subgrupo b1). No obstante, los minerales comunes a todos ellos muestran una composición química similar y coincidente con la de los fragmentos minerales de las tobas, por lo que se describirán conjuntamente.

Los fenocristales de **clinopiroxeno**, siempre idiomorfos y con frecuencia zonados, son diopsido, con alta concentración de CaO (Wo_{48-52}). Las variaciones en la zonación, de centro a borde, de los componentes moleculares cubren un in-

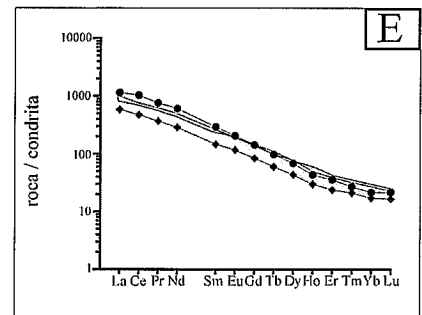
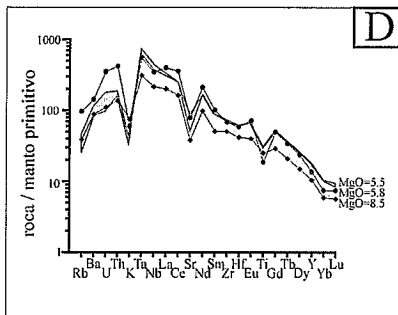
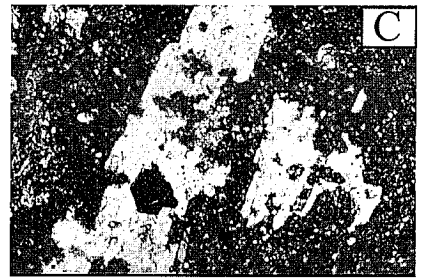
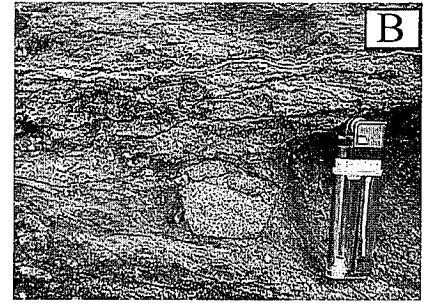
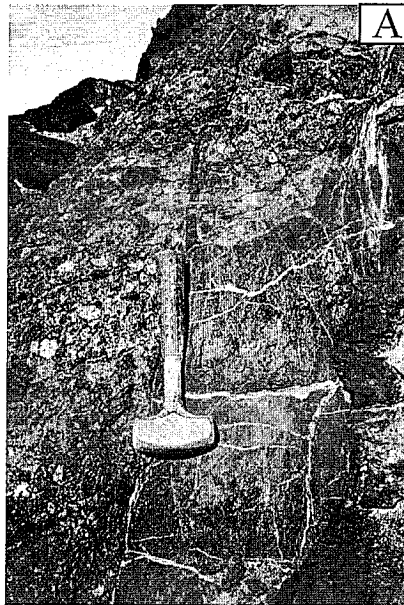


Fig. 2.- A.- Relación entre diques y brechas fragmentarias. B.- Toba cinerítica con fragmentos centimétricos de sienita nefelínica. C.- Cristales tabulares de calcita parcialmente corroídos incluidos en la toba (x220). D.- Normalización al manto primitivo. E.- Espectro de tierras raras. En ambas figuras las normalizaciones según Sun y McDonough (1989). Los símbolos en ambos diagramas corresponden a: círculos: dique con perovskita (b1); rombos: diques sin perovskita (b2); área de sombreado oscuro: intervalo de proyección de ijolitas con y sin perovskita; área de sombreado claro: intervalo de proyección de las tobas volcánicas.

Fig. 2.- A.- Relationship between dykes and breccia tuffs. B.- Ash tuff bearing centimetric fragments of nepheline-syenite. C.- Tabular, partially corroded, calcite crystals enclosed in the tuff (x220). D.- Primitive mantle normalization. E.- Chondrite-normalized REE patterns. Normalizations for both figures after Sun and McDonough (1989). The symbols in both diagrams are: circles: perovskite-bearing dyke (b1); diamonds: dyke without perovskite (b2); Dark-shaded area: ijolites with and without perovskite y light-shaded area: volcanic tuffs.

tervalo desde $Wo_{48-50}; En_{38-42}; Fs_{8-14}$ hasta $Wo_{50-54}; En_{34-38}; Fs_{8-16}$. La covariación Al:Ti, cuya relación aumenta de centro a borde desde 1.5 a 3, representa una tendencia típica de la cristalización a baja presión de los magmas fuertemente alcalinos. Todas las variaciones composicionales del clinopiroxeno, tanto en los diques como en las tobas, son equivalentes al intervalo de variación observado en clinopiroxenitas e ijolitas.

Los fenocristales de **anfíbol** corresponden siempre a kaersutita con limitadas variaciones, salvo en el subgrupo b1,

que contiene fenocristales de perovskita, cuya entrada temprana condiciona la disminución de TiO_2 y CaO en el anfíbol que, a su vez, es algo más rico en MgO. Aplicando el termómetro de Otten (1984) en este mineral, se han obtenido unas T de cristalización para los diques entre 1000° y 1150°C.

La **flogopita** es poco variable en FeO y MgO (Phl_{70-80}), con mayores variaciones en las concentraciones de TiO_2 (4-8%), que son de nuevo inferiores ($TiO_2=1-3\%$) cuando coexiste con perovskita, por análogo ra-

zón a la expresada para el caso del anfíbol. En general tiene además, concentraciones elevadas de BaO (1-3%), sustituyendo al K_2O , las cuales son también inferiores, por la misma causa, en las rocas con perovskita.

El olivino, aparece siempre pseudomorfizado a un agregado de pequeños cristales prismáticos de diopsido y flogopita, cuyas composiciones son mucho más ricas en MgO (En_{44-46} y Phl_{85-90} respectivamente) que las de los fenocristales de la roca. Esta pseudomorfosis indica (Ericksson, 1989) una reacción del tipo: olivino + fundido @ flogopita + diopsido + vapor, común en los magmas silicatados subsaturados de tipo ijolítico (Dawson et al., 1995).

La perovskita, en los diques en que aparece, lo hace en fenocristales idiomorfos de buen tamaño, con frecuencia esqueléticos, lo que pone de manifiesto su crecimiento temprano y el rápido enfriamiento sufrido por los materiales que la incluyen. La perovskita tiene una composición muy próxima al término puro ($Prv=92-96$) y una proporción de loparita muy moderada ($Lo_{Ce}=2-6\%$), propia de rocas piroxeníticas e ijolíticas (Chakhmouradian y Mitchell, 1998). Suele ir acompañada de magnetita titanada ($TiO_2 = 1-6\%$).

En las rocas sin perovskita el par ilmenita-magnetita indica unas T de cristalización entre 950° y $1100^\circ C$, en el intervalo de las estimadas con el anfíbol.

La matriz en los diques está en general menos desvitrificada que en las tobas y en estos casos la temperatura obtenida ($872^\circ-938^\circ C$) debe ser próxima a la del enfriamiento previo a la fragmentación explosiva. Esta matriz contiene con frecuencia formas globulares u oclares ocupadas por calcita o por microlitos de albita y analcima, cuyo carácter primario o secundario es discutido por diferentes autores en rocas similares.

En resumen, los fenocristales de los diques y los fragmentos minerales de las tobas tienen composición similar y en ambos casos representan mineralogías características de las rocas silicatadas asociadas a las carbonatitas.

Aspectos Geoquímicos e interpretación.

Los aspectos que aquí se comentan incluyen datos químicos de las matrices de las tobas más finas, con menos fragmentos líticos y de los diques del grupo b), dado que no acumulan

fases minerales. En los diagramas adjuntos (Figs 2E y 2D) están proyectados los dos subgrupos representativos (b1 y b2) y en el intervalo entre ambos se distribuyen las tobas y otros diques. Adicionalmente se comparan con datos de ijolitas de afloramientos adyacentes.

Tanto las tobas como los diques son fuertemente subsaturados en SiO_2 y con altas concentraciones en álcalis ($Na_2O/K_2O \geq 1$). Así, en el diagrama TAS los diques se proyectan en el campo de las foiditas, próximos a basanitas, mientras que las tobas se proyectan en ambos campos, solapándose en parte con los anteriores, y con las rocas ijolíticas que se proyectan, asimismo, en ambos campos. Todos ellos contienen proporciones de nefelina normativa $>10\%$, por lo cual deben ser considerados como nefelinitas, (equivalente a ijolitas). Por su contenido en MgO (fig. 2D), Cr y Ni, son rocas fraccionadas, en manera similar a las ijolitas. Tienen elevadas concentraciones de CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 y P_2O_5 que se reflejan en la variada gama de óxidos y silicatos que combinan estos componentes, así como en la abundancia de fluorapatito.

Como se observa en el diagrama de normalización (fig. 2D) todas las litologías representadas contienen idénticos tipos de anomalías, por lo que es clara su afinidad magmática. Como además se aprecia, todo el conjunto muestra un fuerte enriquecimiento, frente al manto primitivo, en todos los elementos incompatibles y especialmente en Tierras Raras, lo cual es típico de magmas marcadamente alcalinos asociados a carbonatitas. Como se muestra en la fig. 2D, la disminución de MgO es acompañada por aumento Sr, Zr, Nb, Y y Ce lo cual indica fraccionación de olivino, clinopiroxeno y anfíbol. Incidiendo en lo anterior, las anomalías negativas de Rb, K y Ti indican el fuerte papel ejercido durante la fraccionación de fases hidratadas como la kaersutita. Dado que durante la fraccionación la relación CaO/TiO_2 permanece constante, el aumento que se produce de Ce se invierte en la formación de perovskita. La mayor o menor concentración de este mineral controla también las anomalías positivas de U, Th y Ta (fig. 2D). Adicionalmente, la anomalía negativa de Sr en todo el conjunto de rocas se explica por la incorporación preferente de este elemento al fundido carbonatítico frente al silicatado asociado. Finalmente, como las relaciones La/Nb - Zr/Nb no están condicionadas por procesos de fraccionación o fusión parcial, por lo que se pueden utilizar como método de aproximación para identificar la fuente mantélica. Las relaciones La/Nb (0.78-0.91) y Zr/Nb (3.20-3.70) hacen que nuestras rocas se proyecten dentro del límite entre los componentes

mantélicos de tipo HIMU y EM. Teniendo en cuenta las características composicionales de los términos menos fraccionados, lo más probable es que el magma primitivo fuera de composición afín a nefelinita olivínica enriquecida en CO_2 .

Por todo ello, los materiales volcánicos y diques cogenéticos, aquí descritos, han de considerarse términos volcánicos pertenecientes a la asociación alcalino-carbonatítica.

Agradecimientos

Agradecemos la ayuda del Dr. J. González del Tánago y de D. A. Fernández Larios del Servicio de Microsonda Electrónica. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB 98-0854 de la DGICYT.

Referencias

- Chakhmouradian, A.R. y Mitchell, R.H. (1998): *Can. Mineral.* 36, 953-969
- Dawson, J.B., Smith, J.V. y Steele, I.M. (1995): *Jour. Petrol.* 36, 797-826
- Ericksson, S.C. (1989): *En: Carbonatites. Genesis and Evolution*, Bell, K (ed.) 70-88
- Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E. y López Ruiz, J. (1968): *Geology and volcanology of the Canary Islands. Fuerteventura*. Int. "Lucas Mallada" C.S.I.C.
- Fúster, J.M., Muñoz, M., Sagredo, J., Yebenes, A., Bravo, T. y Hernández Pacheco, A. (1980): *Bol. Geol. Min. de España*, 91-II, 351-390
- Fúster, J.M., Barrera, J.L., Muñoz, M., Sagredo, J. y Yebenes, A. (1984): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1106-III (Pájara) del Mapa geológico Nacional a escala 1:25.000, IGME.
- Ibarrola, E., Fúster, J.M., y Cantagrel, J.M. (1989): *E.S.F. Meeting on Canarian Volcanism*, 124-128
- de Ignacio, C., Muñoz, M. y Sagredo, J. (2002): *Geogaceta (este volumen)*
- de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J. y Barbero, L. (2002): *Geotemas* (en prensa)
- Keller, J. (1989): *En: Carbonatites. Genesis and Evolution*, Bell, K (ed.) 70-88
- Muñoz, M. y Sagredo, J. (2000): *Geotemas*, 1-3, 273-276
- Otten, M.T. (1984): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 189-199
- Stillman, C.J., Fúster, J.M., Bennell-Baker, M.J., Muñoz, M., Smewing, J.D. and Sagredo, J. (1975): *Nature*. 257, 469-471
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989): *En: Magmatism in the Ocean Basins. Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds)* 313-345